



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

MAPEAMENTO EÓLICO DO ESTADO DE ALAGOAS UTILIZANDO FERRAMENTAS  
COMPUTACIONAIS E DADOS OBSERVADOS

DIOGO NUNES DA SILVA RAMOS

MACEIÓ, AL  
JANEIRO, 2012

DIOGO NUNES DA SILVA RAMOS

MAPEAMENTO EÓLICO DO ESTADO DE ALAGOAS UTILIZANDO FERRAMENTAS  
COMPUTACIONAIS E DADOS OBSERVADOS

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.

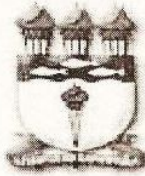
Orientador:

Prof. Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra

Co-Orientador:

Prof. Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Júnior

MACEIÓ, AL  
JANEIRO, 2012



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

**CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO**

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-091.

***“MAPEAMENTO EÓLICO DO ESTADO DE ALAGOAS UTILIZANDO  
FERRAMENTAS COMPUTACIONAIS E DADOS OBSERVADOS”***

***Diogo Nunes da Silva Ramos***

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 Júnior  
(Co-Orientador)

Prof. Dr. Ricardo Ferreira Carlos de Amorim  
Membro Interno

Prof. Dr. Fernando Ramos Martins  
(Membro externo - INPE)

**Janeiro/2012**

## **DEDICATÓRIA**

À minha família, DEDICO.



## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais Izaias Ramos e Simone Nunes, pela educação e imenso esforço na minha formação, além de terem sempre acreditado em mim, e terem me apoiado nos bons e nos maus momentos.

Ao prof. Roberto Lyra, pela paciência e amizade, por ter acreditado no meu potencial e pela orientação, desde a iniciação científica até a pós-graduação, tornando possível a elaboração deste trabalho e no meu crescimento profissional.

Ao prof. Rosiberto Salustiano pela co-orientação e companheirismo, que além da ajuda fundamental no modelo WRF, sempre me incentivou no aperfeiçoamento acadêmico principalmente ao ramo computacional na meteorologia, que no final, valeram a pena pelo conhecimento adquirido.

Aos membros da banca, Prof. Dr. Ricardo Amorim e Prof. Dr. Fernando Martins por terem aceitado o convite, dedicado tempo na correção, colaborando com sugestões e críticas construtivas que possibilitaram o aprimoramento do trabalho.

Aos amigos que fiz no Laboratório de Micrometeorologia, Allan Rodrigues, Flávia Rabelo e Marney Lisboa, e também a Gerson Lopes do Laboratório de Modelagem Atmosférica, além dos colegas de turma do mestrado, parceiros em todas as ocasiões, principalmente nos incontáveis momentos de descontração.

Ao projeto *Implementação de conjunto de ferramentas computacionais em Alagoas: modelos atmosféricos (WRF e ETA) e o modelo para levantamento do potencial eólico (WAsP)* de Desenvolvimento Científico e Regional/FAPEAL/CNPq, coordenado pelo Prof. Dr. Rosiberto Salustiano, pela utilização do *software* WAsP.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pelo apoio financeiro através da concessão da bolsa de mestrado, sem a qual não seria possível a realização desta dissertação.

## RESUMO

Com a crescente demanda energética e a oportunidade de exploração de energia renovável (eólica), este trabalho realiza o mapeamento do potencial eólico em Alagoas. Este trabalho é baseado no uso de medições anemométricas entre agosto/2007 a julho/2008, além de ferramentas computacionais: modelo atmosférico de mesoescala (WRF); modelo numérico de microescala (WAsP®); dados de sistemas de informações geográficas (SIG). As estações anemométricas foram distribuídas geograficamente nas três mesorregiões do Estado: Sertão (Água Branca), Agreste (Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios) e Litoral (Feliz Deserto, Maragogi e Roteiro). As simulações do WRF foram validadas através de séries temporais (médias diárias, mensais, ciclos diurnos), análises estatísticas e Distribuições de Weibull. Avaliaram-se ainda o uso do WAsP como ferramenta para cálculo espacial da velocidade do vento em microescala. Os dados de entrada no WAsP, além das simulações do modelo WRF e da elaboração de diversos mapas, foram todos tratados e desenvolvidos no software ArcGIS®. Os resultados mostraram que houve maior eficiência do WRF nas simulações da velocidade do vento para sítios do interior alagoano, com bias inferior a 1 m.s-1. Estas estimativas foram mais precisas durante a estação do verão (bias menor que 0,5 m.s-1) e mais discrepantes no inverno, com erro médio de até 3 m.s-1. Para o litoral, estes valores foram superestimados em mais de 3 m.s-1, exceto em Maragogi. A direção do vento do WRF foi calculada com acerto em todos os sítios, sendo dominante de leste no litoral, leste a nordeste no agreste, e sudeste em Água Branca. O mapa eólico anual do WRF para Alagoas apresentou áreas com bom potencial energético, cuja magnitude do vento varia entre 7 a 9 m.s-1 em 50 metros de altura. A aplicação do WAsP na microescala mostrou boa semelhança aos mapas obtidos no Atlas Eólico do Estado de Alagoas – AEEA. Os modelos atingiram resultados satisfatórios, porém ainda precisam ser aperfeiçoados em alguns aspectos.

Palavras-Chave: Vento. Mapeamento Eólico. Modelo WRF. Sistemas de Informações Geográficas. WAsP.

## ABSTRACT

With the growing energy demand and the opportunity for exploitation of renewable energy (wind energy), this paper performs the mapping of wind potential in Alagoas. This study is based on the use of anemometer measurements between August/2007 to July/2008, as also computational tools: mesoscale atmospheric model (WRF); numerical model of microscale (WAsP<sup>®</sup>); data from Geographic Information Systems (GIS). The stations with anemometers were geographically distributed in three mesoregions of the State: Backwoods “Sertão” (Água Branca), Rural “Agreste” (Girau do Ponciano and Palmeira dos Índios) and Coast “Litoral” (Feliz Deserto, Maragogi and Roteiro). WRF simulations have validated by time series (daily average, monthly average and diurnal cycles), statistical analysis and Weibull distributions. It was also evaluated using WAsP as a tool for calculating the spatial wind speed in microscale. The input data in WAsP, in addition to the WRF model simulations and the preparation of various maps, were all treated and developed in the ArcGIS<sup>®</sup> software. The results showed greater efficiency in the WRF simulation of wind speed for sites to the interior of Alagoas, with bias less than  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . These estimates were more accurate during the summer season (bias less than  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ ) and more disparate in winter, with average error of up to  $3 \text{ m.s}^{-1}$ . For the Coast, these values were overestimated by more than  $3 \text{ m.s}^{-1}$ , except in Maragogi. The wind direction from WRF was calculated with accuracy in all sites, being dominant in the east coast, east to northeast in Rural, and southeast in Água Branca. The annual wind map for WRF for Alagoas showed areas with good potential energy, the magnitude of the wind varies between  $7\text{-}9 \text{ m.s}^{-1}$  at 50 meters high. Application of the WAsP in the microscale showed good resemblance to the maps obtained in the Wind Atlas of the State of Alagoas - AEEA. The models achieved satisfactory results, but still need to be improved in some respects.

Key-Words: Wind. Wind power mapping. WRF Model. WAsP. Geographic Information System.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Distribuição das fontes de energia que compõem a Matriz Elétrica Brasileira.....	14
Figura 2. Representação da circulação atmosférica em escala planetária com os demais tipos de células.....	18
Figura 3. Camada Limite Atmosférica e as outras divisões da troposfera.....	19
Figura 4. Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial.....	20
Figura 5. Ciclo diurno médio da velocidade do vento em várias alturas durante o experimento Wangara.....	22
Figura 6. Determinação do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) através do perfil logaritmo do vento.....	22
Figura 7. Esquema de um perfil topográfico ideal para deslocamento do vento.....	24
Figura 8. Classificação de diferentes distribuições horizontais da topografia.....	24
Figura 9. Variação do perfil vertical do vento sobre diferentes padrões orográficos.....	25
Figura 10. Formação de circulações e recirculações do vento em áreas de falésias e demais barreiras orográficas.....	25
Figura 11. Secção Leste-Oeste do fluxo do vento entre continente e oceano, durante o dia (a) e noite (b).....	26
Figura 12. Resumo geral das etapas realizadas na instalação de um parque eólico.....	28
Figura 13. Capacidade total de geração eólica no mundo entre os anos 2001 a 2011.....	34
Figura 14. Localização do Estado de Alagoas na região Nordeste do Brasil, com suas mesorregiões Agreste, Litoral e Sertão.....	36
Figura 15. Climatologia do regime pluviométrico de Alagoas.....	37
Figura 16. Modelo Digital de Elevação do Estado de Alagoas.....	38
Figura 17. Mapa de Vegetação de Alagoas.....	39
Figura 18. Relação dos municípios onde se localizam as estações anemométricas.....	40
Figura 19. Fotografias tiradas em campo das torres anemométricas e vegetação local.....	41
Figura 20. Representação da grade de Arakawa-C.....	46
Figura 21. Ilustração da coordenada vertical $\eta$ .....	47
Figura 22. Localização geográfica dos domínios configurados no modelo WRF.....	47
Figura 23. Diferença entre as interações das camadas verticais no interior da CLA entre as parametrizações ACM e ACM2.....	49

Figura 24. Modelo de convecção na CLA que foi aprimorado e transformado na parametrização ACM2. ....	50
Figura 25. Topografia USGS do Modelo WRF, com indicações da localização de cada sítio experimental. ....	51
Figura 26. Classificação do uso do solo MODIS do Modelo WRF para o Estado de Alagoas: (a) Verão; (b) Inverno no Hemisfério Sul. ....	52
Figura 27. Comparação da velocidade média mensal medida e a simulada pelo WRF, usando o $u_*$ e $z_0$ individuais (OBS- $u_*$ ) ou não (OBS-perf. log.): (a) Sertão; (b) Agreste; (c) Litoral. ....	54
Figura 28. Esquematização de funcionamento do WAsP. ....	56
Figura 29. Mapa exemplificando como a rugosidade é interpretada no WAsP. ....	58
Figura 30. Imagens de satélite com representação dos domínios WAsP. (a) Água Branca, (b) Feliz Deserto, (c) Girau do Ponciano, (d) Maragogi, (e) Palmeira dos Índios e (f) Roteiro. ....	60
Figura 31. Representação das zonas UTM 24 e 25 que abrangem o Estado de Alagoas. ....	64
Figura 32. Rosa dos ventos dividida em 16 setores. ....	67
Figura 33. Fluxograma que representa a execução geral do trabalho, com principais informações em cada etapa. ....	69
Figura 34. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Água Branca. ....	71
Figura 35. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Feliz Deserto. ....	72
Figura 36. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Girau do Ponciano. ....	73
Figura 37. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Maragogi. ....	73
Figura 38. Média horária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF durante o mês de maio de 2008 em Maragogi. ....	74
Figura 39. Valores horários da velocidade de fricção simulada pelo WRF para Maragogi durante agosto de 2007 a julho de 2008. ....	75
Figura 40. Imagens do satélite GOES-10, canal infravermelho realçado, no período de 24 horas de formação do sistema convectivo intenso do dia 09/05 de 2008. HL – Hora Local. ....	76
Figura 41. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Palmeira dos Índios. ....	77
Figura 42. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Roteiro. ....	78
Figura 43. Ciclo diurno médio anual da velocidade do vento observado e simulado em 30 metros de altura nos sítios do litoral alagoano. ....	80

Figura 44. Ciclo diurno médio anual da velocidade do vento observado e simulado em 30 metros de altura nos sítios do interior alagoano. ....	81
Figura 45. Média mensal e seus respectivos desvios da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF.....	83
Figura 46. Distribuição anual de probabilidade de Weibull com dados observados e simulados da velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ).....	87
Figura 47. Desvios entre distribuições de frequência da velocidade do vento observada e simulada. ....	89
Figura 48. Erro médio anual e sazonal da velocidade do vento WRF em 30 metros de altura. ....	92
Figura 49. Direção predominante do vento anual observada e simulada.....	95
Figura 50. (a) Representação topográfica dos Estados de Alagoas, Sergipe e Pernambuco, e indicação da direção predominante do vento. Ponto 1 = Pão de Açúcar (AL); Ponto 2 = Brejo Grande (SE). (b) Imagem de satélite para Água Branca.....	97
Figura 51. Direção do vento anual observada em Brejo Grande (SE) e Pão de Açúcar (AL) durante o dia e noite.....	98
Figura 52. Desenvolvimento médio anual da evolução diurna da velocidade do vento observada em 10 metros para Brejo Grande (SE) e Pão de Açúcar (AL), e 30 metros para Água Branca (AL).....	99
Figura 53. Direção do vento medida (observado) e simulada (WRF) durante o verão e inverno em Água Branca, Feliz Deserto e Girau do Ponciano.....	99
Figura 54. Direção do vento medida (observado) e simulada (WRF) durante o verão e inverno em Maragogi, Palmeira dos Índios e Roteiro. ....	100
Figura 55. Mapa eólico anual para altura de 50 metros. (a) AEEA e (b) WRF. ....	102
Figura 56. Mapa anual WRF da velocidade do vento ( $m.s^{-1}$ ) em 50 metros e direção em 10 metros sobrepostos ao relevo digital de Alagoas.....	103
Figura 57. Mapeamento WAsP em 50 metros de altura para Água Branca: (a) AEEA; (b) mapa $OBS_{in}$ da velocidade do vento. ....	104
Figura 58. Desvios entre mapas 3D WAsP com $OBS_{in}$ e $WRF_{in}$ em Água Branca.....	105
Figura 59. Mapeamento WAsP em 100 metros de altura para Feliz Deserto: (a) AEEA; (b) mapa $OBS_{in}$ da velocidade do vento. ....	106
Figura 60. Desvios entre mapas 3D WAsP com $OBS_{in}$ e $WRF_{in}$ em Feliz Deserto.....	107
Figura 61. Mapeamento WAsP em 50 metros de altura para Girau do Ponciano: (a) AEEA; (b) mapa $OBS_{in}$ da velocidade do vento.....	107
Figura 62. Desvios entre mapas 3D WAsP com $OBS_{in}$ e $WRF_{in}$ em Girau do Ponciano.....	108

Figura 63. Mapeamento WASP em 50 metros de altura para Maragogi: (a) AEEA; (b) mapa OBS <sub>in</sub> da velocidade do vento. ....	109
Figura 64. Desvios entre mapas 3D WASP com OBS <sub>in</sub> e WRF <sub>in</sub> em Maragogi.....	110
Figura 65. Mapeamento WASP em 100 metros de altura para Palmeira dos Índios: (a) AEEA; (b) mapa OBS <sub>in</sub> da velocidade do vento.....	110
Figura 66. Desvios entre mapas 3D WASP com OBS <sub>in</sub> e WRF <sub>in</sub> em Palmeira dos Índios. ....	111
Figura 67. Mapeamento WASP em 50 metros de altura para Roteiro: (a) AEEA; (b) mapa OBS <sub>in</sub> da velocidade do vento. ....	112
Figura 68. Desvios entre mapas 3D WASP com OBS <sub>in</sub> e WRF <sub>in</sub> em Girau do Roteiro. ....	112

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Cronologia de estudos com o desenvolvimento de várias listas do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ). .....	23
Tabela 2. Números referentes até novembro de 2011 da participação da fonte eólica na matriz elétrica brasileira.....	30
Tabela 3. Informações do relatório global de Energias Renováveis (ER) de 2011, ano base 2010.....	34
Tabela 4. Percentual de consistência dos dados anemométricos utilizados. (-) indica ausência de dados.....	42
Tabela 5. Informações gerais das torres anemométricas para cada sítio experimental e seus níveis de medição da velocidade do vento (VV) e direção do vento (DD).....	43
Tabela 6. Parametrizações físicas utilizadas na execução do Modelo WRF. ROC – Radiação de Onda Curta; ROL – Radiação de Onda Longa; TSMO – Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov; RRTM – <i>Rapid Radiative Transfer Model</i> . .....	49
Tabela 7. Parâmetros físicos para cada tipo de superfície vegetativa do MODIS utilizada no WRF. $Z_0$ é o comprimento de rugosidade. ....	53
Tabela 8. Valores de $z_0$ adotados pelo modelo de rugosidade do WAsP para cada tipo de superfície do terreno.....	59
Tabela 9. Fluxo médio do calor superficial ( <i>Hoff</i> ) e seu desvio ( <i>Hrms</i> ) definido como padrão no WAsP. ....	63
Tabela 10. Coordenadas UTM e suas respectivas zonas utilizadas como centroide nos mapas de relevo do WAsP. ....	64
Tabela 11. Configuração das coordenadas UTM do domínio do <i>RGrid</i> , $Z_0$ e altura simulada.....	65
Tabela 12. Classificação da diferença entre séries temporais observadas e simuladas pelo WRF. $u$ – velocidade do vento. ....	68
Tabela 13. Desvios nas medições da velocidade do vento em 30 metros registrado pelo anemômetro. (-) ausência de dados.....	79
Tabela 14. Valores anuais dos fatores de forma ( $k$ ) e escala ( $A$ ) da distribuição de Weibull para cada sítio experimental com dados observados e simulados (WRF). ....	85
Tabela 15. Relação das classes de velocidade do vento com maior frequência nos dados observados e simulados (WRF) nos períodos anuais, verão e inverno.....	90
Tabela 16. Desvio médio de frequência (DFREQ) entre três classes da velocidade do vento observada e simulada (WRF) no período anual, de verão e inverno. ....	90
Tabela 17. Valores mensais, sazonais e anuais do RMSE para os sítios experimentais. (-) ausência de dados.....	93



## LISTAS DE ABREVIACOES E SIGLAS

- ACM** – Asymmetrical Convective Model
- AEEA** – Atlas Eólico do Estado de Alagoas
- ANEEL** – Agência Nacional de Energia Elétrica
- AL** – Atmosfera Livre
- BEN** – Balanço Energético Nacional
- CCEE** – Câmara de Comercialização de Energia Elétrica
- CFD** – Computational Fluid Dynamic
- CLA** – Camada Limite Atmosférica
- CLI** – Camada Limite Interna
- CLS** – Camada Limite Superficial
- CPTEC** – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- CRESESB** – Centro de Referência para Energia Solar e Eólica Sérgio de Salvo Brito
- DOL** – Distúrbios Ondulatórios de Leste
- DTU** – Denmark Technical University
- ELETRORBRAS** – Centrais Elétricas Brasileiras S/A
- EMA** – Estaao Meteorológica Automática
- ENOS** – El Nio Oscilação Sul
- ESRI** – Environmental System Research Institute
- FAA** – Federal Aviation Administration
- IBGE** – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IEA** – International Energy Agency
- IEC** – International Electrotechnical Commission
- INPE** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- JPL** – Jet Propulsion Laboratory
- LACTEC** – Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento
- LES** – Large Eddy Simulation
- LI** – Linhas de Instabilidade
- LSM** – Land Surface Model
- MDE** – Modelo Digital de Elevação
- MMM** – Mesoscale & Microscale Meteorology
- MODIS** – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

**NASA** – National Aeronautics and Space Administration  
**NCAR** – National Center for Atmospheric Research  
**NCEP** – National Center for Environmental Prediction  
**NEB** – Nordeste Brasileiro  
**NOAA** – National Ocean and Atmospheric Administration  
**NRL** – Naval Research Laboratory  
**ONU** – Organização das Nações Unidas  
**PCH** – Pequenas Centrais Hidrelétricas  
**PNT** – Previsão Numérica do Tempo  
**POA** – Perturbação Ondulatória dos Alísios  
**PROINFA** – Programa de Incentivo às Fontes Alternativas de Energia Elétrica  
**RMSE** – Root Mean Square Error  
**RRTM** – Rapid Radiative Transfer Model  
**SAGA** – System for Automated Geoscientific Analysis  
**SEMARH** – Secretaria de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos  
**SIG** – Sistemas de Informações Geográficas  
**SIN** – Sistema Elétrico Interligado Nacional  
**SONDA** – Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais  
**SRTM** – Shuttle Radar Topography Mission  
**TKE** – Turbulence Kinetic Energy  
**TSMO** – Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov  
**UFAL** – Universidade Federal de Alagoas  
**USGS** – United States Geological Survey  
**UTM** – Universal Transversa de Mercator  
**VCAN** – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis  
**WAsP** – Wind Atlas, Analysis and Application Program  
**WRF** – Weather Research and Forecasting  
**WWEA** – World Wind Energy Association  
**ZCIT** – Zona de Convergência Intertropical  
**ZE** – Zona de Entronhamento

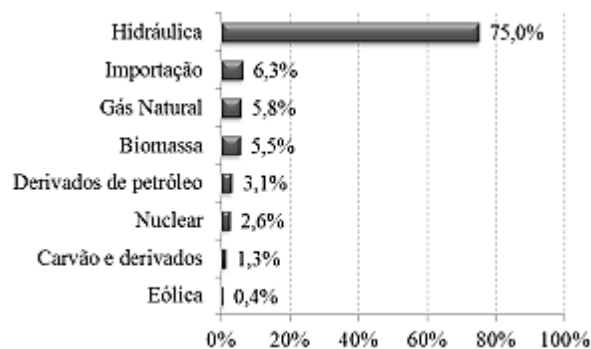
## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
2. REVISÃO DE LITERATURA .....	17
2.1 Vento e Circulação Geral da Atmosfera .....	17
2.2 Camada Limite Atmosférica .....	19
2.3 Influência do terreno .....	22
2.4 Energia Eólica .....	27
2.5 Mapeamento Eólico .....	31
2.6 Panorama mundial da energia eólica .....	34
3. MATERIAIS E MÉTODOS .....	36
3.1 Climatologia, Relevo e Vegetação de Alagoas .....	36
3.2 Descrição dos sítios experimentais.....	40
3.3 Sistemas de Informações Geográficas .....	43
3.4 Modelo de Mesoescala – WRF.....	45
3.5 Modelo de Microescala – WAsP .....	55
3.6 Distribuição de Weibull .....	65
3.7 Resumo das etapas metodológicas empregadas .....	67
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	70
4.1 Comparação do WRF com os dados observados.....	70
4.1.1 Médias diárias da velocidade do vento em 30m.....	70
4.1.2 Médias mensais da velocidade do vento em 30m.....	82
4.1.3 Distribuição de Weibull .....	85
4.1.4 Comparativo entre as distribuições de frequência da velocidade do vento .....	88
4.1.5 BIAS e RMSE .....	91
4.1.6 Direção do vento.....	94
4.2 Mapa eólico anual de Alagoas em mesoescala – WRF .....	101
4.3 Mapa eólico anual em microescala – WAsP.....	103
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	114
6. CONCLUSÕES .....	115
7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	117
REFERÊNCIAS .....	118

## 1. INTRODUÇÃO

De acordo com o Balanço Energético Nacional 2011 – Ano Base 2010 (BEN, 2011), a matriz elétrica brasileira é altamente dependente da fonte hidráulica, com 75% do total (Figura 1). Em termos de segurança energética, é importante buscar alternativas que possibilitem diminuir a alta vinculação às hidrelétricas, pois sua vulnerabilidade às condições climáticas implica em constante preocupação, podendo gerar maiores problemas (SILVA, ROSA e ARAÚJO, 2005). Aliada a necessidade de diversificar e reduzir esta enorme dependência, existe ainda os compromissos assinados nos protocolos ambientais pelo Governo Federal, correspondentes à emissão de gases do efeito estufa. Com isso, a aplicação de fontes renováveis e limpa de energia elétrica tem aumentado consideravelmente em todo o mundo, principalmente a fonte oriunda dos ventos, a energia eólica.

Figura 1. Distribuição das fontes de energia que compõem a Matriz Elétrica Brasileira.



Fonte: Adaptado de BEN, 2011.

A aplicação da energia eólica no Brasil enfrenta obstáculos nas mais diversas áreas (MARTINS e PEREIRA, 2011), como: políticas de incentivo; economia; pesquisa e desenvolvimento; licenciamento ambiental; arrendamento de propriedades; investimento público e privado. A discussão destes temas ao analisar o cenário atual e futuro do setor nacional, indica que o país se tornará um dos maiores produtores de energia eólica do mundo (UNEP, 2010). O atual momento brasileiro, desde o incentivo a uso de fontes renováveis até os acordos assinados de redução das emissões de gases estufa, assemelha-se à experiência obtida pela Alemanha há 20 anos (WACHSMANN e TOLMASQUIM, 2003). Mesmo com o avanço na aplicação da eólica no Brasil nos últimos anos, vários entraves ainda dificultam a expansão do setor, desde os aspectos burocráticos até estudos do vento mais detalhados.

Existe uma grande necessidade de pesquisa e desenvolvimento científico neste ramo energético. Deve-se ressaltar que boa parte de todos os atlas eólicos produzidos até então no Brasil foram elaborados nos Estados Unidos (MARTINS e PEREIRA, 2011; CRESESB, 2011). O principal motivo para que estes atlas fossem produzidos no exterior é que estes países, não apenas os Estados Unidos, mas também os europeus obtiveram uma vasta experiência em levantamentos eólicos nas últimas três décadas (TROEN, MORTENSEN e PETERSEN, 1987; TROEN e PETERSEN, 1989; WACHSMANN e TOLMASQUIM, 2003). Com isso, é fundamental que grupos nacionais de pesquisa continuem desenvolvendo técnicas próprias para estudos eólicos. Além de enriquecer o corpo científico brasileiro, é imprescindível para formação de mão de obra qualificada, desenvolvimento tecnológico, entre outros benefícios.

De acordo com Polito (2010), as usinas eólicas geraram 27% abaixo do previsto em 2009. Esta defasagem de produção energética está associada principalmente a necessidade de aperfeiçoamento da previsão do vento em curto prazo. Aumentar a eficiência das previsões de vento auxilia nos planejamentos e produção da usina eólica, minimizando perdas. Mas há carência de estudos mais detalhados do potencial eólico dos locais onde os atlas já foram realizados, bem como, desenvolver metodologia nacional para elaboração de mapeamentos eólicos independentes da mão de obra estrangeira.

A previsão do vento é geralmente realizada através de modelos atmosféricos (MARIA, 2007; LYRA, 2008; SILVA JÚNIOR, LYRA, *et al.*, 2010b; SILVA, CERQUEIRA, *et al.*, 2010), mas também pode ser obtida por inteligência artificial, como Redes Neurais Artificiais – RNA (RODRIGUES, 2007; GRASSI e VECCHIO, 2010; GONÇALVES, 2011; KANI e ARDEHALI, 2011). Estes estudos sobre previsão de vento no Brasil indicam avanços expressivos nas aplicações de modelagem atmosférica no prognóstico do vento. No entanto, ocorrências de ventos extremos, situações de calmaria e fenômenos meteorológicos adversos ainda ocasionam problemas na eficácia das simulações (DODLA e RATNA, 2010). Então é fundamental a aplicação de métodos estatísticos, como a Distribuição de Weibull (CHANG, 2011; ROCHA, SOUSA, *et al.*, 2011), na validação numérica das simulações de vento.

O objetivo geral deste trabalho é elaborar o mapeamento eólico para o Estado de Alagoas através de ferramentas computacionais e dados anemométricos. Compõem estas ferramentas: modelo de mesoescala WRF; modelo numérico de alta resolução WAsP; tratamento de dados geográficos no ArcGIS para entrada no WAsP.

Classificando em pontos específicos, os objetivos serão baseados em:

- Validar estatisticamente as saídas do modelo WRF com os dados observados já tratados e consistidos;
- Comparar simulações espaciais do modelo WAsP entrando com dados do vento medido e simulado pelo WRF;
- Confeccionar mapas eólicos do WRF no ArcGIS.

## **2. REVISÃO DE LITERATURA**

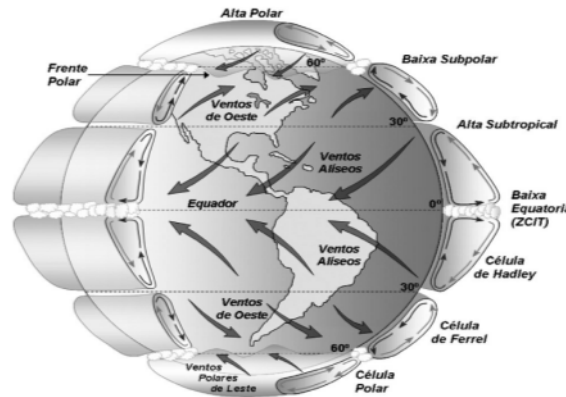
### **2.1 Vento e Circulação Geral da Atmosfera**

O deslocamento do ar recorrente ao movimento circulatório gerado por superfícies com diferentes gradientes de pressão atmosférica resultam no vento. O gradiente de pressão ocorre através do aquecimento diferenciado da superfície devido à incidência da radiação solar (WALLACE e HOBBS, 2006). A radiação solar é a principal fonte de energia, fundamental na manutenção dos processos atmosféricos, onde sua incidência direta é afetada pela presença de nebulosidade, aerossóis, vapor d'água e outros constituintes atmosféricos. A distribuição desta radiação possui padrões espaciais e temporais diferentes, variando devido à inclinação do eixo de rotação da terra, e por sua geometria (LIOU, 2002). Isto implica em regiões da atmosfera com distintos padrões termodinâmicos, criando assim fenômenos meteorológicos e células de circulações do ar da microescala até a escala planetária (HOLTON, 2004).

A circulação geral da atmosfera é composta por circulações zonais e meridionais, em diferentes escalas temporais e espaciais. Ocorre desde a escala micrometeorológica, com fluxos de momentum, calor e massa da superfície em forma de pequenos turbilhões até formação de grandes sistemas sinóticos cujo diâmetro ultrapassa em milhares de quilômetros (AYOADE, 1998).

A maior quantidade de incidência solar sobre a região tropical, com sua diminuição em direção aos polos, gera zonas com diferentes gradientes de pressão. Estes gradientes resultam em três grandes células de circulação meridional, conhecido como “modelo de três células”, compostos pelas células de Hadley, Ferrell e Polar (Figura 2). Também existe uma circulação zonal chamada de Célula de Walker, que combinada com a Célula de Hadley, forma sistemas convectivos na faixa equatorial terrestre. Estas células são fundamentais no transporte de calor e umidade dos trópicos para as regiões subtropicais e polares. Na faixa central dos trópicos ocorre a convergência dos ventos alísios, que são decorrentes à força de Coriolis, e que contribuem na precipitação na região costeira ao norte do Nordeste, e os alísios de sudeste para o litoral leste do Nordeste (PERSSON, 2006).

Figura 2. Representação da circulação atmosférica em escala planetária com os demais tipos de células.



Fonte: Martins, Guarnieri e Pereira, 2008.

Em menor escala, os ventos locais são fortemente influenciados pelas condições de superfície, principalmente vegetação, relevo e obstáculos. Um tipo de circulação local que pode ocorrer desde a micro até a mesoescala são as brisas. Os principais tipos de brisas são as que ocorrem entre continente-oceano e vale-montanha. A brisa terrestre e a brisa marítima são sistemas locais de circulação do ar resultado da diferença barométrica entre continente e oceano. Durante o dia, a superfície continental aquece mais rapidamente que o oceano, resultando no deslocamento de ar da região de alta pressão atmosférica (menor temperatura) para baixa pressão (maior temperatura). No período noturno o processo é invertido, pois a maior capacidade calorífica do oceano em reter mais calor que o continente, assim, a direção da brisa será do continente para o oceano em superfície. Estas circulações do ar também ocorrem sobre leitos de rios, lagos e demais corpos d'água que possuam uma extensão territorial que possibilite tal processo (ATKINSON, 1981).

A brisa de vale e brisa de montanha ocorre em regiões com variação de relevo bem acentuada, e baseia-se em processos térmicos e mecânicos. O aquecimento superficial durante o dia faz o ar se tornar menos denso no vale, assim ascendendo sobre a montanha, processo conhecido como vento anabático, trazendo umidade e calor, condições favoráveis para formação de nuvens no topo da montanha. Quando no período noturno, os ventos catabáticos são os ventos que descendem da montanha como um ar frio e denso, sendo comum no inverno, onde o escoamento é canalizado em regiões circundadas de cadeias montanhosas (VIANELLO e ALVES, 2006). Este fenômeno acontece em alturas onde o vento não é aproveitado pela energia eólica, e sim, em camadas inferiores da atmosfera, onde a superfície

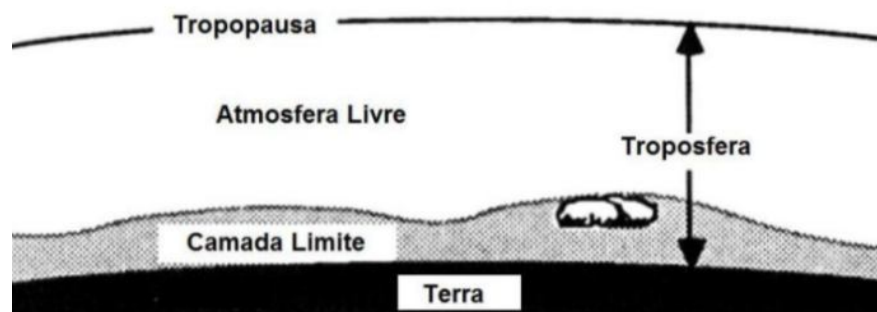


influencia a estrutura do vento. Esta região da baixa troposfera possui características físicas diferentes e diretamente ligadas às condições de superfície.

## 2.2 Camada Limite Atmosférica

A região da baixa troposfera é denominada como Camada Limite Atmosférica (CLA), representada na Figura 3. Sua composição possui extensão até onde a influência dos parâmetros de superfície se faz sentir, respondendo a estas forçantes em uma escala temporal de segundo a hora. Transporte de calor e umidade, fluxos de energia, evaporação e transpiração, dispersão de poluentes, dentre outros, são fenômenos presentes na CLA. Sua altura pode ir de alguns metros até 2 a 3 km, dependendo do horário, além do tipo de cobertura da superfície e condições do tempo (STULL, 1988).

Figura 3. Camada Limite Atmosférica e as outras divisões da troposfera.



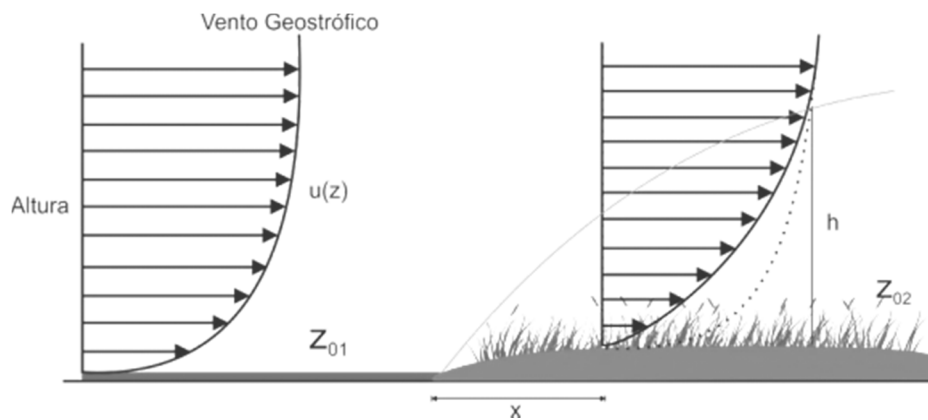
Fonte: Adaptado de Stull, 1988.

Estima-se que a altura da Camada Limite Superficial (CLS) alcance em média 10% da CLA, e nesta camada, são dominantes grandes variações verticais de umidade, temperatura e cisalhamento do vento. Na região mais próxima da superfície, a turbulência mecânica é maior devido à presença de obstáculos, topografia e rugosidade do terreno, influenciando fortemente no deslocamento das parcelas de ar. A velocidade é considerada nula logo acima da superfície devido ao atrito viscoso ser maior (OKE, 1988; STULL, 1988).

Em mecânica dos fluídos, o escoamento de um fluído entre duas superfícies horizontais partindo do repouso, tenderá a ser linear até quando a superfície superior se deslocar, com a superfície inferior continuando fixa. Quando a superfície abaixo se movimentar, resultará numa força tangente à placa superior, chamado de tensão de cisalhamento, causando fricção no deslocamento do fluído. Aplicando este conceito na CLA (Figura 4), o vento ao deslocar-se sobre uma superfície com mínimo atrito ao movimento do

ar (como na Figura 4, um corpo d'água –  $z_{01}$ ), seu perfil vertical –  $u(z)$  perderá menos energia com o atrito. No entanto, ao atingir uma superfície com diferente cobertura superficial ( $z_{02}$ ), o perfil é reduzido acentuadamente nos primeiros metros de altura devido a maior fricção. A altura  $h$  onde o perfil do vento atinge mesmos valores em ambos os tipos de superfície é função da distância  $x$ . A linha tracejada sobre a superfície vegetada indica a perda de energia do vento. Quando o vento não sofrer mais interferência da rugosidade superficial tenderá ao  $V_g$ , sendo este ponto considerado como o topo da CLA (FOKEN, 2008).

Figura 4. Perfil vertical do vento sobre diferentes tipos de rugosidade superficial.



Fonte: Autor, 2012.

Considerando uma atmosfera neutra, o perfil vertical do vento sobre uma superfície terrestre pode ser representado usando o logaritmo natural da altura como coordenada vertical, através da equação 2.1 (OKE, 1988).

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

Onde:

$\bar{u}_z$  – Velocidade média do vento ( $m.s^{-1}$ ) na altura  $z$ ;

$u_*$  – Velocidade de fricção ( $m.s^{-1}$ );

$k$  – Constante de Von Karman;

$z_0$  – Comprimento de rugosidade (m).

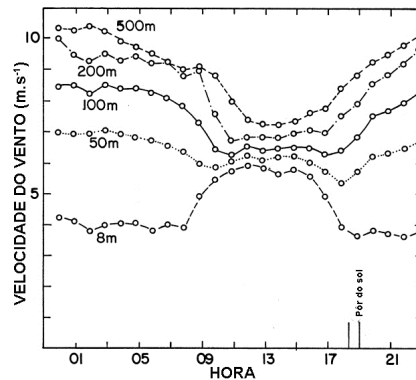
A velocidade de fricção ( $u_*$ ) e o comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) são termos referentes às características da superfície terrestre, também chamado de parâmetros aerodinâmicos. A

obtenção de  $u_*$  é realizada através da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (MONIN e OBUKHOV, 1954; FOKEN, 2006), como também por modelos analíticos (LYRA e PEREIRA, 2007). Soluções semianalíticas também têm sido utilizadas para representação do perfil vertical do vento na CLA através de derivações da Equação de Navier-Stokes (BULIGON, 2009), trazendo ainda parâmetros de grande escala do escoamento cinemático, através de termos advectivos não lineares e condições de contorno.

A turbulência na CLA é um dos principais focos de pesquisa eólica, devido a sua interferência na fadiga mecânica dos aerogeradores, além da suma importância nas simulações atmosférica de microescala. Para identificar fenômenos turbulentos e sua interferência no vento, é calculado o fator de rajadas e índice de turbulência (FISCH, 1999). RABELO *et al.* (2010a e 2010b) mostraram uma sazonalidade do índice de turbulência para regiões do Estado de Alagoas, sendo favorável para áreas interioranas apenas no período chuvoso, e na região litorânea somente no período seco. Estas condições não impossibilitam a construção de parques eólicos, mas indicam fatores logísticos que devem ser ressaltados na elaboração destes empreendimentos.

Outra característica importante da CLA é entender a evolução diurna do vento no seu interior. A Figura 5 representa o ciclo diurno médio velocidade do vento, e é diferente para cada ambiente e altura no qual este foi registrado. Nos níveis mais próximos da superfície terrestre, o intervalo de maior magnitude do vento ocorre durante o dia, do amanhecer ao final da tarde. O principal mecanismo para esta condição é o forte gradiente térmico gerado pelo aquecimento superficial. Com o acréscimo de altura, há uma variação neste ciclo, onde o vento no período noturno passa a ganhar velocidade. Em níveis superiores a 50 metros, os efeitos da superfície no vento já são menores, e mecanismos de escala sinótica, como o vento geostrófico, atuam com maior intensidade. Comumente, a evolução diurna do vento é invertida em níveis elevados (de 100 metros ou mais), com maiores velocidades no período noturno (ARYA, 2001).

Figura 5. Ciclo diurno médio da velocidade do vento em várias alturas durante o experimento Wangara.

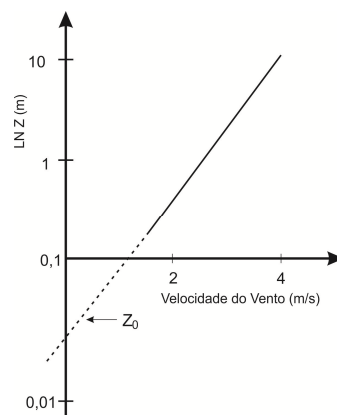


Fonte: Adaptado de Arya, 1988.

### 2.3 Influência do terreno

O termo  $z_0$  é determinado por uma dimensão de comprimento que caracteriza a rugosidade correspondente ao tipo de superfície local. Como este parâmetro está relacionado também a tipos de vegetação (como culturas agrícolas),  $z_0$  deve ser alterado no tempo, já que uma superfície vegetada sofrerá suas mudanças naturais na paisagem. Há diversos métodos de determinação de  $z_0$ , onde um deles é através da inclinação da reta entre  $u$  e  $\ln z$ , exemplificado na Figura 6. Para confecção deste tipo de figura, o perfil da velocidade do vento deve ser conhecido em pelo menos dois níveis verticais, teoricamente. Na prática, é necessária uma maior quantidade possível de níveis de medição para uma representação numérica mais adequada.

Figura 6. Determinação do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) através do perfil logaritmo do vento.



Fonte: Adaptado de Foken, 2008.

Relacionando a velocidade do vento em duas alturas,  $u(z_2)$  e  $u(z_1)$ , com os logaritmos naturais destas alturas,  $\ln(z_1)$  e  $\ln(z_2)$ , divide-se as expressões entre si, e depois isolando  $z_0$ , tem-se a equação 2.2:

$$z_0 = \exp\left(\frac{u(z_2)\ln(z_1) - u(z_1)\ln(z_2)}{u(z_2) - u(z_1)}\right) \quad (2.2)$$

Existem diversos métodos de obtenção de  $z_0$ , logo, existem inúmeras listas pré-definidas de seu valor, como os encontrados na Tabela 1. Há uma maior complexidade em determinar  $z_0$  especialmente sobre superfície com intensa heterogeneidade de cobertura do solo, por isso os valores são sempre aproximados (WIERINGA, 1993).

Tabela 1. Cronologia de estudos com o desenvolvimento de várias listas do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ).

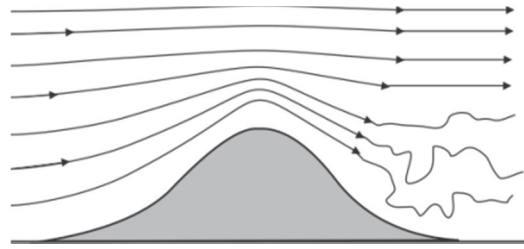
<b>Tipo de superfície</b>	<b>1960</b>	<b>1978</b>	<b>1985</b>	<b>1987</b>	<b>1988</b>	<b>1993</b>
Neve	-	0,0001	0,003	0,001	0,0002	0,0003
Areia	0,006	0,005	0,003	0,0003	0,0003	0,0003
Solo seco	0,015	-	0,01	0,005	0,001-0,01	0,002
Gramma curta	0,015	0,008	0,01	0,01	0,003-0,01	0,013
Gramma alta	0,04	0,02-0,05	0,01	-	0,04-0,1	0,034
Cultivos agrícolas	0,11	0,05-0,1	0,03	0,05	0,04-0,2	0,1
Floresta	0,8	0,4	0,3	0,3	1,0-6,0	1,2
Subúrbios	1,3	0,4-0,6	0,3	0,4	-	0,6
Cidade	1,3	0,6-0,9	0,8	-	-	1,1

Fonte: Adaptado de Wieringa (1993).

O avanço tecnológico permitiu que  $z_0$  também fosse estimado espacialmente com um nível de detalhamento maior devido o sensoriamento remoto (SR). Modelos de rugosidade via SR são elaborados utilizando imagens de satélite de alta resolução espacial, com refinamentos e filtragens baseados em leis físicas da interação biosfera-atmosfera (AMARANTE *et al.*, 2001).

Outra condição de terreno importante é o relevo, pois modificam não só a velocidade, mas também a direção do vento. A forma geométrica e o posicionamento de uma cadeia topográfica pode intensificar o vento com uma canalização, ou atuar como obstáculo, desviando consideravelmente o vento para outra direção. Um modelo de relevo similar a uma colina suavizada (Figura 7) é o melhor cenário para intensificação da velocidade do vento devido à compreensão do ar no seu topo (NGO e LETCHFORD, 2008).

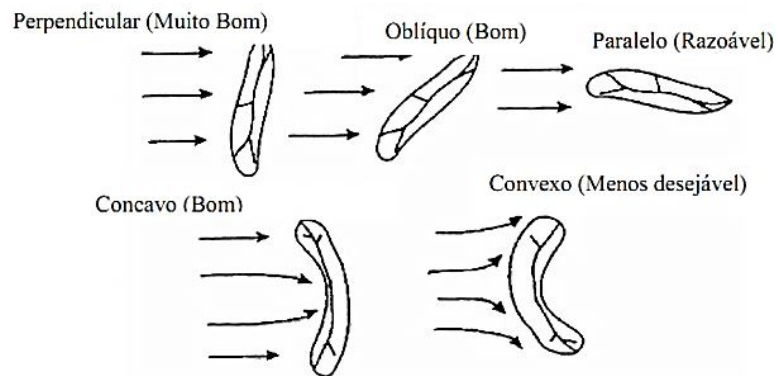
Figura 7. Esquema de um perfil topográfico ideal para deslocamento do vento.



Fonte: Autor, 2012.

Alguns tipos de condições topográficas que geralmente são encontrados no meio ambiente estão na Figura 8. Estas podem ser classificadas de acordo com sua geometria, podendo intensificar, canalizar ou desviar o vento (ESTEVES, 2004). O cenário menos recomendado é do tipo convexo, que dispersa o vento para as extremidades da formação topográfica.

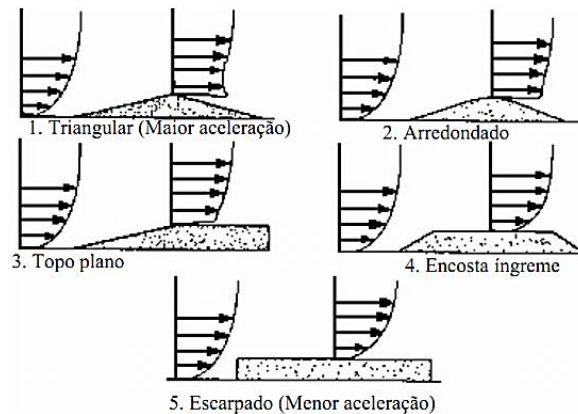
Figura 8. Classificação de diferentes distribuições horizontais da topografia.



Fonte: Esteves, 2004.

A direção das correntes de ar sobre a topografia também implica nas diferentes distribuições do perfil vertical do vento. A Figura 9 traz cinco tipos de perfis verticais do vento sobre o topo de diferentes colinas, indo do melhor cenário (aceleração do vento) até ao menos recomendado, sendo um platô que ocasiona intensa turbulência e recirculações.

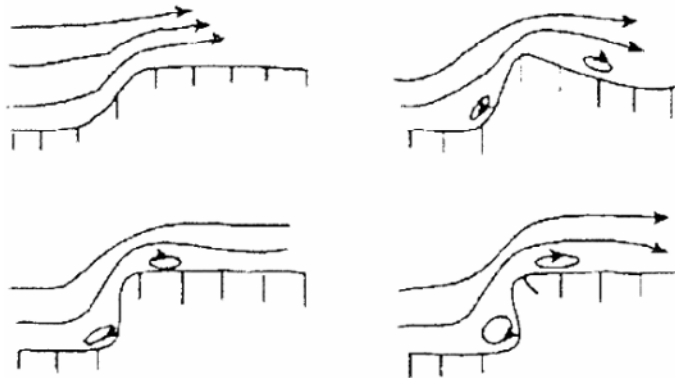
Figura 9. Variação do perfil vertical do vento sobre diferentes padrões orográficos.



Fonte: Esteves, 2004.

A Figura 10 complementa a Figura 9, trazendo as ilustrações das recirculações geradas devido aos efeitos ocasionados por barreiras topográficas, como falésias, penhascos e outras inclinações. A presença de obstáculos como aeroportos, edifícios, fazendas, vilarejos, entre outros, também implicam em perda de energia do vento nos primeiros metros de altura (TROEN, MORTENSEN e PETERSEN, 1987).

Figura 10. Formação de circulações e recirculações do vento em áreas de falésias e demais barreiras orográficas.



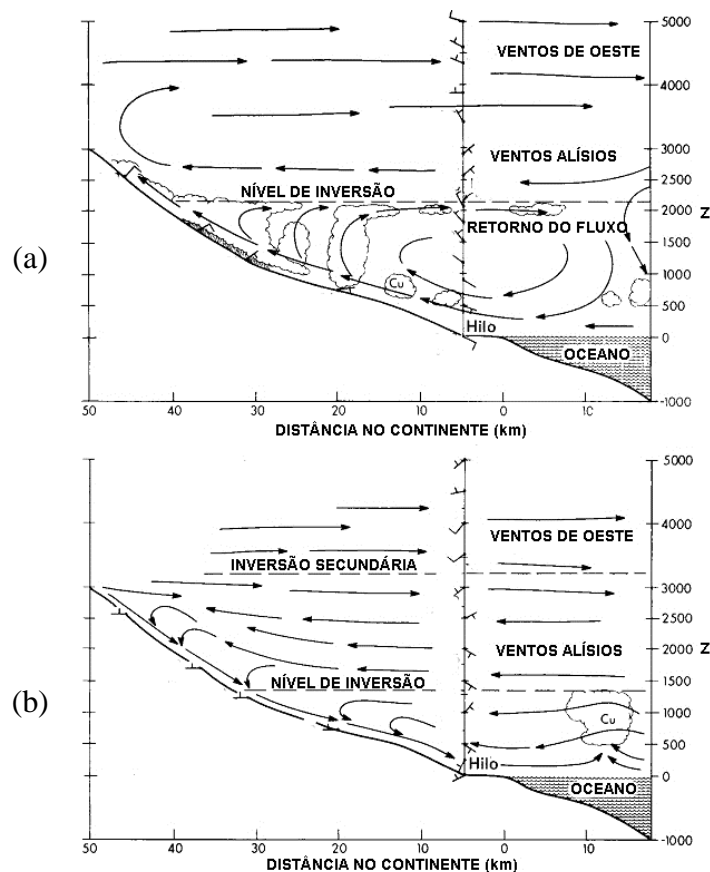
Fonte: Esteves, 2004.

Pielke (2002) afirma que em uma escala horizontal de 25 a 100 km, o movimento do fluido atmosférico sobre continente e oceano possui circulação do ar que interage com fenômenos de mesoescala. Logo, as características desta circulação são diferentes das brisas vale-montanha e terra-mar. O autor menciona ainda que na modelagem atmosférica este tipo de situação é tratado sob duas condições temporais distintas, dia e noite, representado na Figura 11. Durante o período diurno, a entrada dos ventos alísios traz consigo calor e

umidade, que ao ascender forçadamente pela orografia sobre o continente, provoca precipitação. Comumente, sob estas regiões onde ocorre precipitação, há uma maior cobertura vegetal, com florestas nativas ou áreas agrícolas. Para a fase noturna da circulação, o resfriamento do continente ocasiona o retorno do fluxo em direção ao oceano, criando uma camada de inversão secundária acima do nível dos ventos alísios.

Em dinâmica dos fluídos, o acréscimo de massa em uma parcela dificulta o seu transporte. Assim, o deslocamento desta parcela tenderá a ser na horizontal, pois o aumento do peso implica em uma maior força gravitacional sobre esta (BELCHER e HUNT, 1998; HOLTON, 2004). Este fenômeno ocasionará em um transporte que tenderá a ser mais turbulento, que somado a rugosidade da vegetação e terrenos complexos, diminuirá a velocidade do vento no interior da CLS (ARYA, 2001; GISLER, 2009).

Figura 11. Secção Leste-Oeste do fluxo do vento entre continente e oceano, durante o dia (a) e noite (b).



Fonte: Adaptado de Pielke, 2002.

A simulação destes tipos turbulentos de escoamento do ar é constantemente investigada nos modelos numéricos voltados ao levantamento do potencial eólico de uma



região (ESTEVEES, 2004; LOUREIRO, 2011). Ventos turbulentos e recirculações ocorrem sobre terrenos caracterizados com distribuição horizontal e vertical como complexos (RATHMANN *et al.*, 1996; MORTENSEN e PETERSEN, 1998; NGO e LETCHFORD, 2008; MORTENSEN, BOWEN e ANTONIOU, 2006). Isto mostra que o conhecimento da orografia, através de modelos digitais de relevo, é fundamental para o mapeamento do potencial dos ventos sobre uma região para uso de Energia Eólica.

## 2.4 Energia Eólica

A energia eólica é fundamentada na geração de eletricidade a partir da energia cinética dos ventos. Sua vantagem é ter uma fonte renovável e limpa, sem emissão de gases de efeito estufa, porém questões ambientais como poluição visual e sonora, e principalmente, a inconstância do vento são argumentos contra a sua aplicação (BURTON *et al.*, 2001).

Para aproveitar a energia eólica é necessária uma série de estudos técnicos e logísticos antes do investimento em fazendas eólicas, buscando minimizar possíveis prejuízos futuros. O Atlas Eólico de um determinado local reúne diversas informações sobre potencial eólico para auxiliar na tomada de decisões de âmbito governamental, científico ou privado. Para o posicionamento das turbinas eólicas, é primordial conhecer o melhor local do terreno, com a melhor velocidade e duração do vento e que tenha direção pouco variável, para causar menos desgaste mecânico do aerogerador. Então mapas eólicos são realizados com este objetivo, buscando encontrar os pontos mais propícios para futuras instalações de torres de geração eólica, vias de acesso, proximidades com rede elétrica, público consumidor e outros itens (BENELLI, DORWEILER e PROCOPIAK, 2009).

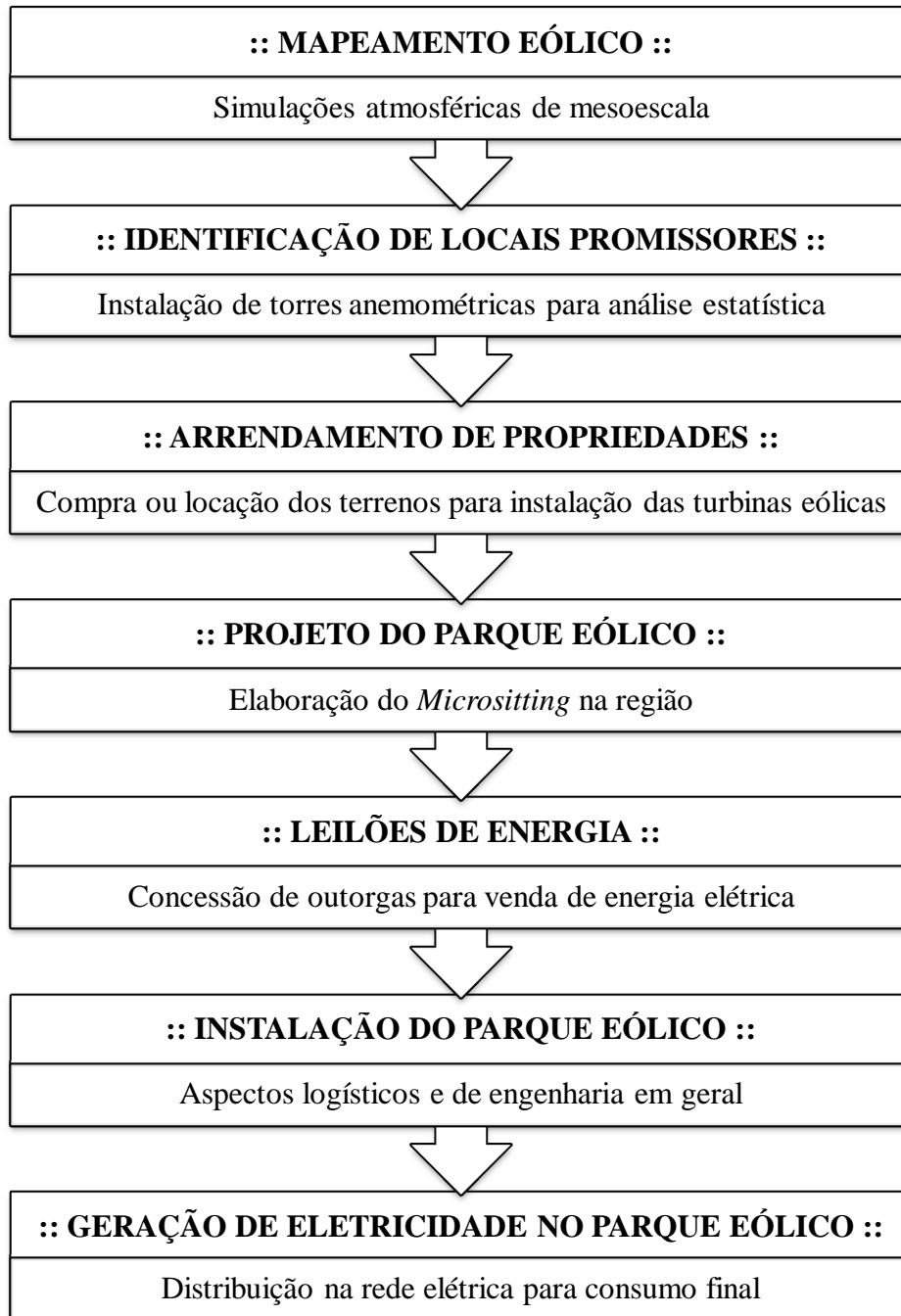
A Figura 12 resume as várias etapas que envolvem a implantação de um parque eólico, desde a localização dos ventos mais promissores até o produto final, fornecimento de eletricidade na rede de distribuição. Este fluxograma não é uma regra, mas sim, a direção comum de processos que uma usina eólica passa para sair do papel e virar realidade.

Na primeira etapa é realizado o mapeamento eólico, que disponibiliza informações dos locais onde o vento (velocidade e direção) possui maior potencial energético. Maiores detalhes sobre este item serão mostrados no item 2.5.

Com o mapeamento realizado, o próximo passo é a instalação de torres anemométricas nos locais de vento favorável, para realização de estudos estatísticos. As principais informações a serem relatadas através destas medições é conhecer a sazonalidade do vento,

bem como seu ciclo diurno, distribuições de frequência, ocorrência de calmaria e ventos extremos.

Figura 12. Resumo geral das etapas realizadas na instalação de um parque eólico.



Fonte: Autor, 2012.

Vale ressaltar que a resolução normativa nº 391 de 2009 da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) estabelece que parques eólicos interessados na concessão de

outorgas para venda de energia elétrica poderão apresentar medições anemométricas de 1 ano até o final de 2012. Após este período, só serão aceitos projetos com medições de vento realizadas ao longo de 3 anos, no mínimo (COSTA, 2011). Esta normatização foi implantada devido aos prejuízos recorrentes de estudos do vento com dados que não representavam satisfatoriamente os padrões sazonais, ocasionando prejuízos na produção de energia elétrica. A Organização Mundial de Meteorologia – OMM afirma que para um estudo climático, é necessária uma série de dados medidos em 30 anos, ou ainda, 10 anos. Esta resolução estabelece que medições anemométricas inferiores a 10 anos devam passar por validação estatística, comparando-as com séries climatológicas do local (ANEEL, 2002, 2009).

Em seguida, a etapa do arrendamento de propriedades para futura instalação dos parques eólicos é realizada, e certamente é uma das mais problemáticas nos projetos brasileiros. O grande problema de diversas propriedades particulares, que possuem potencial eólico relevante, está na documentação dos terrenos. Na maioria dos casos, estes documentos são praticamente inexistentes ou insuficientes, pois seus proprietários foram mudando por gerações familiares sem o cuidado nos direitos legais do território. Neste componente estão inseridas diversas opções de uso das terras, tais como: Razões para participação do proprietário do terreno; Identificação e avaliação do local pretendido; Arrendamento versus compra; Uso das terras e disposições de uso misto. O conteúdo dos contratos de arrendamento também abrangem tópicos fundamentais para instalação da fazenda eólica: Prazo; Área arrendada; Acesso; Bloqueio do vento; Ruído e outros distúrbios sonoros; Controle de acesso; Proteção da plantação; Manutenção das estradas; Desmobilização; Impostos; Compensação (WINROCK, 2004).

Após obtenção dos direitos legais sobre a propriedade, tem-se início o desenvolvimento do *micrositting*, que também será mais bem descrito no item 2.5. Com a elaboração planejada do parque eólico através do *micrositting*, a empresa interessada em vender sua energia gerada inscreve-se em leilões de energia nova.

Os leilões de energia nova são destinados para atender a demanda do mercado das distribuidoras frente à venda de energia elétrica de empresas (eólicas, biomassa, hidrelétricas, solar) que ainda não iniciaram sua construção. Ocorrem anualmente, e possuem contratos de vigência de 15 a 30 anos, dependendo do tipo de fonte energética (vento, hídrica, queima de bagaço de cana-de-açúcar, etc.). Nestes eventos, vence o leilão quem ofertar energia por menor preço por megawatt (MW) produzido. No leilão de energia A-3 realizado em agosto de 2011 foram contratados aproximadamente 2 MW de energia eólica, começando a ser entregue

a partir de 2014 (Tabela 2). Maiores detalhes quanto ao funcionamento dos leilões de energia podem ser obtidos em [www.ccee.org.br](http://www.ccee.org.br) – Câmara de Comercialização de Energia Elétrica.

O setor eólico brasileiro obteve crescimento intensificado após a criação do Programa de Incentivo a Fontes Alternativas de Energia – PROINFA (DUTRA e SZKLO, 2007). O PROINFA foi um programa do governo brasileiro com o objetivo de aumentar a participação do uso de fontes renováveis (eólica, biomassa e pequenas centrais hidrelétricas – PCH) na geração de eletricidade no Sistema Elétrico Interligado Nacional (SIN). No entanto, o baixo custo da fonte hídrica (Cerca de R\$ 80,00 por MW) ainda é distante das demais fontes, embora a fonte eólica venha diminuindo esta diferença de preço a cada leilão realizado, atingindo valores inferiores a R\$ 100 por MW outorgado nos leilões realizados no início do 2º semestre de 2011 (PEREIRA, 2010; BRITO, 2011). Além disto, a geração eólica lidera entre as fontes renováveis no mundo desde 2009, quando atingiu 67,3% de todos os investimentos, segundo relatório da Organização das Nações Unidas – ONU (UNEP, 2010). Brito (2011) informa que, até novembro de 2011, o Brasil já tem contratado 5,7 GW de fonte eólica a ser instalada até o fim desta década.

Tabela 2. Números referentes até novembro de 2011 da participação da fonte eólica na matriz elétrica brasileira.

Fonte de Energia	Quantidade de empreendimentos	Situação	Potência Associada (kW)
	78	Outorgada	1.929.000
Eólica	34	Em construção	929.790
	63	Em operação	1.249.742
<b>TOTAL</b>	<b>175</b>		<b>4.108.532</b>

Fonte: Banco de Informações de Geração (ANEEL, 2011).

Por fim, com a construção finalizada da fazenda eólica e início da geração elétrica, esta produção é transmitida à rede elétrica local, sendo distribuída para os consumidores. A cadeia de energia é a rede composta por linhas de transmissão de alta voltagem que abrange longas distâncias, subestações de conversão de voltagem e redistribuição desta energia em voltagem menor para consumidores individuais. Existem também sistemas de segurança que gerenciam e controlam a rede, evitando sobrecargas ou outros problemas que venham a surgir (WINROCK, 2004).

## 2.5 Mapeamento Eólico

Durante a elaboração de mapas eólicos, alguns processos são realizados separadamente, para em seguida serem computados em conjunto e assim estimar o potencial energético da região. Dentre estas ações estão o geoprocessamento de dados baseados em Sistemas de Informações Geográficas (SIG), imagens de satélite e dados logísticos como mapas rodoviários e de infraestrutura elétrica. Em seguida, é feito o tratamento de dados climatológicos do vento, analisando séries temporais, anomalias climáticas, distribuições estatísticas. Após todos estes processos serem executados individualmente, chega-se aos modelos de meso e microescala, que geram o produto final: o mapa eólico. No Brasil, alguns estudos já mostram que a aplicação de modelos atmosféricos tem dado certo para diversas localidades, desde o levantamento do potencial eólico em ilhas no norte do país (CRUZ SEGUNDO, 2009), em Estados da Federação (DALMAZ, 2007; MARIA, 2007; CAMELO, 2007; MACHADO, 2008; PES, 2010; SILVA, A. F. G. *et al.*, 2010; SILVA JÚNIOR *et al.*, 2010b; VASCONCELOS JÚNIOR *et al.*, 2010; SILVA, 2011), e para região Nordeste (LYRA, 2008).

A modelagem em mesoescala é amplamente utilizada para previsão do tempo e clima em todo mundo, e complementa as deficiências dos modelos de micro escala na detecção de fenômenos sinóticos e anomalias climáticas (OLIVEIRA, 2007). Portanto, estudar os mecanismos de funcionamento de um modelo é de suma importância, pois quando executados individualmente, os modelos de micro e mesoescala já possuem resultados satisfatórios (BYRKJEDAL e BERGE, 2008; CATALANO e MOENG, 2010; SILVA JÚNIOR *et al.*, 2010a e 2010b), porém fazer o acoplamento eficiente entre eles é o grande desafio (CHEN, HUI e XU, 2007).

Na modelagem em microescala são utilizados dados de entrada em alta resolução, como Modelo Digital de Elevação (MDE), mapa de rugosidade, identificação de obstáculos. Nesta etapa, os modelos simulam tridimensionalmente o vento no interior da CLA e sua interação com a topografia e efeitos rugosos da superfície (TROEN e PETERSEN, 1989). Com o avanço tecnológico das últimas décadas, além do desenvolvimento científico, foram elaborados modelos de microescala baseados em fluidodinâmica computacional, ou *Computational Fluids Dynamics* (CFD).

Os modelos CFD descrevem as equações de conservação (massa, momentum e umidade) pelo método de diferenças finitas centradas no vértice, solucionando problemas laminares e turbulentos em três dimensões, usando malhas estruturais e híbridas, além de

resolver problemas que envolvam trocas térmicas e escoamento de fluídos (WENDT, 2009). São mais adequados para simulações sobre topografias complexas, pois calculam explicitamente os parâmetros turbulentos e sua interação com a superfície, que são ignorados nas simplificações físicas de outros modelos numéricos voltados a simulação do vento, como o WAsP (BERGE, GRAVDAHL, *et al.*, 2006; VALLE, MARTINS e NASCIMENTO, 2010).

Existem diversas categorias de modelos de turbulência baseados em CFD, dentre eles, o *Large-Eddy Simulation* – LES (SMAGORINSKY, 1963; MOENG, 1984), que também pode ser aplicado em simulações atmosféricas de microescala. O modelo LES também é amplamente utilizado no levantamento de potencial eólico, como também, na aerodinâmica de turbinas. Atualmente, o LES está disponível como opção de microescala no modelo atmosférico WRF, inclusive, com sub-rotinas de execução voltadas a parques eólicos (LUNDQUIST, MIROCHA e KOSOVIC, 2009). Portanto, a comparação entre modelos linearizados com CFD depende do nível de detalhe desejado nos resultados, já que há uma grande demanda de processamento computacional.

Neste âmbito, Berge *et al.* (2006) compararam o desempenho do WAsP com dois modelos CFD para região central da Noruega, com dados anemométricos de três sítios, e simulações de mesoescala no WRF. Mostraram que nem sempre os modelos baseados em CFD são eficazes, pois neste trabalho, o WAsP apresentou os melhores resultados, além de possuir um tempo de processamento menor aos demais. Estudos recentes comprovam que a aplicação do WAsP para algumas regiões do Brasil geralmente não traz resultados confiáveis (LOUREIRO, 2011). Porém no estudo deste autor, o modelo foi executado com configurações padrões do WAsP, cujas condições atmosféricas são típicas de médias latitudes, o que certamente ocasionou em resultados não esperados. Além disto, o potencial do WAsP na descrição física dos processos atmosféricos no interior da CLS é modesto quando comparado a modelos CFD. Devido a estas limitações, os próprios desenvolvedores do WAsP só recomendam seu uso para terrenos com inclinação suave com ângulo crítico de até 30 graus, e condições atmosféricas próximas à neutralidade (MORTENSEN e PETERSEN, 1998; MORTENSEN, BOWEN e ANTONIOU, 2006; MORTENSEN *et al.*, 2011). A verificação destes efeitos topográficos na turbulência da CLA em modelos de estudo eólico vem sendo amplamente estudada (KOSSMAN *et al.*, 1998; GIEBEL e GRYNING, 2004; SOARES, 2004; DORWEILLER, 2007). Ao verificar a sensibilidade do WAsP nas condições de estabilidade atmosférica do NEB, Vieira (2008) constatou que ajustar o fluxo de calor superficial melhorou os resultados em 5,3% para uma região Estado do Ceará. Dalmaz (2007) realizou um estudo do potencial eólico para o Estado de Santa Catarina, Região Sul do Brasil,

utilizando o mesmo modelo WAsP na microescala, e o modelo Eta na mesoescala. O autor relata que os resultados do WAsP mostraram-se eficientes e condizentes com as formulações amplamente utilizadas no setor eólico. No entanto, explica que nas regiões estudadas, o emprego de redes neurais com dados do modelo Eta na previsão do vento no Estado apresentou grandes diferenças, superiores a  $2 \text{ m.s}^{-1}$ .

Após a execução dos modelos de mesoescala e microescala, têm-se as informações necessárias do potencial eólico da região, que indica a distribuição estatística dos ventos, além da estimativa de energia elétrica ser avaliada durante o *micrositting*.

O *micrositting* é um estudo técnico que traz diversas informações necessárias para a construção do empreendimento (MACHADO, 2008). Dados geográficos, urbanos, de infraestrutura elétrica e viária, legislações, relatórios ambientais, ruídos, econômicos, sociais e diversos outros, são considerados na elaboração de um *micrositting*. Há ainda a simulação de fazendas eólicas através de ferramentas computacionais que possibilitam o posicionamento correto das turbinas, seguindo as normas de distanciamento mínimo entre os aerogeradores. Alguns *softwares* que fazem este tipo de trabalho são: WAsP<sup>®</sup>; WindSIM<sup>®</sup> (WINDSIM, 2010); WindFarm<sup>®</sup> (WINDFARM, 2011); WindStation<sup>®</sup> (EASYCFD, 2011); ANSYS CFX<sup>®</sup> (ANSYS, 2011). A grande vantagem destas simulações é o auxílio na tomada de decisões antes mesmo da instalação das turbinas, evitando uma considerável perda de recursos financeiros.

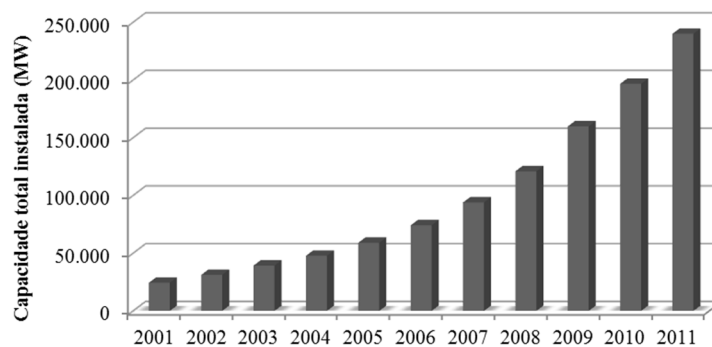
Os principais questionamentos a serem respondidos na realização de um *micrositting*, (MACHADO, 2008; PIRES, 2010), são:

- Quais são as principais características na instalação de um parque eólico?
- Quais os efeitos da turbulência causada pelos aerogeradores e seus impactos na produção eólica?
- Descrever os efeitos do escoamento sobre terreno complexo (relevo, vegetação, obstáculos) e buscar soluções para minimizar/evitar prejuízos causados por tais aspectos.
- Quais são os aspectos logísticos que envolvem a construção de um parque eólico, e como podem ser investigados no *micrositting*?
- Demais restrições à instalação das turbinas eólicas (legislação ambiental, topografia desfavorável, distanciamento da rede de distribuição elétrica, área do terreno compatível com potência a ser instalada, etc.).

## 2.6 Panorama mundial da energia eólica

De acordo com o relatório de 2011 (ano base 2010) da Associação Mundial de Energia Eólica – *World Wind Energy Association* (WWEA, 2011), a capacidade total instalada prevista até o fim de 2011 é de 240 GW (Figura 13). Este relatório mostra ainda que o Brasil está entre os dez países onde houve maior taxa de crescimento na geração eólica.

Figura 13. Capacidade total de geração eólica no mundo entre os anos 2001 a 2011.



Fonte: Adaptado de WWEA, 2011.

O relatório 2011 do cenário global de energias renováveis (REN21, 2011) aponta números expressivos para o setor eólico, que fica atrás apenas da fonte hidráulica (Tabela 3). A assinatura de protocolos de redução de gases estufa em conferências globais de clima nos últimos anos forçaram as nações a investirem cada vez mais em fontes alternativas de energia.

Tabela 3. Informações do relatório global de Energias Renováveis (ER) de 2011, ano base 2010.

INDICADOR	UNIDADE	2008	2009	2010
Novos investimentos globais em ER (anual)	Bilhões U\$	130	160	211
Capacidade instalada de hidrelétricas	GW	950	980	1010
Capacidade instalada de energia eólica	GW	121	159	198
Capacidade instalada de painéis solares	GW	16	23	40
Países com objetivos políticos de ER	-	79	89	98

Fonte: Adaptado de REN21, 2011.

As grandes potências econômicas do planeta dominam a listagem dos cinco maiores em energias renováveis. A China vem se destacando nos últimos anos pelo investimento massivo em geração de energia com fonte renovável, liderando a categoria “Investimentos” e

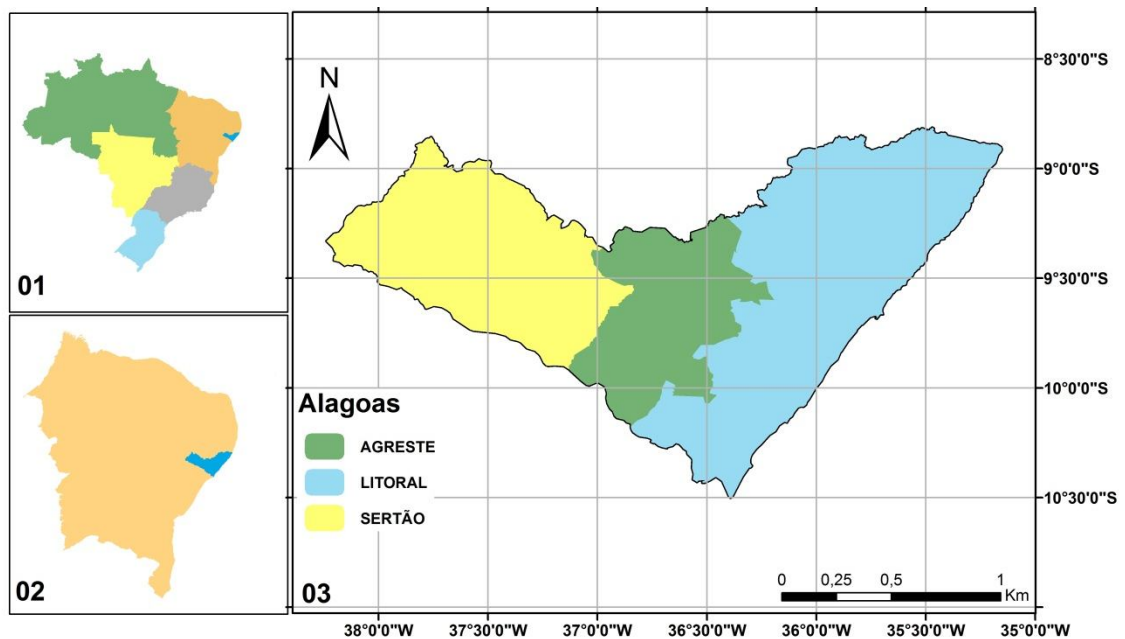


“Energia Eólica”, segundo o REN21 (2011). Os Estados Unidos e Alemanha também são presentes na lista, sendo os países pioneiros no uso da tecnologia para energias renováveis, principalmente solar e eólica. O Brasil também vem figurando posições de destaque no cenário energético mundial, e isto estão atreladas ao crescimento econômico dos últimos anos. Cerca de oito anos atrás, o Brasil não estava incluso na lista dos vinte países com maior utilização e investimento de energia eólica no mundo, e atualmente, está entre os dez (WWEA, 2011).

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

Localizado na região Nordeste do Brasil entre as latitudes  $08^{\circ}48'47''\text{S}$  e  $10^{\circ}30'09''\text{S}$  e as longitudes  $35^{\circ}09'09''\text{W}$  e  $38^{\circ}14'27''\text{W}$ , o Estado de Alagoas possui uma área de 27.779  $\text{km}^2$ . Seu território possui três mesorregiões, correspondentes ao Agreste, Litoral e Sertão (Figura 14), totalizando em 102 municípios, comportando aproximadamente 3,121 milhões de habitantes. (IBGE, 2011).

Figura 14. Localização do Estado de Alagoas na região Nordeste do Brasil, com suas mesorregiões Agreste, Litoral e Sertão.

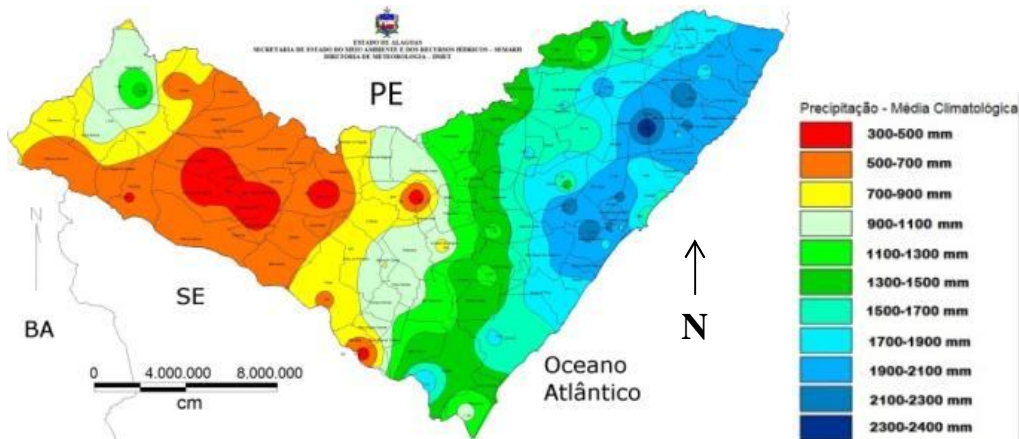


Fonte: Autor, 2012.

#### 3.1 Climatologia, Relevo e Vegetação de Alagoas

O regime pluviométrico reduz com o afastamento do litoral em direção ao oeste (SEMARH, 2007). A mesorregião do litoral possui precipitação entre 1000 a 2500  $\text{mm}\cdot\text{ano}^{-1}$ , aumentando da região Sul para Norte (Figura 15). Possui um clima tropical, com temperatura média anual entre 25 a  $28^{\circ}\text{C}$ , com regime pluviométrico acima de 2000 mm no litoral e inferior a 500 mm em alguns pontos do sertão, conforme a classificação climática de Köppen.

Figura 15. Climatologia do regime pluviométrico de Alagoas.

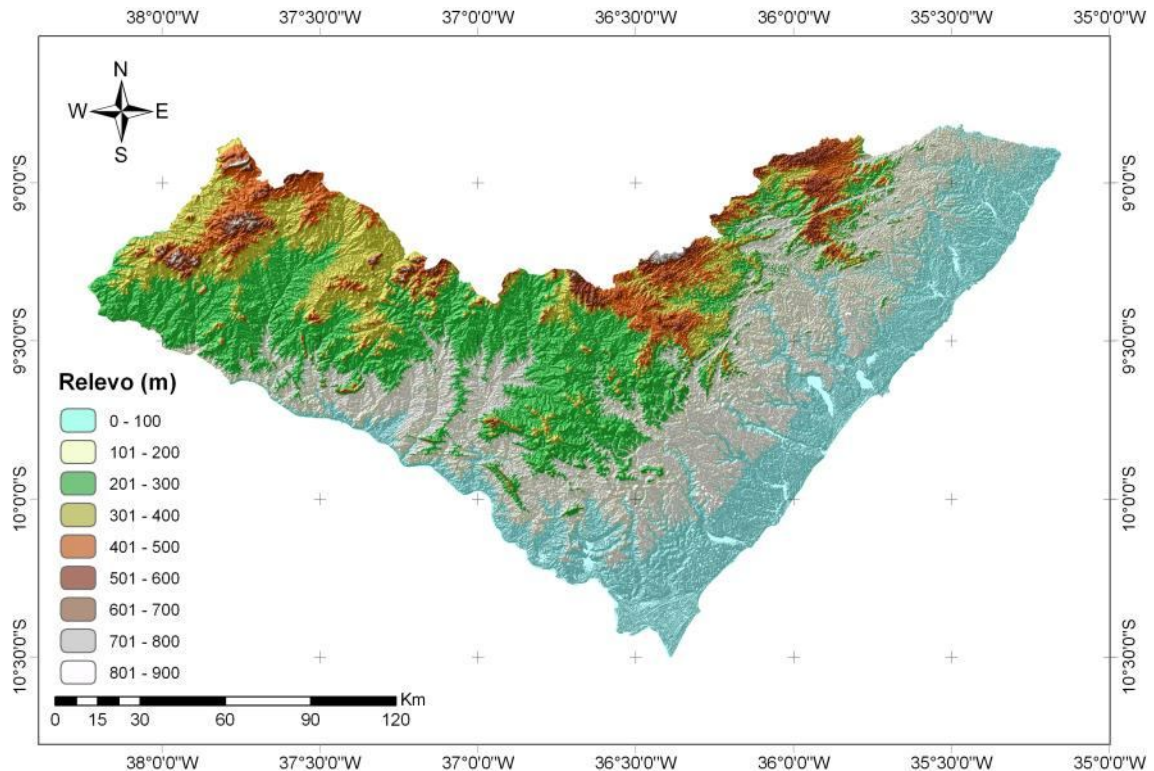


Fonte: Adaptado de SEMARH, 2007.

Os principais mecanismos que provocam precipitação no Nordeste Brasileiro (NEB) são as Perturbações Ondulatórias dos Alísios (POAs), que ocorrem o ano inteiro, sendo mais frequente em períodos de La Niña. Também pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), oscilando entre os dois hemisférios sazonalmente, e pela penetração dos Sistemas Frontais vindos do Sul. Durante a fase quente do El Niño Oscilação Sul (ENOS) há uma intensificação da seca no semiárido nordestino, e redução das chuvas na região costeira. Para a fase fria do ENOS, correspondente ao período de La Niña, a entrada de sistemas frontais é mais frequente, pois há o aumento da magnitude do vento sobre o pacífico equatorial, implicando na aceleração do deslocamento destas massas de ar para regiões mais próximas ao Equador (MOLION e BERNARDO, 2002). A sazonalidade no Estado é baseada diretamente pela precipitação, onde o outono-inverno é caracterizado por ser estação chuvosa, compreendida entre os meses de abril a julho, enquanto os meses de seca ocorrem na primavera-verão, de outubro a janeiro (SILVA, 2009).

O relevo alagoano é predominantemente plano, quase 90% do Estado está abaixo dos 300m de altitude e apenas 1% acima de 600m, como visto na Figura 16. A mesorregião do leste alagoano possui cerca de 230 km de litoral, definido pelas baixas altitudes de topo plano, que atingem até 100m numa largura de 25 km adentro do continente. No interior do Estado existem algumas serras, sendo as principais localizadas nos municípios de Mata Grande e Água Branca (a oeste), com altitude em torno de 500 a 800m. Ao norte, no agreste alagoano, a encosta meridional do Planalto da Borborema é presente com sua elevação acima de 600m (BRAZTOA, 2008).

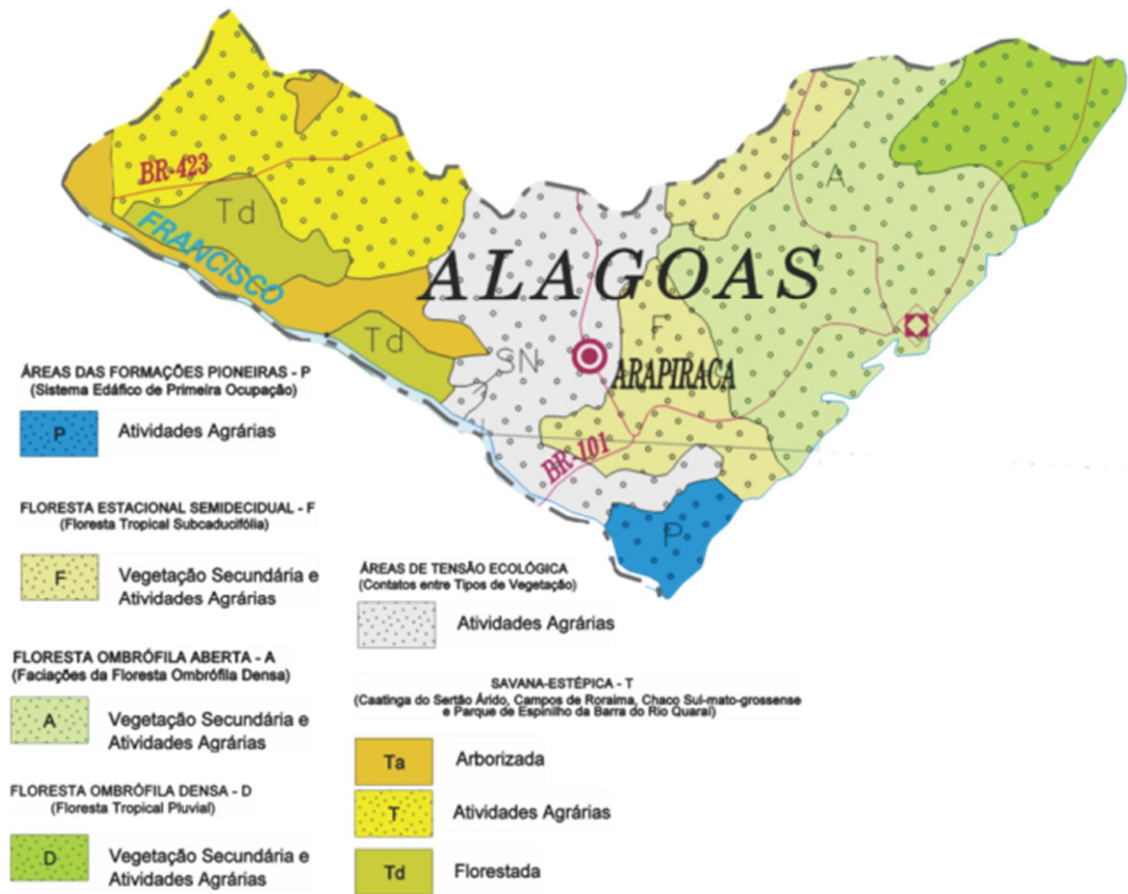
Figura 16. Modelo Digital de Elevação do Estado de Alagoas.



Fonte: Autor, 2012.

Em 2004, o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE lançou a terceira edição do mapa de vegetação do Brasil (IBGE, 2004). Baseado neste mapa, Alagoas é classificada com oito diferentes tipos de vegetação, com áreas de savana predominando no sertão, transição entre savana, cultivos agrícolas e floresta no Agreste, e florestas aberta e densa no litoral. A região agreste é caracterizada pela transição entre diferentes tipos de vegetação, desde ramificações da savana sertaneja ao oeste até florestas ombrófilas aberta e densa, ao leste. Ainda nesta região, também é presente as atividades de produção agrícola, principalmente em Arapiraca e São Miguel dos Campos. O litoral possui predominância de florestas ombrófilas densa ao norte, floresta ombrófila aberta do centro do Estado de Alagoas até Roteiro, litoral Norte do Estado. Existem também áreas de formação pioneira em cultivos agrícolas ao extremo sul, região de Piaçabuçu, com cobertura dominada por coqueirais.

Figura 17. Mapa de Vegetação de Alagoas.



Fonte: Adaptado de IBGE , 2004.

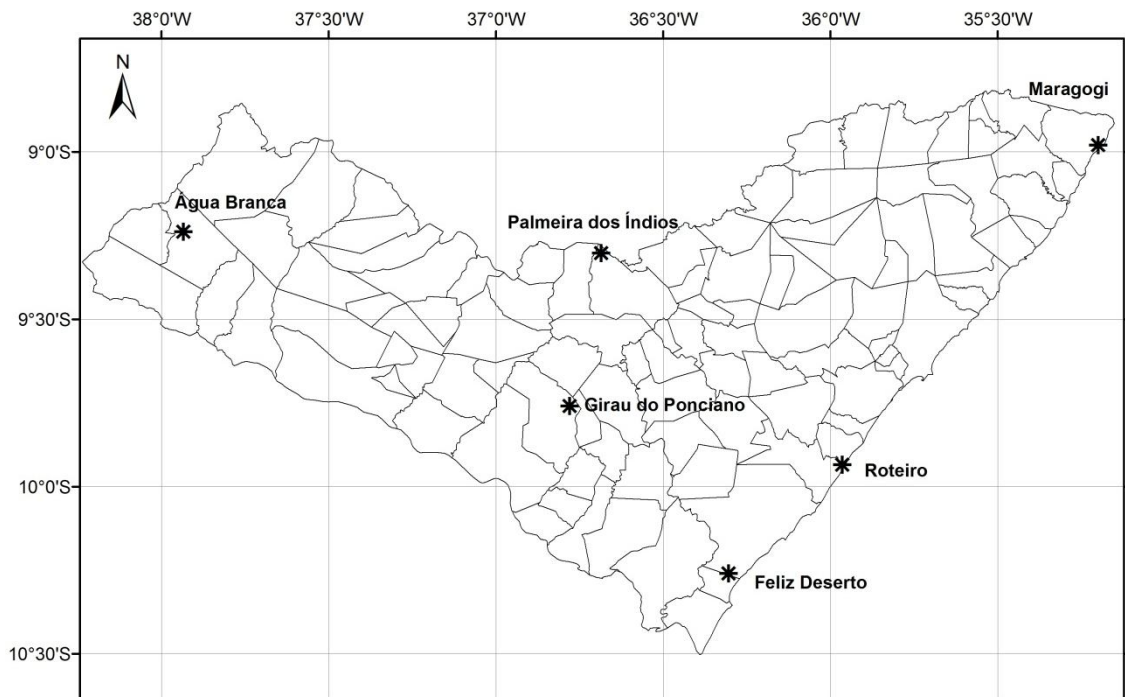
Esta cobertura vegetal é influenciada aos regimes pluviométricos que cobrem o Estado, variando conforme a sazonalidade da precipitação. Outra característica de Alagoas é a economia ser predominantemente agropecuária, sendo um dos principais produtores de cana-de-açúcar do Brasil. Em destaque, deve-se reforçar que:

**A zona da mata ocupa uma parte do pediplano alagoano, do litoral e da região do planalto, consistindo originalmente em florestas tropicais e mangues, sendo atualmente explorada para cultivo de cana de açúcar e coco. O agreste é o centro do Estado, coberto por uma vegetação de transição entre as florestas tropicais úmidas e a caatinga. No Sertão, a oeste, a caatinga intercala-se com vegetações antrópicas e extensos pastos cobertos de maneira espaçada por certas espécies de árvores nativas de porte pequeno e médio, como cajueiros, umbuzeiros e juazeiros. (ELETROBRÁS, 2008).**

### 3.2 Descrição dos sítios experimentais

Através do convênio (ECV-156/2005) entre as Centrais Elétricas Brasileiras – ELETROBRAS, Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento – LACTEC (Paraná) e Universidade Federal de Alagoas – UFAL foi desenvolvido o projeto “Atlas Eólico e Disseminação da Tecnologia Eólica no Estado de Alagoas” em 2007. Após um mapeamento prévio do vento (ELETROBRÁS, 2008), foram escolhidos seis locais para instalação de estações anemométricas, cobrindo espacialmente as três mesorregiões do Estado (Figura 18). Com isso, os municípios de Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios pertencem à mesorregião do agreste, enquanto Água Branca está inserida no sertão, e por fim, Feliz Deserto, Maragogi e Roteiro fazem parte do litoral.

Figura 18. Relação dos municípios onde se localizam as estações anemométricas.



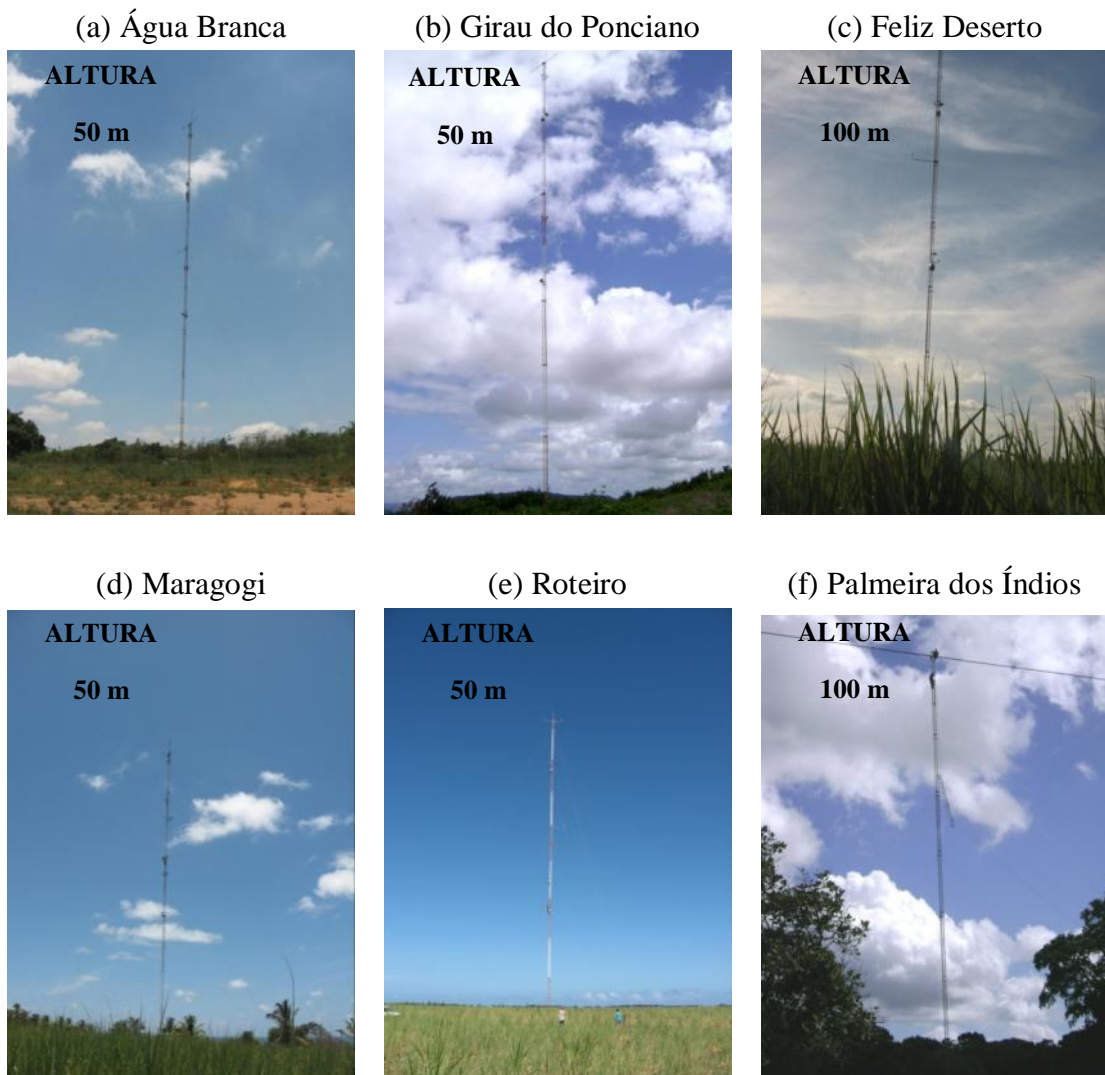
Fonte: Autor, 2012.

A Figura 19 é composta por fotografias tiradas em cada sítio, ilustrando suas estações anemométricas e parte da vegetação local. Cada torre tinha instalado um sistema de aquisição de dados (*datalogger*) modelo CR800-series da *Campbell Scientific inc.* (EUA), funcionando com eletricidade gerada através de um painel fotovoltaico, modelo KS-20 da *Kyocera*. A velocidade do vento foi medida por um anemômetro tipo concha de copo classe I, modelo A100L2, e o sensor de direção do vento utilizado foi o W200P, ambos confeccionados pela



empresa *Vector Instruments*. Maiores detalhes técnicos sobre os sensores e equipamentos instalados nas torres anemométricas podem ser encontrados em COSTA (2009). O cálculo da densidade do ar para cada sítio não foi realizado, já que apenas Feliz Deserto possuía medições de umidade relativa do ar e pressão atmosférica. Além da temperatura do ar, dados da pressão atmosférica são fundamentais no computo da densidade do ar, cujo valor também é importante em estudos eólicos (OLIVEIRA, 2011).

Figura 19. Fotografias tiradas em campo das torres anemométricas e vegetação local.



Fonte: Autor, 2012.

Os dados utilizados foram coletados entre Agosto de 2007 a Julho de 2008, coincidindo com o mesmo intervalo usado na elaboração do Atlas Eólico do Estado de Alagoas – AEEA (ELETROBRÁS, 2008). Assim, torna-se possível a validação direta do estudo desenvolvido nesta dissertação com o AEEA. As instalações das torres e seus

instrumentos obedecem aos requisitos de qualidade e segurança das agências reguladoras: IEA – *International Energy Agency* (Agência Internacional de Energia); IEC – *International Electrotechnical Commission* (Comissão Internacional de Eletrotécnica). Os valores medidos foram armazenados com uma média registrada a cada 10 minutos no *datalogger*, passando em seguida por um controle de qualidade semelhante ao seguido pelo Sistema de Organização Nacional de Dados Ambientais – SONDA/INPE (CHAGAS, MARTINS, *et al.*, 2006). Após esta etapa, foi feita uma análise de consistência dos dados nas estações, onde sua porcentagem está na Tabela 4. Os sítios com dados mais consistidos foram Maragogi, Roteiro, Girau do Ponciano e Água Branca, estes dois últimos com falhas apenas nos três primeiros meses. As localidades mais problemáticas foram os municípios de Feliz Deserto e Palmeira dos Índios, sendo o primeiro com apenas três meses 100% consistidos, e o último com dois meses ausentes, e vários outros com falhas.

Tabela 4. Percentual de consistência dos dados anemométricos utilizados. (-) indica ausência de dados.

<b>Mês/Ano</b>	<b>Água Branca</b>	<b>Feliz Deserto</b>	<b>Girau do Ponciano</b>	<b>Maragogi</b>	<b>Palmeira dos Índios</b>	<b>Roteiro</b>
AGO/07	67,9%	100%	99,9%	100%	69,6%	68,5%
SET/07	1,8%	55,7%	100%	100%	-	79,9%
OUT/07	44,1%	31,7%	42,9%	100%	-	100%
NOV/07	100%	70,1%	100%	100%	8,0%	100%
DEZ/07	100%	77,2%	100%	100%	100%	100%
JAN/08	100%	74,2%	100%	100%	100%	100%
FEV/08	100%	56,7%	100%	100%	100%	100%
MAR/08	100%	100%	100%	100%	100%	100%
ABR/08	100%	64,6%	100%	100%	100%	100%
MAI/08	100%	31,9%	100%	100%	100%	100%
JUN/08	100%	35,1%	100%	100%	79,9%	100%
JUL/08	100%	100%	100%	100%	42,5%	100%

Fonte: Autor, 2012.

A Tabela 5 traz as informações gerais para cada torre, com sua altura de medição da velocidade e direção do vento, além das coordenadas geográficas. Em resumo, quatro das seis torres possuem altura de 50m, com dois níveis de medição da velocidade do vento (em 30 e 50m), e um nível medindo a direção do vento (50m), enquanto as outras duas estações (Feliz Deserto e Palmeira dos Índios) possuem três níveis de medição da velocidade (30, 70 e 100m) e dois da direção (70 e 100m).



Tabela 5. Informações gerais das torres anemométricas para cada sítio experimental e seus níveis de medição da velocidade do vento (VV) e direção do vento (DD).

Município	Coordenadas Geográficas	Altura da Torre (m)	Nível VV(m)	Nível DD (m)
Água Branca	09°14'59,10"S; 37°56'33,29" O; 738m	50	30 - 50	50
Feliz Deserto	10°16'00,91"S; 36°18'36,29" O; 36m	100	30 - 70 - 100	70 - 100
Girau do Ponciano	09°45'58,50"S; 36°47'06,43" O; 410m	50	30 - 50	50
Maragogi	08°59'08,16"S; 35°12'02,16" O; 40m	50	30 - 50	50
Palmeira dos Índios	09°18'19,08"S; 36°41'41,86" O; 649m	100	30 - 70 - 100	70 - 100
Roteiro	09°56'29,62"S; 35°58'32,66" O; 40m	50	30 - 50	50

Fonte: Autor, 2012.

Todos os sítios experimentais apresentam medidas da velocidade do vento em 30 metros. Portanto nesta altura serão comparados os valores medidos com os simulados pelo modelo WRF. A direção do vento considerada será para o nível mais baixo das torres, 50 metros (Água Branca, Girau do Ponciano, Maragogi e Roteiro) e 70 metros (Feliz Deserto e Palmeira dos Índios). Durante a realização do trabalho, não foi possível encontrar outro método para obtenção da direção do vento simulada em outro nível vertical diferente de 10 metros. Portanto, tal dificuldade deverá ser ressaltada durante a discussão dos resultados.

Os valores da velocidade e direção do vento foram transformados vetorialmente em suas componentes  $u$  e  $v$  para cálculo da média horária, já que foram armazenados com frequência de 10 minutos. Isto se faz necessário, pois as simulações de mesoescala, que serão validadas com as medições do vento, possuem saídas horárias.

Por fim, utilizaram-se ainda os dados das estações meteorológicas automáticas (EMAs) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) situados em Pão de Açúcar, Alagoas (-9,7658°S; -37,4478°O; 19m) e Brejo Grande, Sergipe (-10,4733°S; -36,4819°O; 10m) entre Janeiro a Dezembro de 2009. Estes dados foram aplicados para auxiliar na investigação de características que possam evidenciar condições de brisas e/ou canalização do vento sobre vale do Rio São Francisco no item 4.2.

### 3.3 Sistemas de Informações Geográficas

O Sistema de Informações Geográficas (SIG) é um conjunto de técnicas e ferramentas que possibilitem recolher, transformar, manipular, armazenar, tratar e visualizar dados

espaciais do mundo (ESTEVEES, 2004). Todo o tratamento espacial dos dados, elaboração de mapas digitais, e demais análises logísticas são realizados por *softwares* de ambiente SIG.

Os dados tratados neste estudo foram de relevo, rugosidade do terreno, imagens de satélite e informações geográficas do IBGE.

O mapa de relevo foi construído através do Modelo Digital de Elevação (MDE) do programa *Shuttle Radar Topography Mission – SRTM* (FARR *et al.*, 2007), da Jet Propulsion Laboratory / National Aeronautics and Space Administration (JPL/NASA). Mais detalhes estão disponíveis no endereço eletrônico <<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>>. Este MDE foi elaborado através da varredura topográfica realizada sobre a maior parte do território global (entre latitudes 60°N e 60°S) durante 11 a 22 de fevereiro de 2000, através da Espaçonave *Endeavour*. A resolução espacial destes dados é de 3arcsen, ou 90m, exceto para o território dos Estados Unidos, que possuem resolução de 1arcsen, ou 30m.

A versão usada neste trabalho é a 2.1 (SRTM3), que trás diversas correções e outros ajustes que eram ausentes nas versões anteriores. Estes dados foram obtidos através do endereço <<http://dds.cr.usgs.gov/srtm/>>, que possuem extensão de arquivo *hgt*. Para converter o SRTM de *hgt* para *tiff* utilizou-se o programa computacional gratuito SAGA<sup>®</sup>, acrônimo de *System for Automated Geoscientific Analysis* (SAGA, 2007), criado pelo Departamento de Geografia Física, da Universidade de Göttingen, Alemanha.

Para realizar o recorte do MDE já convertido em *tiff* para o Estado de Alagoas, utilizou-se *shapefiles* desenvolvidos pelo IBGE em 2007 e disponíveis no endereço <<ftp://geofp.ibge.gov.br/>>. Os *shapefiles*, também chamado apenas de *shape*, são arquivos geométricos que não armazenam informações topológicas, mas sim atributos de um conjunto de dados, de acordo com suas coordenadas vetoriais. A vantagem na manipulação de arquivo *shape* é que não há a exigência de alto processamento, natural ao tratar informações topográficas. São de fácil leitura e escrita, possuem menor tamanho de arquivo, e podem ser representados através de pontos, linhas ou polígonos.

O programa utilizado para tratamento global dos dados SIG foi o ArcGIS<sup>®</sup> versão 9.3, que é um pacote de *softwares* comercializados pela empresa norte-americana ESRI ([www.esri.com](http://www.esri.com)).

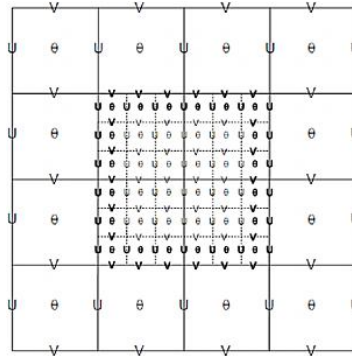
### 3.4 Modelo de Mesoescala – WRF

O *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo atmosférico de mesoescala não hidrostático para previsão numérica de tempo (PNT) e clima. É aberto e flexível, com código fonte disponibilizado livremente para uso operacional e de pesquisa, sendo a versão 3.2 aqui adotada, lançado em abril de 2010. Por possuir um código estável, limpo e aprimorado, o WRF pode ser executado desde máquinas comuns, como um computador de mesa ou portátil, até em supercomputadores de grandes centros de pesquisa. Sua formulação física é baseada na conservação de massa, que expressa às variações de energia, momentum e umidade do ar. O modelo foi desenvolvido através da parceria entre diversos institutos dos Estados Unidos: *National Center for Atmospheric Research* (NCAR); *Mesoscale & Microscale Meteorology* (MMM); *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA); *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP); *Naval Research Laboratory* (NRL); *Federal Aviation Administration* (FAA) e Universidade de Oklahoma (SKAMAROCK *et al.*, 2008). Os mesmos autores descrevem detalhadamente toda a sua estrutura física e computacional, além de outras informações específicas.

Como condição de contorno, foram empregados dados NCEP *Final Analysis* (FNL) na entrada das simulações no WRF. Sua assimilação de dados é baseada em uma grande gama de tipos diferentes tipos de dados observados sejam por satélite e boias marinhas, a sondagens atmosféricas e radares. Os domínios espaciais de execução podem ir desde alguns metros (microescala) até milhares de metros (escala planetária). Estas informações possuem resolução espacial de  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ , aproximadamente 111 km, em um intervalo temporal de 6 horas para cada ponto de grade.

O funcionamento do WRF no eixo horizontal é baseado na grade de Arakawa-C, representado na Figura 20. Esta adota as componentes do vento  $u$  e  $v$  da velocidade horizontal no centro das faces das células, com as demais variáveis termodinâmicas inseridas no centro de cada célula.

Figura 20. Representação da grade de Arakawa-C.



Fonte: Skamarock *et al.*, 2008.

A estrutura vertical do modelo tem suas equações formuladas para que as isóbaras sigam as variações topográficas através da coordenada *sigma* ( $\sigma$ ). Na documentação oficial do WRF esta coordenada é chamada de *eta* ( $\eta$ ), porém esta é calculada em forma de degraus sobre o terreno. É definida pela equação 3.1 e ilustrada na Figura 21:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{(p_{hs} - p_{ht})} \quad (3.1)$$

Onde:

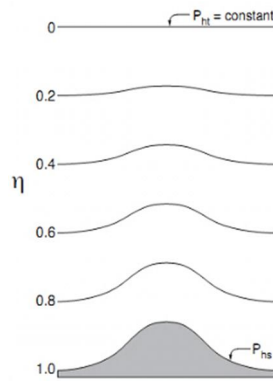
$p_h$  - Componente hidrostático da pressão;

$p_{hs}$  - Pressão no nível da superfície terrestre;

$p_{ht}$  - Pressão do topo do nível de referência.

A coordenada  $\sigma$  é relacionada com a pressão atmosférica, então possui formulação mais simples, favorecendo no cálculo da equação do movimento. Acompanha naturalmente a inclinação da superfície, sendo eficiente na simulação de campos de advecção de temperatura e vento, principalmente sobre terrenos suavizados. A resolução vertical próxima à superfície é mais refinada, simulando com maior eficácia processos típicos da CLA, como turbulência, aquecimento superficial, umidade em baixos níveis e vento. No entanto, o cálculo do vento é limitado nesta coordenada sobre topografia com variação aguda. Outra dificuldade do  $\sigma$  é na previsão de eventos onde montanhas atuam como obstáculo, devido à força gradiente de pressão que é calculada de maneira simplificada. Além disto, zonas costeiras e fenômenos meteorológicos que ocorrem sobre esta não possuem boa representação (ATMO, 2002; PIELKE, 2002).

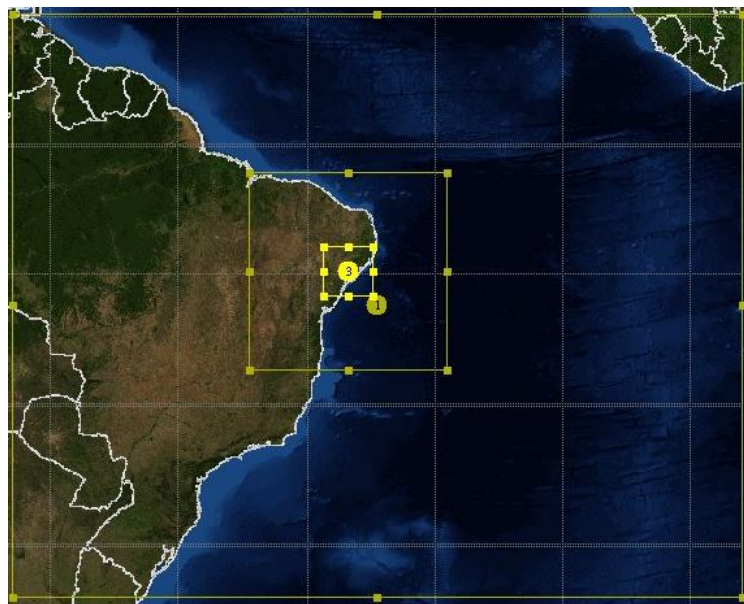
Figura 21. Ilustração da coordenada vertical  $\eta$ .



Fonte: Skamarock *et al.*, 2008.

O modelo foi configurado com 3 domínios (Figura 22), onde foram definidos como: **Domínio 1** – abrange parte da América do Sul e Oceano Atlântico e possui resolução espacial de 80 km; **Domínio 2** – NEB e oeste do Oceano Atlântico, com resolução de 20 km; **Domínio 3** – Estado de Alagoas e resolução de 05 km. Este tipo de configuração aumenta a qualidade das simulações, pois os domínios que compreendem maior área irão descrever fenômenos da escala sinótica, como deslocamento de sistemas frontais do sul, mecanismos convectivos do continente africano, ventos alísios de nordeste e sudeste. Os dados do WRF que foram utilizados para este estudo são do domínio 3.

Figura 22. Localização geográfica dos domínios configurados no modelo WRF.



Fonte: Autor, 2012.

As parametrizações físicas do modelo são condições fundamentais para uma descrição mais apropriada dos parâmetros atmosféricos locais. As definições das principais delas são:

- **Microfísica:** Responsável pela física simplificada até processos complexos que ocorrem na formação de nuvens e precipitação.
- **Superfície do solo:** Denota as características de múltiplas camadas da superfície terrestre, desde simples modelos térmicos baseados nos processos radiativos da superfície, até modelos complexos que caracterizam diversos tipos de vegetação e umidade do solo e sua interação no sistema solo-planta-atmosfera.
- **Camada Limite Atmosférica:** Descreve principalmente os parâmetros turbulentos de TKE (*Turbulence Kinetic Energy* – Energia Cinética Turbulenta), como também termais em sub-grade obtidos da CLS, intensidade de mistura turbulenta e resistência viscosa da superfície.
- **Cumulus:** Executa os efeitos de sub-grade das nuvens, sejam elas convectivas ou estratiformes.
- **Camada Limite Superficial:** Traduz os parâmetros influenciados pela superfície. Velocidade de fricção, fluxos verticais de calor e umidade são os principais, além da interação microscópica com a superfície terrestre
- **Radiação Atmosférica:** Envolve os comprimentos do espectro visível da radiação solar (onda curta). O feixe espectral é obtido pela emissividade da superfície, que depende do uso e temperatura do solo (onda longa).

As parametrizações físicas configuradas nas simulações do WRF foram baseadas em estudos recentes para regiões tropicais (MARCHI, 2011; MOHAN e BHATI, 2011). O primeiro autor analisou diversas simulações da CLA para Alagoas com diferentes parametrizações, e obteve os melhores resultados com os esquemas especificados na Tabela 6, que serão os mesmos considerados neste estudo.

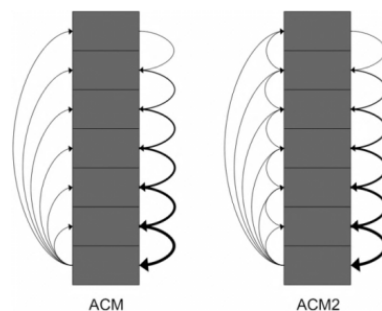
Tabela 6. Parametrizações físicas utilizadas na execução do Modelo WRF. ROC – Radiação de Onda Curta; ROL – Radiação de Onda Longa; TSMO – Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov; RRTM – *Rapid Radiative Transfer Model*.

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: Autor, 2012.

Pleim (2007a e 2007b) traz uma série de aperfeiçoamentos da parametrização *Asymmetrical Convective Model* (ACM), que havia sido desenvolvida pelo próprio autor anteriormente (PLEIM e CHANG, 1992). Portanto, o ACM2 é a segunda versão do ACM, que teve como novidade a adição de um modelo de difusão turbulenta na sua formulação. Sua característica principal é solução matemática que aborda a mistura turbulenta da CLA em pequenas camadas verticais, que interagem entre si. Esta atividade convectiva é baseada no transporte de calor de fenômenos locais e não locais. Na Figura 23 é mostrada uma ilustração que resume o aperfeiçoamento na parametrização. O primeiro esquema ACM tratava a CLA como várias pequenas camadas, onde a camada superior recebia informações da camada do nível da superfície. A diferença no esquema ACM2 é que a interação agora não utiliza apenas a porção superficial da CLA, mas também as pequenas camadas vizinhas. A partir deste aprimoramento, o autor adiciona um modelo de difusão turbulenta local e não local para a partição de energia (HOLTSLAG e BOVILLE, 1993).

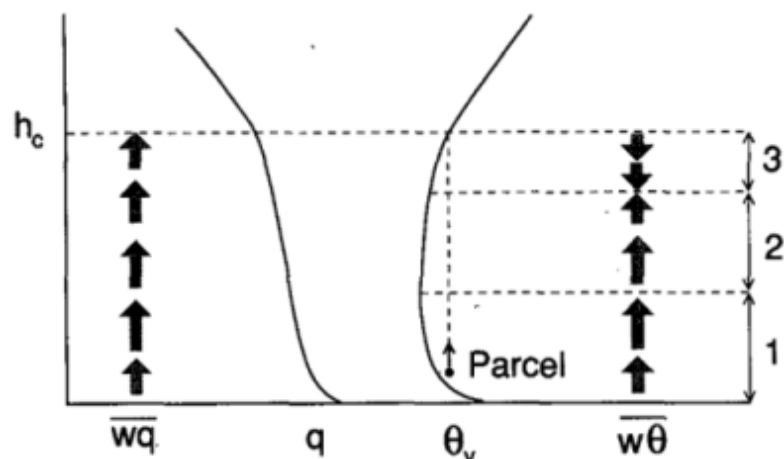
Figura 23. Diferença entre as interações das camadas verticais no interior da CLA entre as parametrizações ACM e ACM2.



Fonte: Pleim, 2007a.

Os processos de transição entre regimes de instabilidade e estabilidade são suavizados. Além disto, todas as camadas tem interação de mistura turbulenta explícita, e os perfis verticais das baixas camadas são mais realísticos. A determinação do topo da CLA é através do número crítico de Richardson. Considera a zona de entranhamento (ZE) como parte da CLA, assim como outras parametrizações de CLA do WRF. Uma das principais características do ACM2 é como ele trata a contribuição dos fluxos turbulentos no interior da CLA. Na Figura 24 é exibida a divisão desta contribuição em três subcamadas. Na primeira, a superfície terrestre participa ativamente no transporte vertical dos fluxos turbulentos de calor e massa. Essa contribuição vai diminuindo na segunda camada, região onde há maior mistura. Por fim, na terceira camada a atmosfera livre (AL) é que atua forçando o decaimento da CLA.

Figura 24. Modelo de convecção na CLA que foi aprimorado e transformado na parametrização ACM2.



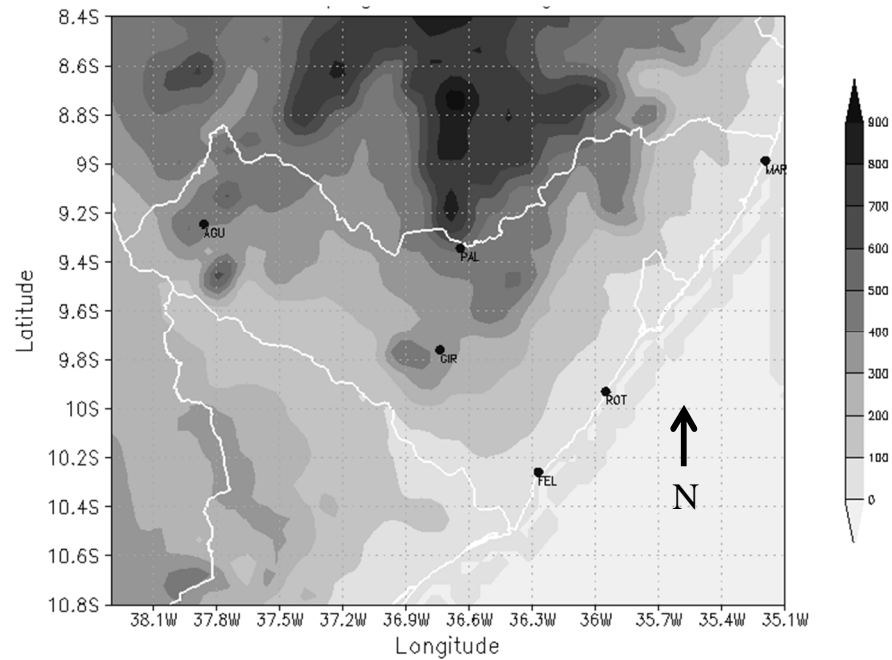
Fonte: Holtslag e Boville, 1993.

Maiores detalhes quanto à estrutura numérica desta parametrização, e demais informações, podem ser obtidas em Pleim (2007a e 2007b) e Holtslag e Boville (1993).

As condições de terreno do WRF, relevo e uso do solo (vegetação), são também diretamente ligadas à eficiência das simulações do mesmo. Foi utilizado o MDE oriundo do *United States Geological Survey* – USGS, que possui resolução espacial de 30 segundos, ou 925m (Figura 25).



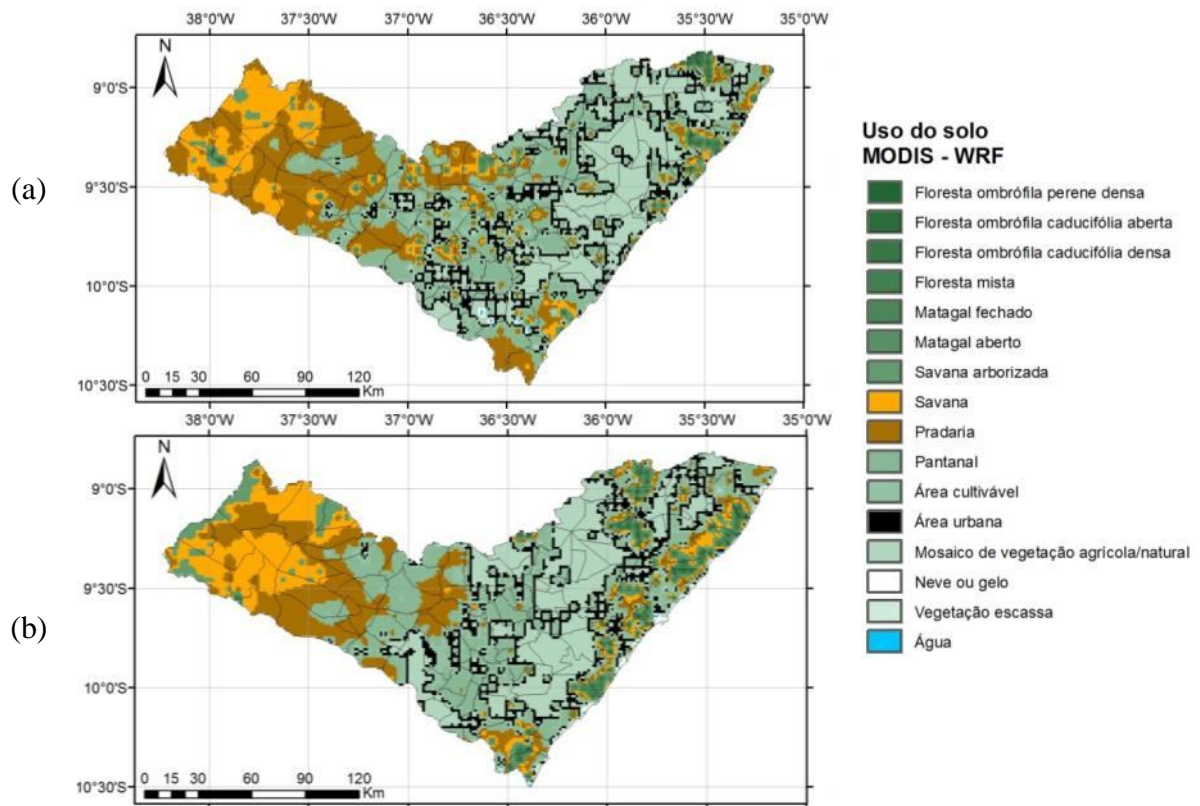
Figura 25. Topografia USGS do Modelo WRF, com indicações da localização de cada sítio experimental.



Fonte: Autor, 2012.

As condições de vegetação aplicadas no modelo foram do MODIS. Na Figura 26 têm-se os diferentes mapas, que implicam na variação de cobertura do solo, resultado em diferentes parâmetros superficiais, como o albedo, emissividade e comprimento de rugosidade da superfície. A resolução espacial da vegetação, assim como do relevo, é de 30 segundos.

Figura 26. Classificação do uso do solo MODIS do Modelo WRF para o Estado de Alagoas: (a) Verão; (b) Inverno no Hemisfério Sul.



Fonte: Autor, 2012.

Na Tabela 7 são listados os parâmetros físicos determinados de acordo com a classificação do uso do solo, para estações de verão e inverno. Este modelo de vegetação possui 20 diferentes classificações. As configurações destes parâmetros estão diretamente ligadas ao desempenho do modelo. Como estes valores são, por padrão, adotados para as condições de médias latitudes, certamente um estudo detalhado para realidade tropical destes parâmetros se faz necessário em trabalhos futuros.

Tabela 7. Parâmetros físicos para cada tipo de superfície vegetativa do MODIS utilizada no WRF.  $Z_0$  é o comprimento de rugosidade.

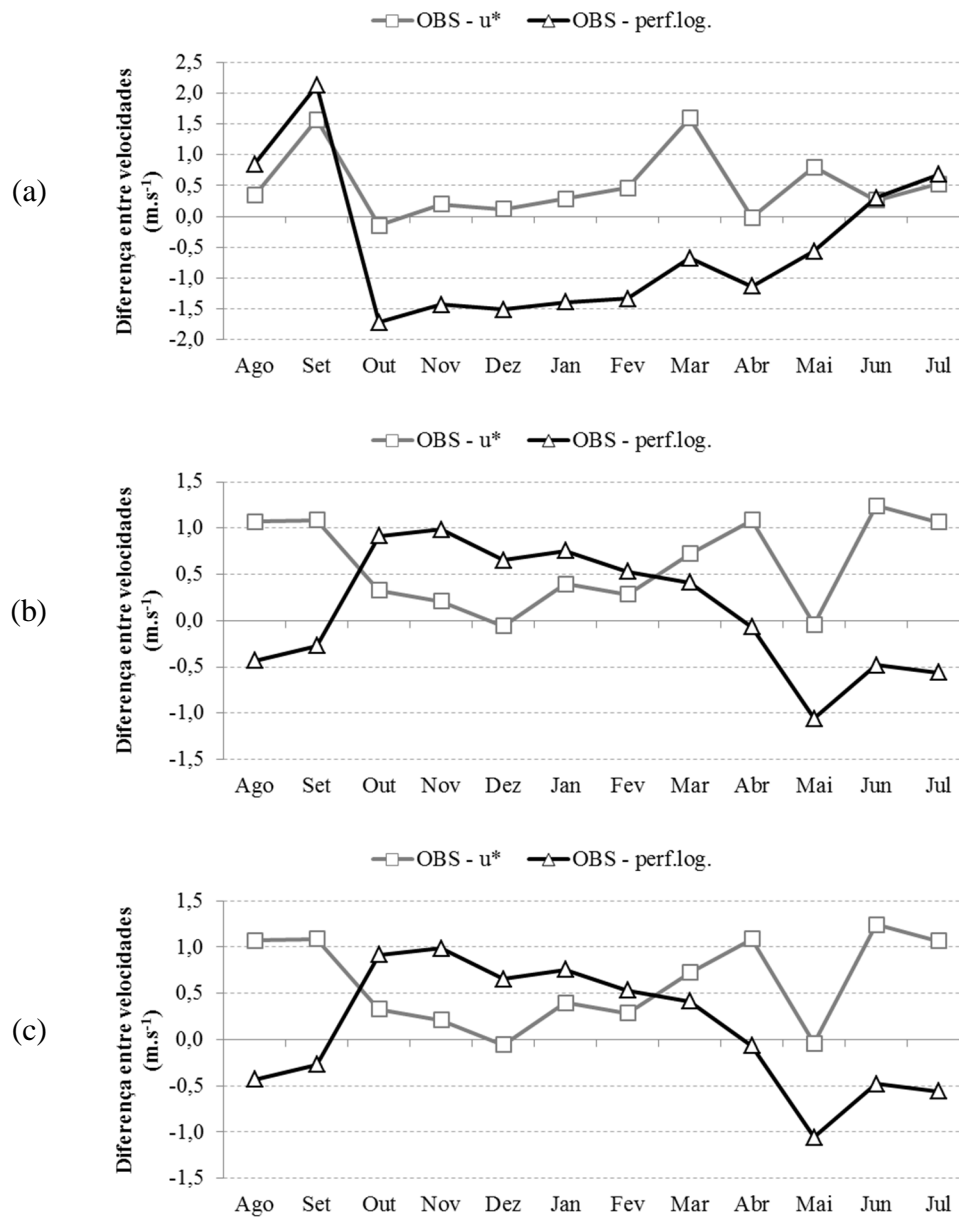
Classe	Albedo (%)		Emissividade		$Z_0$ (m)		Tipo
	Verão	Inverno	Verão	Inverno	Verão	Inverno	
1	12	12	0,95	0,95	0,50	0,50	Floresta ombrófila perene aberta
2	12	12	0,95	0,95	0,50	0,50	Floresta ombrófila perene densa
3	14	15	0,94	0,93	0,50	0,50	Floresta ombrófila caducifólia aberta
4	16	17	0,93	0,93	0,50	0,50	Floresta ombrófila caducifólia densa
5	13	14	0,97	0,93	0,50	0,20	Florestas mistas
6	22	22	0,93	0,93	0,05	0,01	Matagal fechado
7	20	22	0,95	0,93	0,06	0,01	Matagal aberto
8	22	22	0,93	0,93	0,05	0,01	Savanas arborizadas
9	20	20	0,92	0,92	0,15	0,15	Savanas
10	19	12	0,96	0,95	0,12	0,50	Pradarias
11	14	14	0,95	0,95	0,30	0,30	Pantanal
12	17	20	0,985	0,92	0,15	0,05	Áreas agrícolas
13	15	15	0,88	0,88	0,80	0,80	Área urbana
14	18	20	0,98	0,4	0,14	0,05	Mosaico de vegetação agrícola / natural
15	55	70	0,95	0,95	0,00	0,00	Neve e Gelo
16	25	23	0,9	0,9	0,01	0,01	Vegetação escassa
17	8	8	0,98	0,98	0,0001	0,0001	Água
18	15	15	0,93	0,92	0,30	0,10	Tundra arborizada
19	15	15	0,92	0,93	0,15	0,30	Tundra mista
20	25	15	0,9	0,92	0,10	0,15	Tundra estéril

Fonte: Adaptado de Skamarock *et al.*, 2008.

Para realizar a extrapolação vertical da velocidade do vento analisaram-se algumas metodologias encontradas na literatura. Os mais tradicionais englobam principalmente o uso do perfil logaritmo do vento e  $z_0$  nas suas formulações (CAMELO *et al.*, 2010). No entanto, este procedimento não calculou com eficácia a velocidade do vento em 30 metros, sendo necessário buscar uma metodologia diferente.

Com isso, a velocidade do vento simulado pelo modelo WRF foi obtida através do perfil logaritmo do vento (equação 3.2) utilizando também, além do  $z_0$  local, a velocidade de fricção  $u_*$  simulada pelo próprio modelo. Esta solução foi recomendada após testes de validação temporal e estatística com os dados observados (RAMOS *et al.*, 2011b). Quando a velocidade era obtida diretamente pelas componentes zonal e meridional em 10 metros de altura e extrapolada até 30 metros, os resultados tinham baixa qualidade em todos os sítios. Após adotar o perfil logaritmo do vento com os parâmetros do  $z_0$  e  $u_*$ , as estimativas obtiveram um ganho significativo, seja na estação seca ou chuvosa (Figura 27).

Figura 27. Comparação da velocidade média mensal medida e a simulada pelo WRF, usando o  $u_*$  e  $z_0$  individuais (OBS- $u_*$ ) ou não (OBS-perf.log.): (a) Sertão; (b) Agreste; (c) Litoral.



Fonte: Autor, 2012.

O valor de  $z_0$  foi ajustado para cada sítio experimental conforme a classificação da sua vegetação. Estes valores estão descritos no item 3.5 a seguir.

$$u_z = \left(\frac{u_*}{k}\right) \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (3.2)$$

Onde:

$u_z$  - Velocidade do vento do WRF no nível desejado ( $\text{m.s}^{-1}$ );

$u_*$  - Velocidade de fricção do WRF ( $\text{m.s}^{-1}$ );

$k$  - Constante de Von Karman ( $k=0,4$ );

$z_0$  - Comprimento de rugosidade (m).

O modelo WRF computa o  $u_*$  utilizando os conceitos da TSMO, mostrado de maneira simplificada através da equação 3.3. O esquema de CLS do modelo calcula o  $u_*$  e coeficientes turbulentos, fornecendo-os aos modelos de superfície do solo, que calcula fluxos de calor superficial e fluxos de mistura. Em seguida, estas informações são repassadas as parametrizações de CLA em forma de fluxos verticais.

$$u_* = \frac{kU}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m} \quad (3.3)$$

Onde:

$\psi_m$  - Parâmetro de estabilidade.

O tempo de processamento total do WRF, para simular os 12 meses do estudo, foi de aproximadamente 90 dias. O modelo foi executado separadamente para cada dia de estudo, com 6 horas adicionais que antecediam cada dia para estabilização das simulações (termo conhecido como *spin-up*). Através de rotinas em *Fortran 90* e *Shell Script*, o WRF automaticamente realizava as simulações do dia seguinte, até o final de cada mês. Após o pós-processamento do WRF, suas simulações foram extraídas em grade (domínio 03) e pontos que correspondiam as localizações dos sítios experimentais por meio de rotinas em *Shell Script*, *Fortran 90* e *GrADS* (DOTY, 1995), todos executados em ambiente Linux.

### 3.5 Modelo de Microescala – WAsP

O WAsP, acrônimo de *Wind Atlas Analysis and Application Program*, é um programa comercial desenvolvido pelo Laboratório Nacional de Energias Sustentáveis da Universidade Técnica da Dinamarca (RisØ DTU). Trata-se de um modelo linearizado que realiza extrapolação horizontal e vertical da climatologia estatística do vento em microescala, usando

informações de terreno (relevo, rugosidade e obstáculos), além de leis físicas da atmosfera. Sua utilização também possibilita identificar os padrões de vento de um local desprovido de estações de medição a partir de um mapa eólico já produzido. A representação funcional do WAsP e seus diferentes métodos de uso estão ilustrados na Figura 28. A descrição de cada etapa de funcionamento do modelo ainda será detalhada adiante.

Figura 28. Esquemática de funcionamento do WAsP.



Fonte: Adaptado de Soares, 2004.

Os componentes físicos do WAsP são adotados para uma atmosfera neutra, porém é possível ajustá-lo para uma atmosfera não neutra, modificando as configurações dos fluxos de calor superficial. Existem algumas recomendações a serem obedecidas no uso do modelo para alcance de melhores resultados (RISØ, 2010), onde algumas destas são:

- Considerar rugosidade 0,0001m para corpo d'água;
- Coordenadas, elevação e rugosidade dada em metros;
- Dados de vento devem ser consistentes;

- Determinação da rugosidade através de fotografias de campo e/ou imagens de satélite.
- Intervalo de 10 a 20 m das curvas de nível topográfico;
- Localização da torre anemométrica e domínio da grade espacial devem ter mesmas condições climatológicas;
- Mapas de relevo com limite lateral máximo de 10 km de distância da torre anemométrica e dos aerogeradores;
- Topografia local pouco inclinada e suavizada;

Os componentes físicos do WASP reúne 4 módulos principais, que são: Módulo de Relevo; Módulo de Obstáculos; Módulo de Rugosidade; Módulo de Estabilidade Atmosférica. Os módulos de relevo, rugosidade e obstáculos são informações de entrada no WASP, sendo o último não utilizado nas simulações realizadas neste trabalho. O módulo de relevo utilizado é obtido pelas curvas de nível dos dados SRTM, já descritos no capítulo 3.3. Os módulos de rugosidade e de estabilidade merecem uma descrição mais detalhada, pois influenciam diretamente o desempenho das simulações.

Como o perfil logaritmo do vento só é aplicável para uma superfície hipotética com atmosfera homogênea e neutra, é necessário descrever outra metodologia quando o terreno não segue estas condições.

Foi visto que a influência do terreno com duas diferentes superfícies (com  $z_{01}$  e  $z_{02}$ ) desenvolvem uma Camada Limite Interna (CLI), e sua altura pode ser expressa pela equação 3.4:

$$\frac{h}{z'_0} \left( \ln \frac{h}{z_0} - 1 \right) = 0,9 \frac{x}{z'_0} \quad (3.4)$$

Em que

$$z'_0 = \max(z_{01}, z_{02}) \quad (3.5)$$

Onde:

$z_0$  – Comprimento de rugosidade (m);

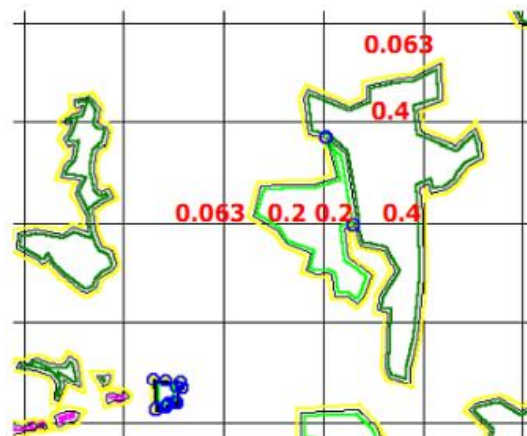
$x$  – Comprimento do terreno no eixo horizontal (m).

Esta função indica que em níveis superiores a  $h$ , a influência da superfície não se faz sentir, e deste nível para baixo, o perfil do vento é modificado pela superfície. Com isso, torna-se possível a obtenção de  $u_*$  na altura  $h$ , igualando os perfis verticais da velocidade para condição neutra, em ambas as superfícies, resultando na equação 3.6:

$$\frac{u_{*2}}{u_{*1}} = \frac{\ln\left(\frac{h}{z_{01}}\right)}{\ln\left(\frac{h}{z_{02}}\right)} \quad (3.6)$$

Assim, com a equação 3.6 é possível estimar  $u_*$  para cada ponto com  $z_0$  conhecido. O método de determinação de  $z_0$  no WASP é baseado na delimitação manual de isolinhas de rugosidade, atribuindo valores internos e externos, chamados na literatura de *Rough-L* (*L – Left*) e *Rough-R* (*R – Right*). A Figura 29 ilustra estas isolinhas com valores internos de 0,2 e 0,4 m no exemplo, e 0,063 m para a área externa. Caso o usuário não configure corretamente os valores de cada isolinha, acarretará em erros de execução da simulação, implicando em inconsistência. Por exemplo, a isolinha “A” é configurada com 0,2 m de rugosidade interna e 0,5 m de rugosidade externa, enquanto a isolinha “B” não pode ter rugosidade externa diferente de 0,5 m, mas a interna pode ser qualquer outro valor.

Figura 29. Mapa exemplificando como a rugosidade é interpretada no WASP.



Fonte: Mortensen, Heathfield e Rathmann, 2011.

Este método levanta muitas dúvidas quanto a sua eficácia. O problema é agravado quando a região de estudo apresenta distribuição de rugosidade complexa. A maioria dos trabalhos publicados com este modelo utiliza o valor de  $z_0$  igual a 0,03m (valor padrão do WASP) para toda a malha do domínio.



A partir das informações contidas na Tabela 8 foram elaboradas as isolinhas para os mapas de cada região estudada. Estes valores são amplamente utilizados na literatura, inclusive, seu uso é recomendado pelos desenvolvedores do WAsP.

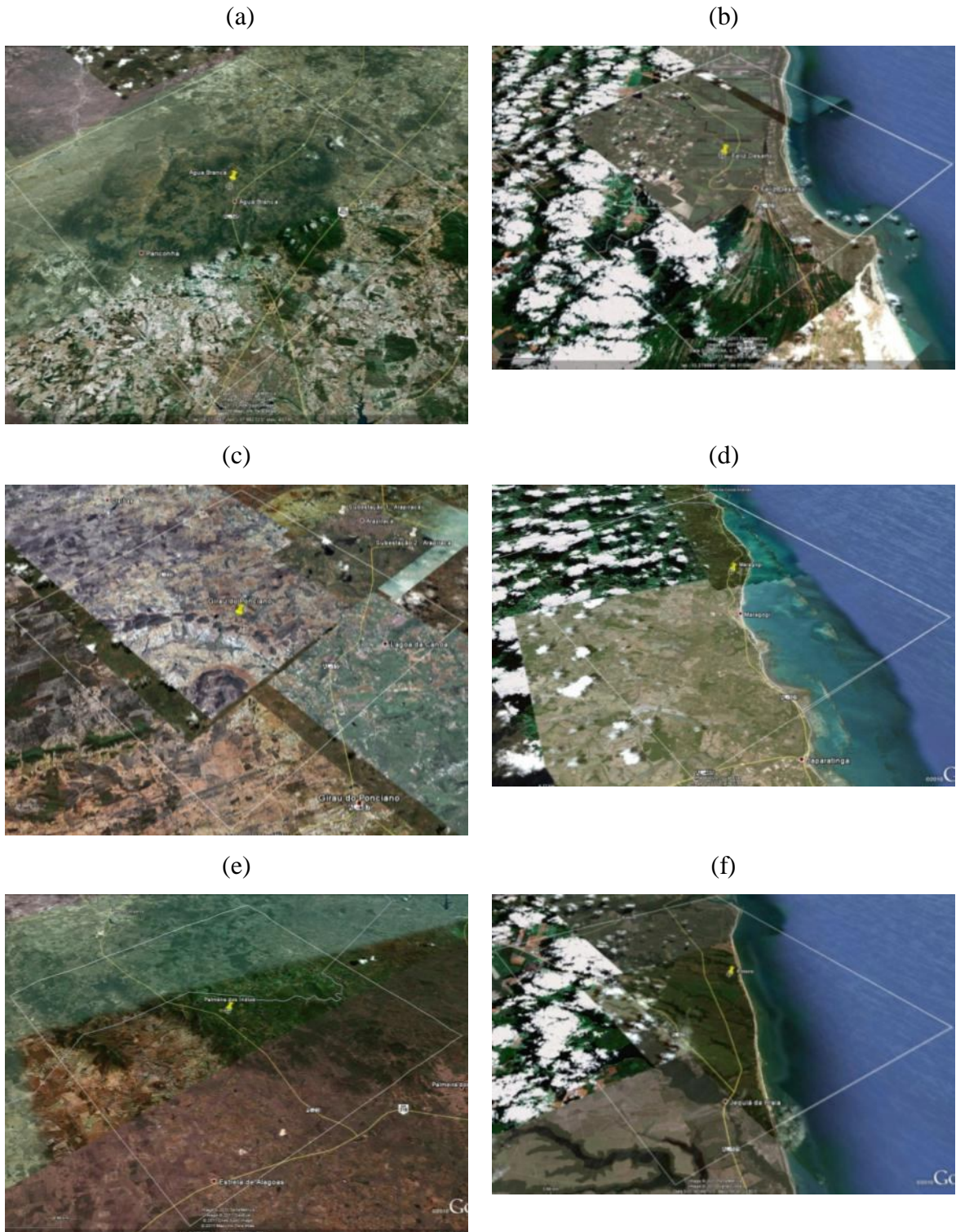
Tabela 8. Valores de  $z_0$  adotados pelo modelo de rugosidade do WAsP para cada tipo de superfície do terreno.

<b><math>Z_0</math></b>	<b>Características da superfície</b>
<b>1</b>	Cidade
<b>0,8</b>	Floresta
<b>0,5</b>	Subúrbios
<b>0,4</b>	Vilarejos
<b>0,3</b>	Abrigos
<b>0,2</b>	Muitas árvores e/ou arbustos
<b>0,1</b>	Fazenda com vegetação densa
<b>0,05</b>	Fazenda com vegetação aberta
<b>0,03</b>	Fazenda com poucas construções/árvores
<b>0,02</b>	Aeroportos com muitos prédios
<b>0,01</b>	Aeroportos com poucos prédios
<b>0,008</b>	Gramma
<b>0,005</b>	Solo nu
<b>0,001</b>	Superfície de neve
<b>0,0003</b>	Superfície de areia
<b>0,0001</b>	Corpos d'água

Fonte: Adaptado de Troen, Mortensen e Petersen, 1987.

O *software* utilizado para descrição espacial da rugosidade conforme os termos da Tabela 8 foi o *Google Earth*®. Além disto, durante a campanha experimental, fotografias de campo foram tiradas e armazenadas no banco de dados. Este acervo fotográfico também foi aplicado na determinação de  $z_0$  nos locais estudados. Na Figura 30 estão listadas as imagens obtidas no *Google Earth*, usadas como referência aproximada das condições de cobertura do solo em cada sítio. Para a região litorânea, a presença de nebulosidade dificulta na determinação da rugosidade local. Estas imagens também serviram de apoio na discussão dos resultados no item 4.4.

Figura 30. Imagens de satélite com representação dos domínios WAsP. (a) Água Branca, (b) Feliz Deserto, (c) Girau do Ponciano, (d) Maragogi, (e) Palmeira dos Índios e (f) Roteiro.



Fonte: Google Earth.

Com o método de obtenção de  $z_0$  já definido, restou a descrição da estimativa da velocidade do vento, que é possível através do módulo de estabilidade.

O módulo de estabilidade atmosférica do WASP reúne conceitos físicos que descrevem processos envolvidos na CLA, porém de maneira simplificada. Suas equações de movimento são linearizadas, por isso o uso de mapas topográficos suavizados é recomendado (MORTENSEN e PETERSEN, 1998). A vantagem desta limitação é o baixo tempo de processamento necessário, já que os cálculos envolvidos estão inseridos entre modelos cinemáticos simples a modelos de diferenças finitas. Portanto, seu nível de descrição física da CLA é limitado (BRANCO, 1991).

A velocidade do vento é calculado no WASP através da aproximação geostrófica. Existe também a possibilidade de fornecer dados do vento geostrófico para obter a velocidade do vento em uma altura de referência.

Assume-se então uma relação entre as forças originadas pelos gradientes de pressão com as forças de fricção da superfície. Como condição idealizada, adota-se uma atmosfera neutra, homogênea, barotrópica e estacionária para a lei do arraste geostrófico, descrita na equação 3.7 a seguir:

$$V_g = \frac{u_*}{k} \sqrt{\left(\ln\left(\frac{u_*}{f z_0}\right) - C_1\right)^2 + C_2} \quad (3.7)$$

Simplificando-a, tem-se:

$$u_* = \frac{0,5V_g}{\ln\left(\frac{V_g}{f|z_0}\right) - C_1} \quad (3.8)$$

Onde:

$u_*$  - Velocidade de fricção ( $\text{m.s}^{-1}$ );

$k$  - Constante de Von Karman;

$z_0$  - Comprimento de rugosidade (m);

$C_1$  e  $C_2$  - funções da estabilidade térmica da atmosfera ( $C_1 = 1,8$  e  $C_2 = 4,5$  para atmosfera neutra);

$f$  - Parâmetro de Coriolis.

Os outros parâmetros físicos do modelo são baseados nos fluxos de calor superficiais. A determinação da altura de variação mínima ( $z_m$ ) aos efeitos da estabilidade (equação 3.9) representa o nível acima da superfície onde os efeitos da rugosidade superficial e dos fluxos

de calor são anulados (VIEIRA, 2008). Em outras palavras, esta função calcula a altura da CLI (STULL, 1988).

$$\frac{z_m}{z_0} \approx \alpha \left( \frac{V_g}{|f|z_0} \right)^\beta \quad (3.9)$$

Sendo  $\alpha$  e  $\beta$  constantes e iguais a 0,002 e 0,90, respectivamente.

Nesta altura, o desvio da velocidade do vento relativa em condições neutras pode ser estimado como uma soma do desvio gerado pelo fluxo médio ( $\Delta H_{off}$ ) com o desvio deste fluxo ( $\Delta H_{rms}$ ), através da equação 3.10 (BRANCO, 1991):

$$\frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} = \frac{\Delta u_*}{u_{*0}} - \frac{\psi(z_m/L_{off}) + \psi[0,6(z_m/L_{rms})]}{\ln(z_m/z_0)} \quad (3.10)$$

Onde o primeiro termo da segunda igualdade contabiliza a velocidade de fricção em função do fluxo de calor superficial ( $H_{off}$ ), e é estimada através da equação 3.11:

$$\frac{\Delta u_*}{u_{*0}} = \Delta H_{off} \frac{cg}{|f|T\rho c_p V_g^2} \quad (3.11)$$

Onde:

$c$  – Constante empírica igual a 2,5;

$g$  – Aceleração da gravidade ( $\text{m.s}^{-2}$ );

$T$  – Temperatura do ar (K);

$\rho$  – Densidade do ar ( $\text{kg.m}^{-3}$ );

$c_p$  – Capacidade calorífica do ar ( $\text{kJ.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ );

$H_{off}$  – Fluxo médio de calor superficial ( $\text{W.m}^{-2}$ ).

O segundo termo da igualdade à direita da equação 3.10 descreve o perfil vertical do vento em função dos efeitos da estabilidade. Neste termo,  $L_{off}$  e  $L_{rms}$  são comprimentos de Monin-Obukhov correspondentes a  $H_{off}$  e  $H_{rms}$ , respectivamente (MONIN e OBUKHOV, 1954). O valor 0,6 representa o fator de forma  $F_{rms}$ , que indica o desvio do perfil da

velocidade do vento em casos de atmosfera estável ou instável, que podem ser calculadas, aproximadamente, pela equação 3.12 que define  $\psi\left(\frac{z}{L}\right)$ :

$$\psi\left(\frac{z}{L}\right) \begin{cases} \left(1 - 16\frac{z}{L}\right)^{\frac{1}{4}} - 1 & ; \text{ para condições instáveis.} \\ -4,7\frac{z}{L} & ; \text{ para condições estáveis.} \end{cases} \quad (3.12)$$

Com isso, a velocidade média do vento em função da estabilidade atmosférica para a altura  $z_m$  é calculada por:

$$u(z) = u_0(z) \left[ 1 + \frac{\Delta u(z_m)}{u_0(z_m)} [1 - F(z)] + \frac{\Delta u_{*off}}{u_{*0}} \right] \quad (3.13)$$

Onde  $F(z)$  representa:

$$F(z) = 1 - \frac{z \ln(z_m/z_0)}{z_m \ln(z/z_0)} \quad (3.14)$$

Estas equações representam a configuração padrão do WAsP para atmosfera neutra, sendo necessária sua readaptação para simulações em atmosfera com diferente regime de estabilidade. Estes ajustes são feitos principalmente na variação numérica dos fluxos  $\Delta H_{off}$  e  $\Delta H_{rms}$ , onde a maior variação nos resultados simulados ocorre pelas modificações de  $\Delta H_{off}$ . Caso estes fluxos da Tabela 9 sejam ajustados para valor nulo, o perfil da velocidade do vento tende a um perfil logaritmo neutro (VIEIRA, 2008).

Tabela 9. Fluxo médio do calor superficial ( $H_{off}$ ) e seu desvio ( $H_{rms}$ ) definido como padrão no WAsP.

	$H_{off}$ (W/m <sup>2</sup> )	$H_{rms}$ (W/m <sup>2</sup> )
Continente	-40	100
Oceano	15	30

Fonte: Autor, 2012.

Todas as simulações foram com os mapas das estações em coordenadas Universal Transversa de Mercator – UTM, cujos valores estão na Tabela 10, seguindo a recomendação de utilização do WAsP (MORTENSEN *et al.*, 2011). Posteriormente, estes resultados foram convertidos em coordenadas geográficas, com latitude e longitude, para melhor localização e



compreensão dos resultados. A malha no WASP é denominada de *Resource Grid (RGrid)* e foi configurada com resolução espacial de 90 m, isolinhas de relevo com intervalo de 10 m, domínio 20 x 20 km, com centroide na localização da torre anemométrica.

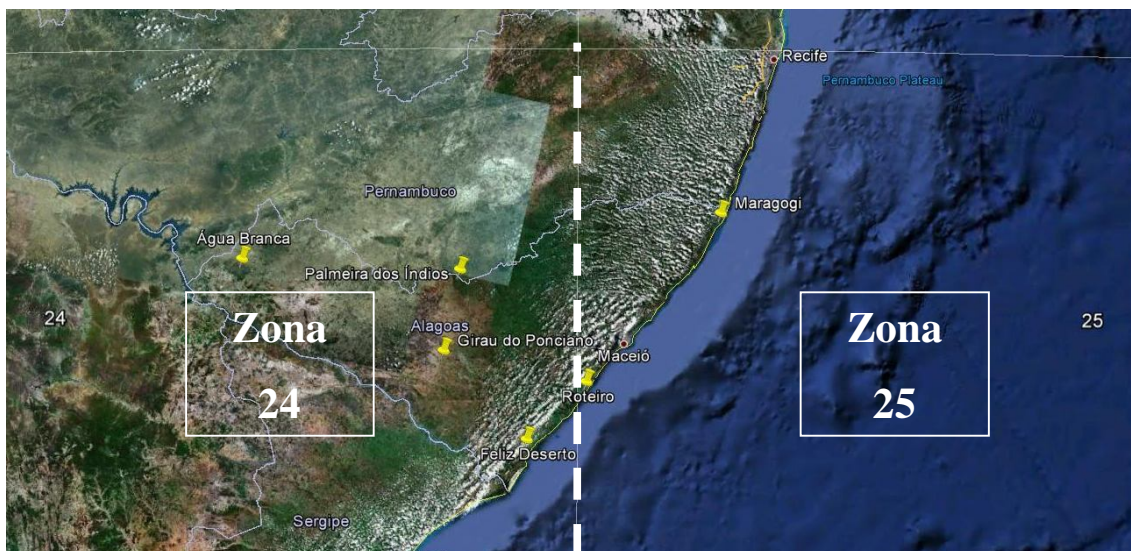
Tabela 10. Coordenadas UTM e suas respectivas zonas utilizadas como centroide nos mapas de relevo do WASP.

Local	Coordenadas geográficas		Coordenada UTM		
	LAT	LON	Y	X	Zona
Água Branca	-9,23985	-37,93555	8978152,94	616541,21	24
Feliz Deserto	-10,26015	-36,30605	8864587,76	795109,49	24
Girau do Ponciano	-9,75975	-36,78107	8919220,22	742916,14	24
Maragogi	-8,98136	-35,20036	9006483,15	258080,34	25
Palmeira dos Índios	-9,30318	-36,68697	8970799,37	754084,99	24
Roteiro	-9,93494	-35,96544	8900327,84	174799,16	25

Fonte: Autor, 2012.

A determinação das zonas da Tabela 10 ocorre através da demarcação adotada nas coordenadas UTM, na qual, o Estado de Alagoas está inserido em duas destas diferentes zonas (Figura 31).

Figura 31. Representação das zonas UTM 24 e 25 que abrangem o Estado de Alagoas.



Fonte: Google Earth.

A execução do *RGrid* é responsável pela simulação espacial das principais variáveis de estudo do potencial eólico. A configuração dos domínios *RGrid* está inseridas na Tabela

11. Os mapas das estações do litoral possuem parte do Oceano Atlântico inserido no domínio, então  $z_0$  para estas áreas foram atribuídos iguais a 0,0001m. O restante do domínio foi configurado baseado nos valores de  $z_0$  também da Tabela 11. Portanto, a determinação dos valores de rugosidade é através de análise visual, não havendo inserção automatizada de mapas de alta resolução de vegetação, como ocorre com o relevo.

Tabela 11. Configuração das coordenadas UTM do domínio do *RGrid*,  $Z_0$  e altura simulada.

Local	Xmin	Xmax	Ymin	Ymax	$Z_0$ (m)	Altura (m)
Água Branca	607033	626743	8968540	8988430	0,20	50
Feliz Deserto	785208	804918	8854790	8874590	0,10	100
Girau do Ponciano	733639	753259	8910485	8930258	0,03	50
Maragogi	248151	264261	8996458	9016438	0,10	50
Palmeira dos Índios	744176	763976	8960842	8980732	0,20	100
Roteiro	164882	181172	8890397	8910287	0,10	50

Fonte: Autor, 2012.

Os valores de  $z_0$  da Tabela 11 foram determinados a partir de um método iterativo. Com a identificação do tipo de cobertura vegetal de cada sítio através das fotos, o  $z_0$  foi ajustado dentro do intervalo delimitado para cada classificação do uso de solo de Oke (1988). Por exemplo, nesta referência, a floresta possui  $z_0$  variando entre 1,0 a 6,0 m, e em um sítio experimental qualquer, circundado por florestas, os resultados foram mais bem ajustados para um  $z_0$  de 2,5 m, valor dentro do limite estabelecido na citação.

Após execução do WAsP, foram extraídos os mapas espaciais da velocidade média do vento no formato ASCII, para visualização no ArcGIS. Outra informação importante é sobre a direção do vento no WAsP, pois esta possui saída indisponível no *software*, já que seu valor é adotado como constante em toda grade.

### 3.6 Distribuição de Weibull

O método estatístico que possui um melhor ajuste ao padrão típico do vento é da distribuição de probabilidade de Weibull (equação 3.15). Alguns trabalhos na literatura comprovaram que dentre as diversas opções disponíveis, a função que melhor representa o comportamento padrão da velocidade do vento é esta distribuição (CARTA, RAMÍREZ e VELÁZQUEZ, 2009; CHANG, 2011; ROCHA, SOUSA, *et al.*, 2011). Então há um consenso

mundial na utilização desta distribuição para estudos que envolvem análise estatística do vento, principalmente para fins eólicos.

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A}\right)^{k-1} \exp\left(-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right) \quad (3.15)$$

Em que:

$f(u)$  – Frequência de ocorrência da velocidade do vento  $u$ ;

$A$  – Parâmetro de escala ( $\text{m.s}^{-1}$ );

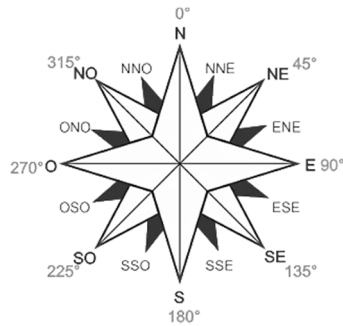
$k$  – Parâmetro de forma (adimensional).

Esta distribuição será adotada como método estatístico na validação das simulações WRF com os dados observados. Seus parâmetros correspondem à concentração da distribuição em determinada classe de velocidade do vento (parâmetro de forma –  $k$ ), enquanto o outro índice corresponde diretamente à média desta velocidade (parâmetro de escala –  $A$ ). Logo, o melhor cenário para produção eólica é locais onde a distribuição esteja concentrada em elevadas velocidades, então, alto parâmetro de forma e baixo parâmetro de escala (AMARANTE *et al.*, 2001; ELETROBRÁS, 2008). Outra vantagem da distribuição de Weibull é sua possibilidade de descrever dados assimétricos, utilizar apenas dois parâmetros, disponibilizar a extrapolação dos dados para diferentes alturas, analisar ventos extremos (SILVA, 2003).

Neste trabalho, estes parâmetros foram obtidos considerando uma média para todos os setores, com intervalo de  $22,5^\circ$  e ilustrados na Figura 32, não coletando tais parâmetros para os setores de maior intensidade do vento. Este método foi adotado por ser passível de comparação geral entre os sítios, auxiliando na discussão geral dos resultados. Para estudos de *micrositting*, faz-se necessário que as simulações utilizem diferentes setores, principalmente a direção, onde a velocidade do vento é maior.



Figura 32. Rosa dos ventos dividida em 16 setores.



Fonte: Autor, 2012.

### 3.7 Resumo das etapas metodológicas empregadas

Para contabilizar em termos estatísticos a qualidade dos resultados obtidos nas validações e demais comparações, foram avaliadas as seguintes funções estatísticas (WILKS, 2006):

- **Erro médio, viés ou bias (EM):** Calcula a eficiência da simulação diretamente através da diferença com o dado observado. Valores de EM que tendem a ser aproximar de zero indicam boa acurácia dos valores simulados.

$$EM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (3.16)$$

- **Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE):** Através da diferença média dos quadrados dos dados OBS e WRF, a RMSE é um método para análise da dispersão dos dados. O valor de melhor ajuste acontece quando RMSE é igual a zero.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (3.17)$$

Onde:

N – Número total de dados;

P – Dado simulado/previsto;

O – Dado observado.

A discussão das séries temporais (média diária, ciclo diurno médio anual e média mensal), além dos mapas de meso e microescala, serão baseadas em uma classificação de acurácia do WRF na simulação da velocidade do vento, de acordo com a Tabela 12.

O item 4.1.4 abordará, além do RMSE e BIAS, os desvios das distribuições de frequência (DFREQ) entre a velocidade do vento observada e as simulações WRF. Os valores de DFREQ serão calculados em médias para três intervalos de classes de velocidade do vento, classificados como: 0 a 5 m.s<sup>-1</sup> – classe baixa de velocidade; 5 a 10 m.s<sup>-1</sup> – classe média; 10 a 15 m.s<sup>-1</sup> – classe alta. Este método possibilita identificar características das simulações para cada tipo classes de velocidade, seja no período anual ou sazonal, verão e inverno.

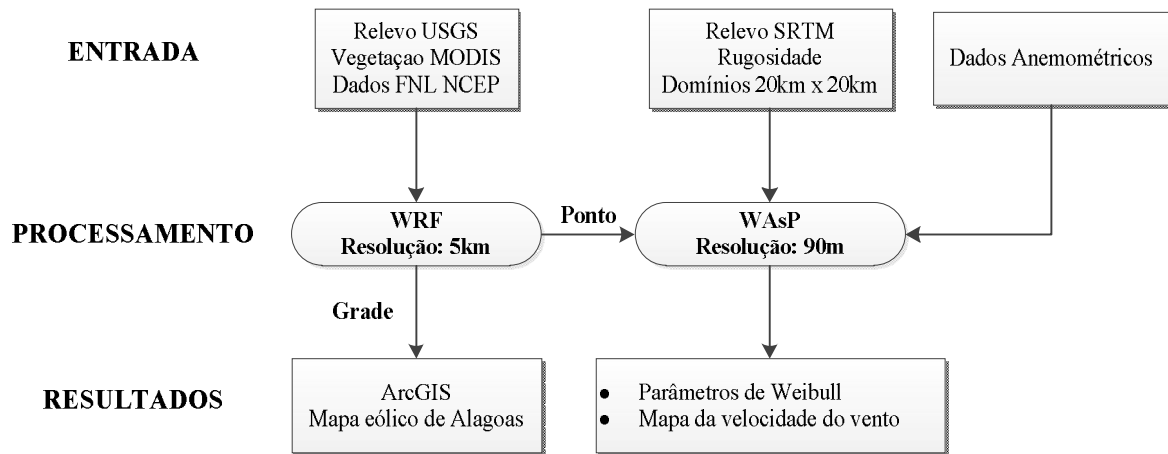
Tabela 12. Classificação da diferença entre séries temporais observadas e simuladas pelo WRF. u – velocidade do vento.

INDICADORES	DIFERENÇA
Ótimo	$u \leq 1 \text{ m.s}^{-1}$
Bom	$1 < u \leq 2 \text{ m.s}^{-1}$
Satisfatório	$2 < u \leq 3 \text{ m.s}^{-1}$
Ruim	$3 < u \leq 4 \text{ m.s}^{-1}$
Péssimo	$u > 4 \text{ m.s}^{-1}$

Fonte: Autor, 2012.

Os mapas espaciais WAsP com dados observados e simulados pelo WRF foram executados apenas para médias anuais. A Figura 33 traz um resumo das etapas realizadas no mapeamento eólico, na meso e microescala.

Figura 33. Fluxograma que representa a execução geral do trabalho, com principais informações em cada etapa.



Fonte: Autor, 2012.

Devido a grande quantidade de informação gerada, torna-se necessário dividir a análise dos resultados em valores anuais e sazonais, que são informações mais importantes para o estudo eólico de uma região (AMARANTE *et al.*, 2001). Então, a distribuição de frequência, além da direção predominante do vento, será mostrada para análise anual, análise sazonal no verão, período seco (dezembro, janeiro e fevereiro), e inverno, período chuvoso (maio, junho e julho).

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os valores dos itens 4.1.1 a 4.1.5 foram para o nível de 30 metros de altura, comum em todos os sítios experimentais estudados. Os mapas eólicos do item 4.2 condizem em resultados anuais em 50 metros de altura. O item 4.3 apresenta os valores anuais no WAsP da velocidade do vento medida e simulada pelo WRF em 50 metros (Água Branca, Girau do Ponciano, Maragogi e Roteiro) e 100 metros (Feliz Deserto e Palmeira dos Índios).

O regime dos ventos no Estado de Alagoas possui sazonalidade com algumas características locais que merecem destaque. Silva (2009) e Costa (2009) avaliaram a distribuição espaço-temporal da velocidade e direção do vento em Alagoas, com dados medidos nos mesmos sítios estudados neste trabalho. Constataram que as maiores velocidades do vento ocorrem durante o verão, estação seca local, exceto em Água Branca, que possui maiores intensidades durante a estação chuvosa. Os autores afirmam que condições locais deste município, principalmente pelas características topográficas, podem favorecer a este resultado. Relatam ainda a ocorrência de circulações locais na região do agreste em algumas épocas do ano. A direção do vento é predominante de leste-sudeste em todo o Estado. Outra característica comum para determinados sítios experimentais do interior é a ocorrência dos valores máximos da velocidade do vento no período noturno, principalmente nas regiões serranas circundadas por planícies.

### 4.1 Comparação do WRF com os dados observados

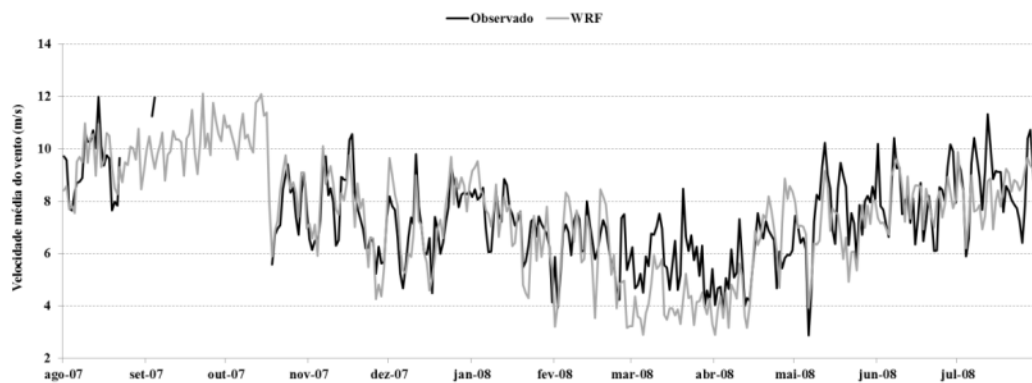
#### 4.1.1 Médias diárias da velocidade do vento em 30m

Foram comparadas as médias diárias observadas em cada uma das seis estações anemométricas com as simulações feitas com o WRF, no período de agosto de 2007 a julho de 2008.

Na Figura 34 está a evolução da média diária para Água Branca. Durante a estação seca local (dezembro a janeiro), os valores estimados foram próximos aos dados observados, com diferença inferior a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ , classificado como ótimo. No entanto, nota-se que as maiores diferenças se verificam nos momentos em que ocorrem picos de alta e de baixa velocidade do vento. Nos meses que antecedem a estação seca, o WRF também obteve ótimo desempenho, com diferença ainda menor, inferior a  $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ . Já na estação chuvosa (maio a julho), os padrões foram semelhantes, porém a simulação dos valores máximos da velocidade do vento

não foi tão próxima quanto na época seca. Neste período, as simulações são classificadas como boas, ou seja, diferença máxima de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ , como em maio de 2008. Em março, mês que antecede a estação chuvosa, o modelo subestimou em todo período as medições em até  $3 \text{ m.s}^{-1}$ , atingindo um padrão satisfatório. No mês de maio ocorreu uma variação brusca da velocidade que passou de 3 para  $9,5 \text{ m.s}^{-1}$  entre a primeira e segunda semana. Neste período, o WRF acompanhou os valores medidos, apesar de uma diferença próxima a  $1 \text{ m.s}^{-1}$  nos valores extremos. Durante os meses de março e abril nota-se uma nítida diferença entre observado e simulado, cujo período é caracterizado pela transição dos regimes atmosféricos de estação seca para chuvosa.

Figura 34. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Água Branca.



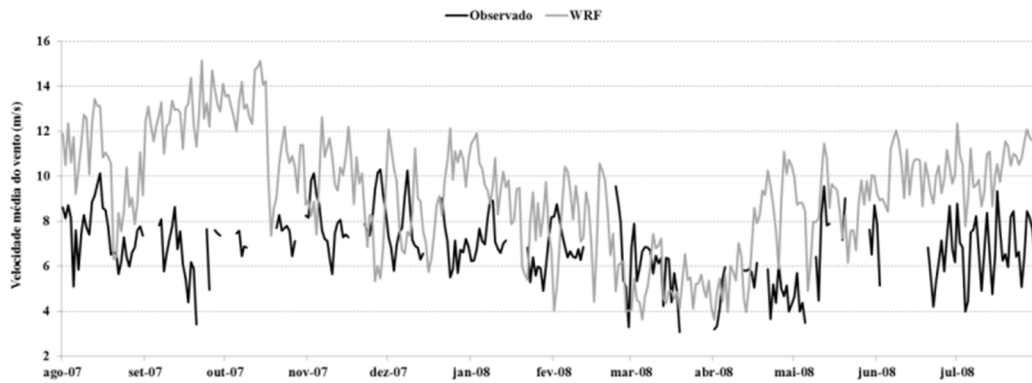
Fonte: Autor, 2012.

Na modelagem atmosférica, a simulação de variáveis que possuem alta flutuabilidade temporal, como o vento, tem limitações e aproximações nos termos turbulentos de subgrade. Com isso, quando a velocidade do vento observada atinge valores elevados, o modelo dificilmente conseguirá representar com boa eficiência estes picos (PIELKE, 2002). Além disto, a comparação entre modelo de mesoescala com observações em um ponto de grade traz uma série de limitações de análise mais precisa (CHEN, HUI e XU, 2007). Dentre elas, a alta frequência de medição anemométrica, onde o vento é registrado a cada 10 minutos, possibilitando a detecção destes picos de velocidade, diferentemente da escala temporal do WRF, que é horária.

Na Figura 35 é mostrada a evolução da média diária da velocidade do vento para Feliz Deserto. Os valores simulados foram superiores aos observados em praticamente todos os meses. Somente em algumas ocasiões os valores observados superaram os simulados, por exemplo, início e final de novembro. Para cada período do ano de Feliz Deserto, sua

classificação varia entre simulações ótimas (diferença inferior a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ ) e péssimas (maior que  $4 \text{ m.s}^{-1}$ ). No litoral, os resultados possuem caracterização distinta entre estação seca e chuvosa, onde na primeira estão as melhores simulações.

Figura 35. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Feliz Deserto.



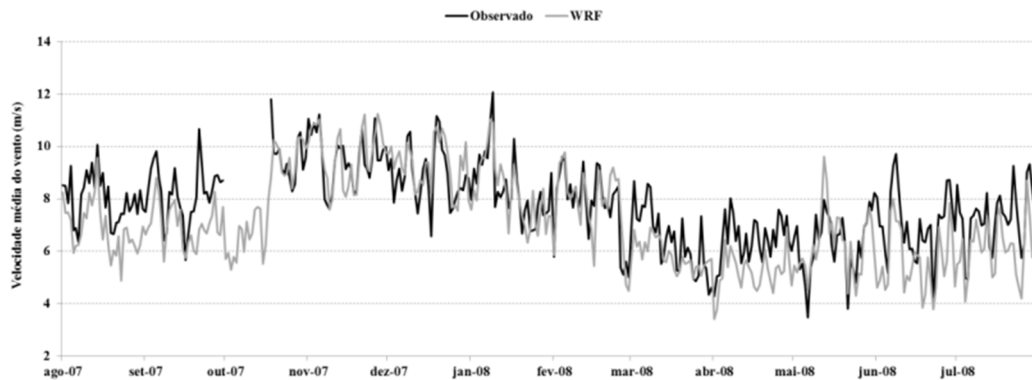
Fonte: Autor, 2012.

As simulações para áreas costeiras merecem uma maior atenção nos modelos atmosféricos, devido à ação de circulações de brisas terra-mar. Existem também os efeitos topográficos e da vegetação litorânea, que possui comprimento de rugosidade bastante heterogênea, já que há vários tipos de cobertura do solo na região. Estes fenômenos meteorológicos podem não ser corretamente simulados, e são geralmente simplificados pelas parametrizações físicas adotadas. Existe também a importância dos esquemas que resolvem os processos físicos envolvidos entre solo-vegetação (MOHAN e BHATI, 2011; SHIMADA e OHSAWA, 2011). Outra questão a ser considerada, perante resultados tão distintos entre observações e simulações, corresponde ao ciclo diurno do vento nestes sítios litorâneos. Em alturas de até 50 metros, teoricamente, a velocidade do vento possui um ciclo médio com maiores intensidades nos períodos diurnos, e menores nos noturnos (ARYA, 2001). Em Feliz Deserto, bem como Roteiro (devido a sua proximidade), o padrão diurno das velocidades do vento simulado não segue esta tendência.

Em Girau do Ponciano (Figura 36), o WRF apresentou o melhor resultado quando comparado aos dados observados. As maiores diferenças foram verificadas nos períodos de agosto a outubro e de março a maio, mas ainda sendo classificadas como “bom”. Nestes períodos, a diferença foi superior a  $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ . Já nos demais meses, todos no período seco, a diferença é de aproximadamente  $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ . O modelo acompanhou satisfatoriamente bem os picos máximos da velocidade entre novembro a início de março. Neste período, a magnitude

variou de aproximadamente 8 a 12  $\text{m.s}^{-1}$  tanto os dados observados quanto WRF, mostrando um alto potencial energético para produção eólica. É claro que outros fatores devem ser pré-avaliados até a instalação de parques eólicos, principalmente os aspectos logísticos.

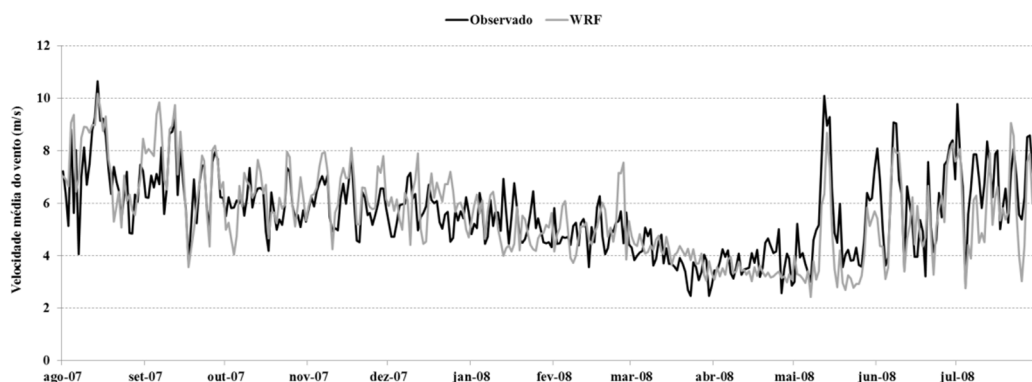
Figura 36. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Girau do Ponciano.



Fonte: Autor, 2012.

Em Maragogi (Figura 37), a classificação do desempenho do WRF variou entre ótimo até bom na maior parte do tempo. Foram detectados alguns valores elevados da velocidade do vento em agosto a setembro, e maio a julho, com magnitude acima de 8  $\text{m.s}^{-1}$ . A ocorrência de eventos meteorológicos nestes períodos favorece ao alto índice pluviométrico na região, acima de 2000  $\text{mm.ano}^{-1}$ .

Figura 37. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Maragogi.



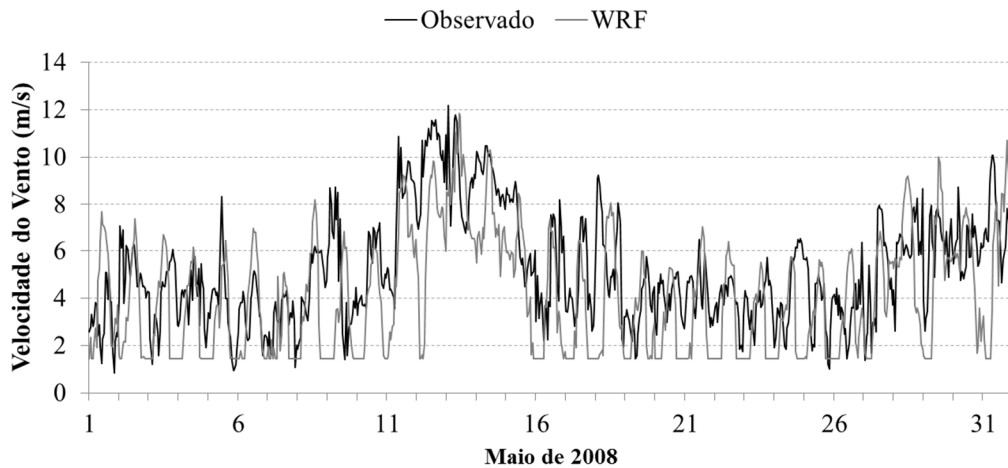
Fonte: Autor, 2012.

As simulações também mostraram dificuldade do modelo na obtenção dos valores máximo no período de setembro a fevereiro, e nas velocidades mínimas entre abril a julho

(correspondente à quadra chuvosa local). Destaca-se o forte crescimento da velocidade do vento no mês de maio, variando de 3 a 10,5 m.s<sup>-1</sup>.

Analisando a média horária no mês de maio de 2008 separadamente (Figura 38), percebe-se que o pico da velocidade do vento observado iniciou no dia 09. Este fenômeno durou cerca de quatro dias, com registro de velocidades superiores a 10 m.s<sup>-1</sup> entre dia 11 a 15. A série temporal dos dados simulados, também na Figura 38, tem seus valores mínimos limitados a 1,5 m.s<sup>-1</sup> em todo período. Esta limitação é provocada, provavelmente, por um erro de truncamento que pode estar associado aos cálculos físicos do solo e da vegetação, que implicam diretamente no  $u_*$  (OKE, 1988).

Figura 38. Média horária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF durante o mês de maio de 2008 em Maragogi.

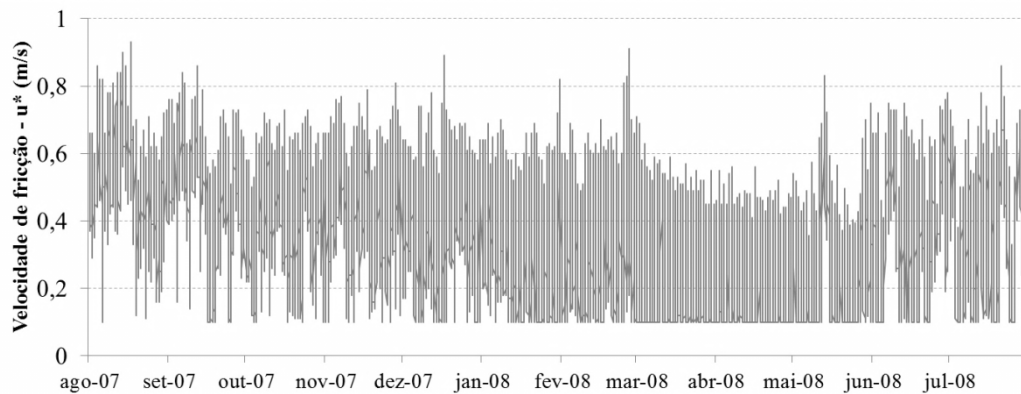


Fonte: Autor, 2012.

O comportamento horário de  $u_*$  simulado no WRF está na Figura 39. Vale salientar que o cálculo da velocidade do vento pelo WRF é baseado no valor de  $u_*$ , onde o mesmo usa informações do modelo de vegetação MODIS. Esta limitação de  $u_*$  a 0,1 m.s<sup>-1</sup> ocorre em todo o período estudado, o que indica ser uma condição interna do WRF. Esta modificação de uso do solo do modelo é automatizada, com objetivo de acompanhar as mudanças naturais da vegetação. Há também o problema da resolução espacial do MODIS, de 925m, ressaltando a dificuldade em comparar simulações de modelos de mesoescala com medições pontuais.



Figura 39. Valores horários da velocidade de fricção simulada pelo WRF para Maragogi durante agosto de 2007 a julho de 2008.



Fonte: Autor, 2012.

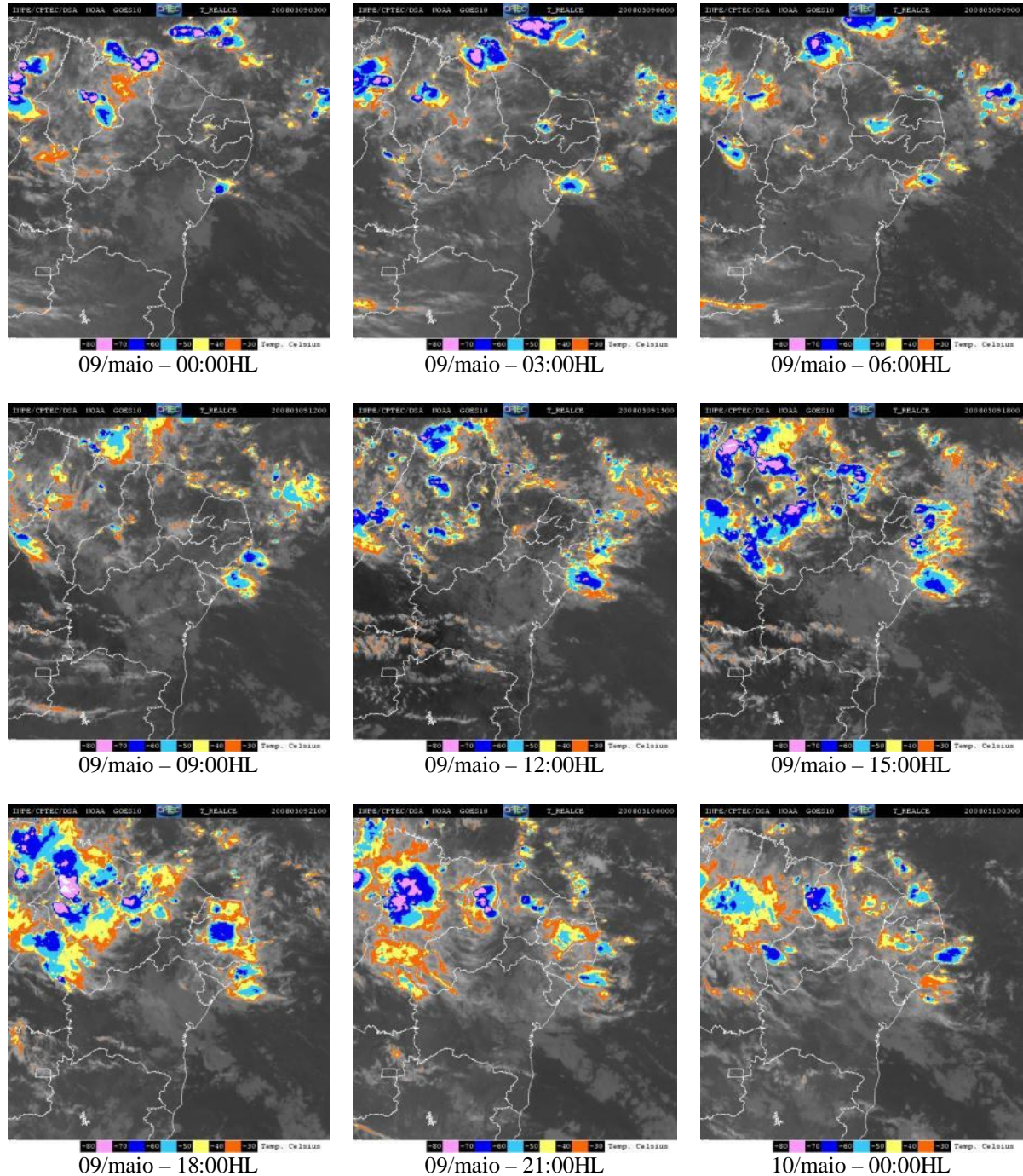
Alguns estudos recentes justificam que a dificuldade das simulações do modelo WRF em níveis próximos a superfície estão diretamente relacionados com as parametrizações físicas de superfície do solo e a CLA (PAPANASTASIOU, MELAS e LISSARIDIS, 2010; YING, 2010; SHIN e HONG, 2011). Os primeiros autores analisaram o campo de vento simulado pelo modelo WRF em situações de brisas terra-mar, configurado com parametrizações similares a adotada neste trabalho. Afirmam que valores baixos da velocidade do vento simulada implicam na baixa eficiência das estimativas de variáveis no interior da CLA. No último trabalho, observaram que as parametrizações de CLA selecionadas, dentre elas a ACM2, alcançaram resultados satisfatórios e que condizem com a literatura clássica (OKE, 1988; STULL, 1988). Logo, estas estimativas de maio podem ter relação com as configurações de superfície do solo do WRF, que não conseguiu representar bem a sua interação com os parâmetros da CLS neste período, e assim limitando o  $u_*$  a seu valor mínimo de  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ .

YING (2010), ao realizar um estudo sobre esquemas de vegetação no WRF, mostra também a importância da parametrização de superfície do solo em modelos atmosféricos. Ressalta que pequenas variações das grandezas físicas do solo, como albedo, partição de energia, umidade do solo e fluxos de calor, implicam em grandes mudanças no interior da CLA.

Para investigar as intensas velocidades do vento dos dias 9 a 15 foram analisadas as imagens do satélite do GOES-10, exibidas na Figura 40. Foi possível identificar um sistema convectivo em formação no litoral alagoano. As imagens desta figura são para o dia 09/05 de 2008, correspondentes ao início do pico de velocidade do vento observado. Este sistema

convectivo desenvolveu-se rapidamente em menos de 12 horas, com duração aproximada de quatro dias.

Figura 40. Imagens do satélite GOES-10, canal infravermelho realçado, no período de 24 horas de formação do sistema convectivo intenso do dia 09/05 de 2008. HL – Hora Local.

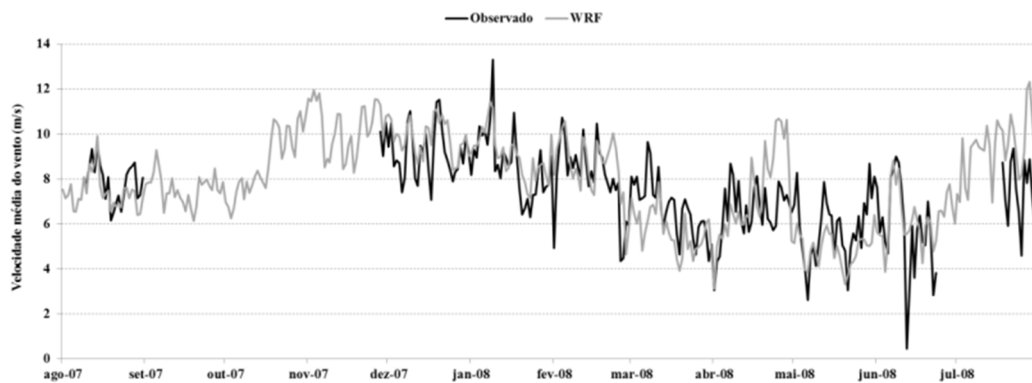


Segundo o Boletim Climanálise de maio de 2008 (CPTEC, 2008), elaborado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de

Pesquisas Espaciais (INPE), neste mês houve anomalia positiva da precipitação no Nordeste em decorrência de Distúrbios Ondulatórios de Leste – DOL (YAMAZAKI e RAO, 1977). No município alagoano de Porto de Pedras, distante em 17 km de Maragogi, apenas no dia 17 deste mês foi registrado precipitação de 93,5 mm. O boletim menciona ainda que a entrada de sistemas frontais de sul, com a alta convergência de umidade na costa litorânea, provocaram mais eventos de precipitação no Estado durante esta época do ano. Houve então anomalia positiva da precipitação nas estações pluviométricas do litoral e agreste alagoano. O cenário encontrado neste período em Maragogi coincide com as condições gerais de atuação de um DOL (ALVES, OYAMA e YAMAZAKI, 2008). A velocidade do vento observado variou entre 10 a 14 m.s<sup>-1</sup> em 30 metros de altura, e a duração do fenômeno também condizem com estes autores.

Na Figura 41 é mostrado o resultado para Palmeira dos Índios. Verifica-se certa dificuldade na simulação dos valores de máximos e mínimos, principalmente no período chuvoso. Nesta estação, a diferença é maior e aproximada a 2 m.s<sup>-1</sup>, mas ainda classificado como bom. Nos demais meses, as simulações podem ser classificadas como ótimas, pois em vários dias a diferença foi menor que 1 m.s<sup>-1</sup>. O intervalo da série de dados varia entre 6 a 13 m.s<sup>-1</sup> nos meses de dezembro a março.

Figura 41. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Palmeira dos Índios.

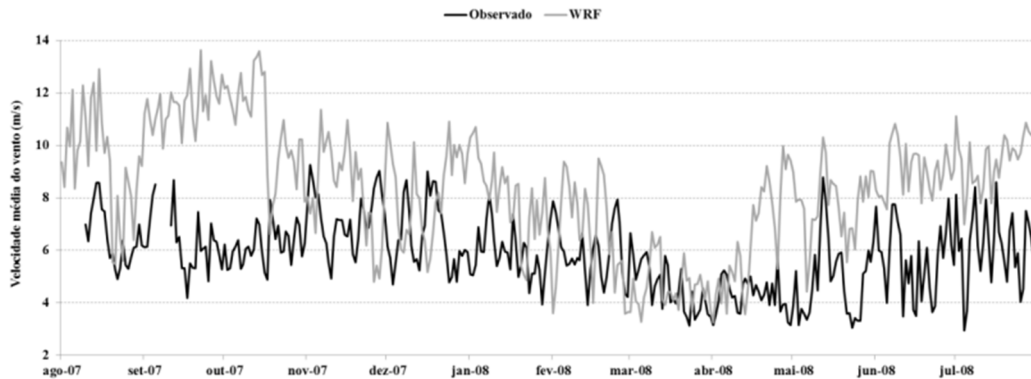


Fonte: Autor, 2012.

Por fim, a Figura 42 mostra os resultados para Roteiro. Sendo localizado próximo ao município de Feliz Deserto (cerca de 60 km em linha reta), as simulações WRF também foram caracterizadas por superestimativas em quase todo período anual. O período de agosto a dezembro possui simulações com classificação de ruim a péssima (diferença maior que 4

$\text{m.s}^{-1}$ ). Na transição entre estação seca a chuvosa, março e abril, a classificação já possui um melhor índice, ótimo, pois a diferença é inferior a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ .

Figura 42. Média diária da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF em Roteiro.



Fonte: Autor, 2012.

Para analisar os resultados gerais da média diária é necessário separar a discussão em sítios litorâneos e interioranos.

Na região costeira, as simulações foram quase sempre superiores às observações, exceto em Maragogi, mas também é fundamental compreender fenômenos que podem influenciar nas medições de variáveis meteorológicas. Alguns fatores são importantes ao discutir medições anemométricas em áreas litorâneas, tais como: ciclo diurno não é bem definido; vegetação heterogênea; influência de brisas mar-terra; atuação dos ventos alísios; densidade do ar elevada; desgaste dos instrumentos devido à maresia. Com isso, os desvios das medições obtidos pelos sensores podem indicar alguma influência de fatores externos na qualidade das observações.

A Tabela 13 traz os valores dos desvios das medições da velocidade do vento em 30 metros nos sítios litorâneos, computados e registrados pelos próprios instrumentos no *datalogger*. O período onde houve maiores desvios nos sítios foi justamente no intervalo de meses onde o WRF mais se aproximou das observações, novembro a janeiro. Em Feliz Deserto, os desvios mensais ficaram concentrados entre aproximadamente  $0,5$  a  $0,9 \text{ m.s}^{-1}$ , semelhante a Roteiro, embora neste sítio os desvios tenham alcançado  $1 \text{ m.s}^{-1}$  em novembro e dezembro. Entre as estações de verão e inverno, a diferença entre os desvios é inferior a  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Estas informações mostram que os resultados do WRF nas médias diárias não foram tão inexpressivos assim, já que o desvio nas medições também deve ser levado em consideração.

Tabela 13. Desvios nas medições da velocidade do vento em 30 metros registrado pelo anemômetro. (-) ausência de dados.

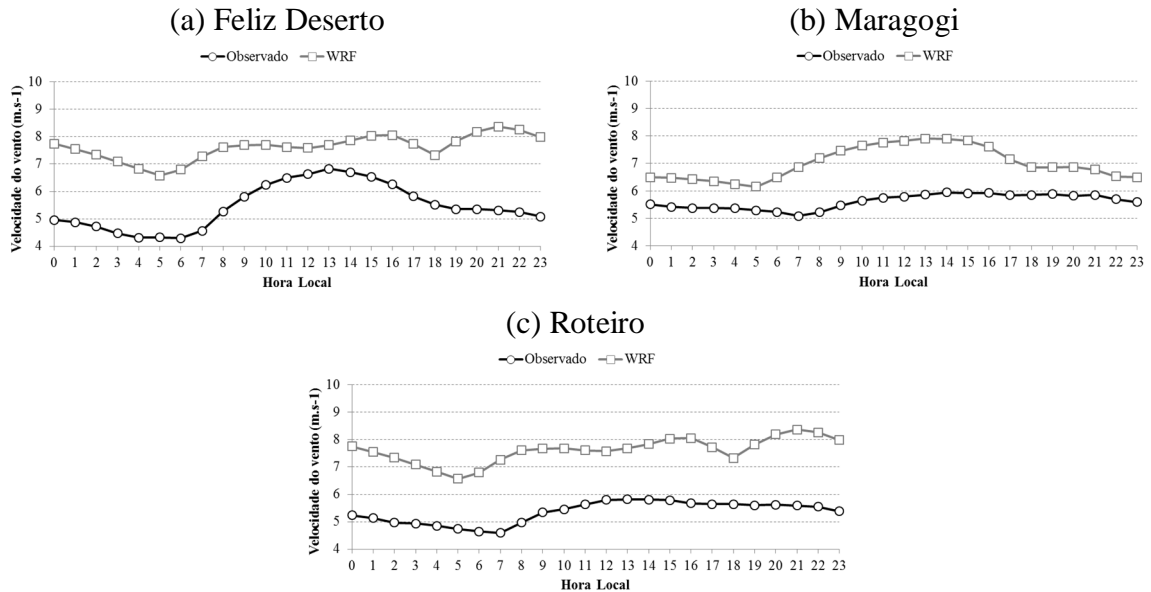
<b>Mês</b>	<b>Feliz Deserto</b>	<b>Maragogi</b>	<b>Roteiro</b>
Agosto	-	-	0,93
Setembro	0,79	0,93	0,89
Outubro	0,79	0,88	0,91
Novembro	0,93	1,00	1,00
Dezembro	0,83	0,94	1,00
Janeiro	0,79	0,80	0,82
Fevereiro	0,79	0,83	0,78
Março	0,63	0,59	0,60
Abril	0,52	0,58	0,56
Maio	0,73	0,74	0,68
Junho	0,61	0,85	0,79
Julho	0,81	0,99	0,86
Verão	0,81	0,86	0,87
Inverno	0,72	0,86	0,78
Anual	0,75	0,83	0,82

Fonte: Autor, 2012.

Outra informação importante é o ciclo diurno da velocidade do vento, buscando assim encontrar padrões diferentes aos encontrados na literatura clássica (OKE, 1988; STULL, 1988; ARYA, 2001). Então, na Figura 43 são listados os padrões diurnos médios anuais dos sítios localizados no litoral, Feliz Deserto (Figura 43a), Maragogi (Figura 43b) e Roteiro (Figura 43c).

O ciclo diurno médio anual de Feliz Deserto é o que mais se aproxima do padrão clássico, com maiores velocidades ocorrendo durante o dia. O desvio da velocidade do vento entre dia e noite neste local chega a  $3 \text{ m.s}^{-1}$ , com máxima intensidade ocorrendo entre 12 a 14 horas. O ciclo do WRF neste mesmo sítio possui ótima concordância entre meia noite ao início da tarde, no entanto, seu período de máximas velocidades ocorre durante 20 e 22 horas. O padrão destas simulações do WRF em Feliz Deserto é análogo à Roteiro, até pela proximidade entre os sítios. Mais ao norte, no sítio de Roteiro, o ciclo já é diferente do tradicional, assim como Maragogi. Apesar do período de maiores velocidades do vento também ocorrer no período diurno, o gradiente entre 12 às 23 horas é menor, diferindo em  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ . O único sítio que apresentou um ciclo diurno do WRF próximo ao padrão clássico foi Maragogi. No entanto, o crescimento da velocidade ocorre mais cedo, segundo o modelo, a partir de 5 horas.

Figura 43. Ciclo diurno médio anual da velocidade do vento observado e simulado em 30 metros de altura nos sítios do litoral alagoano.



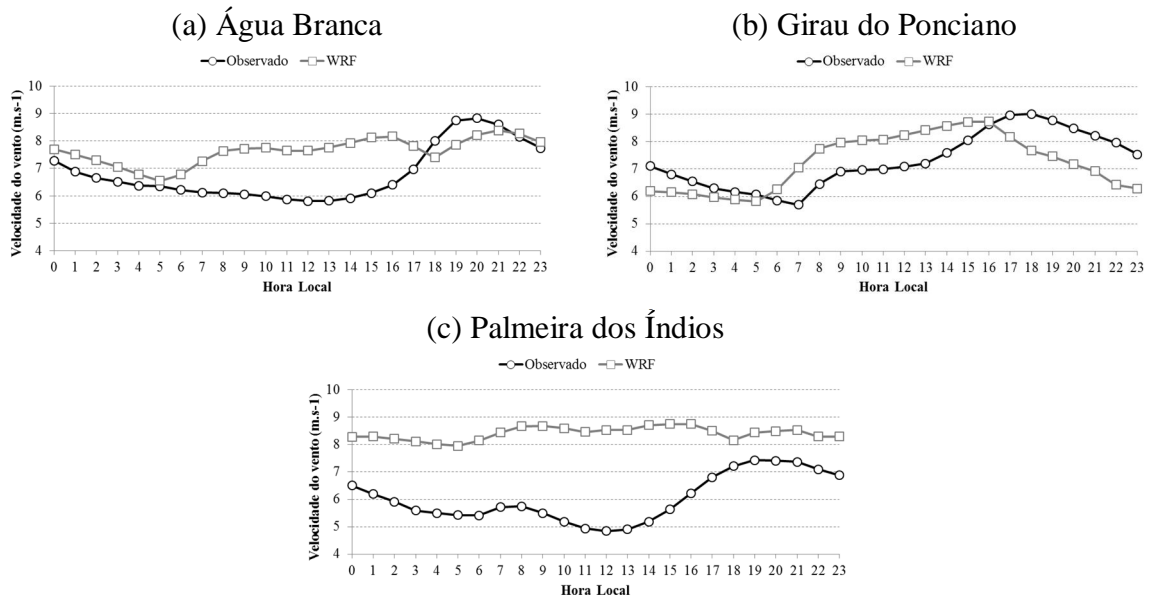
Fonte: Autor, 2012.

Este tipo de comportamento, ciclo diurno não bem definido, no litoral caracteriza a dificuldade das simulações atingirem bons resultados. Primeiro, a série de eventos de natureza local que influenciam o regime dos ventos podem não ser corretamente computados pelas parametrizações físicas do modelo. Outra questão é a comparação de uma grade de 25 km<sup>2</sup> do WRF com um único ponto observado, cujos dados medidos não obedece a um padrão diurno esperado.

Visto que o interior do Estado apresentou as melhores séries, as principais dificuldades do WRF nestes sítios estiveram na estimativa das velocidades máximas e mínimas.

Assim como em Água Branca e Girau do Ponciano, neste sítio, as maiores velocidades em Palmeira dos Índios acontecem no período noturno, como mostrado na Figura 44a, b e c, respectivamente. Os três sítios são localizados em regiões serranas, com altitudes variando entre 500 a 800 metros. Nota-se que a velocidade do vento a noite é maior que no período diurno em 2 a 3 m.s<sup>-1</sup>. Este tipo de comportamento é associado a eventos locais ocasionados por aspectos topográficos (vale-montanha), onde o contraste térmico gera circulações do ar em microescala (OKE, 1988; COGLIATI e MAZZEO, 2006). Nestes locais, apenas Girau do Ponciano possui um ciclo diurno simulado cujo comportamento é semelhante ao observado, com diferença de 1 m.s<sup>-1</sup>. Nos demais sítios do interior, principalmente em Palmeira dos Índios, o desenvolvimento horário simulado da velocidade do vento é bem distinto do observado.

Figura 44. Ciclo diurno médio anual da velocidade do vento observado e simulado em 30 metros de altura nos sítios do interior alagoano.



Fonte: Autor, 2012.

Os pontos positivos a serem destacados do WRF nestas médias diárias e dos ciclos diurnos nos sítios estudados são:

- As simulações foram melhores quando a distância do litoral era maior, ou seja, em Água Branca, Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios;
- O padrão médio da velocidade do vento nos sítios foi bem representado, acompanhando satisfatoriamente as intensidades do vento durante a estação seca e chuvosa;
- Os efeitos dos eventos meteorológicos de maio, e meses seguintes, em Maragogi foram simulados com exatidão no WRF;
- Na estação seca, o desempenho das simulações é classificado como ótimo no interior, e bom a satisfatório no litoral;
- O ciclo diurno médio anual de Girau do Ponciano, Água Branca e Maragogi, nesta ordem, foram os melhores simulados.

Já os principais aspectos negativos das simulações WRF, e que necessitam de ajustes futuros, foram:

- Dificuldade na obtenção das velocidades do vento máximas e mínimas;
- A limitação mínima diária de  $u^*$  a  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$  possui relação na alta frequência de baixas velocidades;

- Houve predominância de superestimativas no litoral alagoano, exceto em Maragogi;
- A qualidade das estimativas é menor durante o período chuvoso, e meses que o sucedem;
- O ciclo diurno sempre foi superestimado no período do dia em todos os sítios, principalmente em Palmeira dos Índios.

Por fim, existe uma questão fundamental no uso de modelos atmosféricos em períodos onde ocorre precipitação: quando chove, não existe CLA. Esta afirmação é baseada nos conceitos teóricos de CLA e suas subcamadas, que são caracterizados principalmente pelo seu perfil térmico típico e regimes de estabilidade atmosférica (STULL, 1988). Durante a precipitação, a CLA é “lavada” e sua composição é desfeita, assim não existe mais uma estrutura definida de maneira clara. Então, o modelo atmosférico encontrará diferentes situações para simular, o mais próximo do real possível, a estrutura da CLA em condições de precipitação (PIELKE, 2002; DODLA e RATNA, 2010).

#### **4.1.2 Médias mensais da velocidade do vento em 30m**

Na Figura 45 são mostradas as médias mensais para as velocidades do vento observada e simulada, com seus respectivos desvios padrões. Nesta escala temporal, o fundamental para energia eólica é identificar os padrões de máxima e mínima velocidade, buscando ver alguma relação sazonal com estações do ano, verão e inverno.

No interior do Estado, o resultado é ótimo, com exceção de casos isolados em cada sítio. Na Figura 45a estão os valores para Água Branca, onde suas médias mensais evidenciam a pequena diferença vista nas médias diárias. Com exceção de setembro e março, as diferenças foram pequenas, principalmente de outubro a fevereiro onde foi próxima de  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Em Girau do Ponciano (Figura 45c), a diferença média entre WRF e observado é inferior a  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$  para todo período estudado, também classificado como ótimo resultado. Ainda neste sítio, o WRF superestimou os dados observados apenas nos meses de novembro e dezembro, mesmo assim, com diferença abaixo de  $0,2 \text{ m.s}^{-1}$ . E Palmeira dos Índios na Figura 45e reproduz padrão semelhante aos demais sítios do interior do Estado, cuja diferença entre observado e simulado foi abaixo de  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ . O único mês onde a diferença foi expressiva foi julho, período chuvoso, com  $3,5 \text{ m.s}^{-1}$ . Os desvios padrões das séries observadas atingem



velocidades que abrangem os valores simulados, exceto setembro em Água Branca e julho em Palmeira dos Índios.

Figura 45. Média mensal e seus respectivos desvios da velocidade do vento observado e estimado pelo WRF.



Fonte: Autor, 2012.

Para o litoral, Feliz Deserto na Figura 45b apresenta velocidade do vento observada oscilando entre 6 a 8  $\text{m.s}^{-1}$ , com mínima em abril e máxima em novembro, enquanto o WRF entre 5 a 11  $\text{m.s}^{-1}$ , mínima em março e máxima em setembro. O crescimento da velocidade de abril a julho visto nos dados observados também foi captado pelo WRF, mas com diferença média de 3  $\text{m.s}^{-1}$ . Os desvios padrões da série observada mostram que entre novembro a março, as simulações estiveram dentro do limite dos dados medidos. O período de maior dificuldade do modelo ocorreu entre agosto a outubro. O resultado de Maragogi

(Figura 45d) apresenta diferença média inferior a  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ . Em Roteiro (Figura 45f) o comportamento das duas curvas (WRF e observado) foi praticamente idêntico ao de Feliz Deserto. Com exceção de março, a velocidade simulada foi sempre superior à observada em ambos os sítios.

Os sítios com maior quantidade de meses classificados como ótimo foram Maragogi, Palmeira dos Índios e Água Branca, com mínimo de 10 meses onde a diferença média mensal foi inferior a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ . Feliz Deserto e Roteiro apresentaram apenas 3 meses onde o desempenho foi ótimo, sendo todos no período seco. Os meses de maio a setembro apresentaram simulações mais problemáticas, pois a quantidade de índices “bom”, “satisfatório” e “ruim” foram maiores, principalmente nos locais litorâneos citados anteriormente. Sazonalmente, o verão foi confirmado como a melhor estação do ano para simulações WRF, com ótimo desempenho em todos os sítios, exceto Feliz Deserto e Roteiro, classificados como “bom”. E o comportamento anual é favorável, já que as classificações dos resultados ficaram entre ótimo, para os três sítios do interior e Maragogi, e bom em Feliz Deserto e Roteiro.

Esta caracterização mostra que a acurácia do WRF possui parâmetros regionais e sazonais, e estes devem ter relação direta com alterações naturais da vegetação e atuação de fenômenos meteorológicos. Tal relação é fundamentada principalmente na precisão das parametrizações físicas, onde se devem assumir sempre condições de contorno e limitações, devido ao problema de fechamento dos termos turbulentos (BULIGON, 2009).

Ficou evidente que o modelo WRF atingiu seus melhores resultados durante o verão e meses que o antecedem (estação seca). É compreensível que a estação chuvosa tenha sido a mais problemática nas simulações, pois é o período onde há maior alteração da composição vegetal, bem como a atuação de sistemas meteorológicos se torna mais frequente. Marchi (2011) testou diversas combinações de parametrizações físicas de CLA e CLS para o WRF. Ele conclui que a melhor configuração para estudo do vento em Alagoas possuem as mesmas parametrizações utilizadas neste trabalho (ACM2 para CLA e Monin-Obukhov para CLS). O autor menciona ainda que há uma variação de eficiência nas simulações entre estação seca e chuvosa, afirmando que durante o verão é recomendado adotar uma combinação diferente a citada. No entanto, para a estação chuvosa não ficou evidente qual convenção foi a mais eficaz. Na literatura, é comum nos estudos e aplicações de modelos atmosféricos, assumir uma única configuração de parametrizações para todo período desejado, seja de horas a dias, meses a anos (PIELKE, 2002; BYRKJEDAL e BERGE, 2008; DODLA e RATNA, 2010; PES, 2010). Logo, é recomendado que estudos futuros sejam direcionados a entender esta

eficiência do WRF de acordo com a sazonalidade da região, bem como suas parametrizações físicas adotadas.

#### 4.1.3 Distribuição de Weibull

Visando comparar os parâmetros ligados a produção de energia, foram confrontados os parâmetros de Weibull, fator de forma ( $k$ ) e fator de escala ( $A$ ). Estes foram obtidos no WASP com dados das observações e simulações do WRF em valores anuais nos níveis verticais descritos na metodologia. Este método estatístico avalia o ajuste dos dados de acordo com a média da magnitude do vento, e concentração da distribuição de frequência das classes de velocidade do vento. Além disto, também é importante que os modelos atmosféricos aplicados possuam uma boa similaridade nas distribuições de Weibull com os dados medidos. Os resultados destes parâmetros estão na Tabela 14. Os sítios interioranos, além de Maragogi, apresentaram as melhores concordâncias entre simulações e observações, com desvio inferior a  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$  no parâmetro “A” e a 0,5 no parâmetro “k”.

Considerando apenas o parâmetro “A”, Água Branca, Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios foram únicos sítios que superaram a intensidade média de  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . Um detalhe é a magnitude deste parâmetro para Feliz Deserto e Roteiro, que apresentaram séries temporais similares entre si nos itens 4.1.1 e 4.1.2, no entanto, os valores de “A” com dados observados foram diferentes em  $1,5 \text{ m.s}^{-1}$  nestes sítios. Já com dados WRF, esta diferença foi de  $1,3 \text{ m.s}^{-1}$ . O parâmetro “k” observado foi sempre superior ao simulado, com exceção de Palmeira dos Índios, onde o WRF superou em 0,4.

Tabela 14. Valores anuais dos fatores de forma ( $k$ ) e escala ( $A$ ) da distribuição de Weibull para cada sítio experimental com dados observados e simulados (WRF).

LOCAL	Dados observados		Dados WRF	
	A ( $\text{m.s}^{-1}$ )	k	A ( $\text{m.s}^{-1}$ )	k
Água Branca	7,9	3,3	8,0	3,0
Feliz Deserto	7,8	3,3	10,7	3,1
Girau do Ponciano	8,4	3,3	8,2	2,4
Maragogi	6,4	2,9	6,9	2,4
Palmeira dos Índios	8,2	2,9	8,4	3,3
Roteiro	6,3	3,2	9,4	2,9

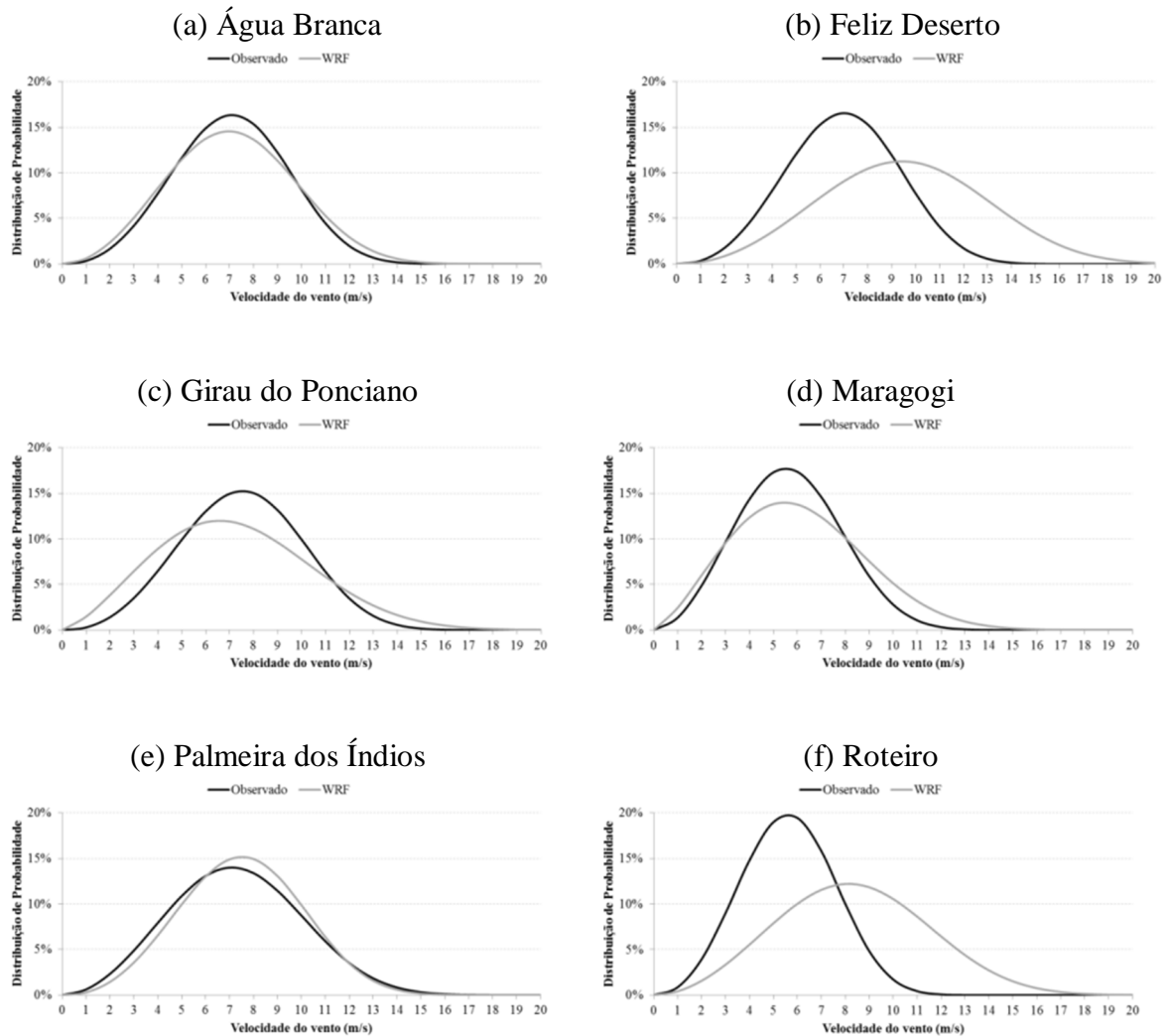
Fonte: Autor, 2012.

A magnitude dos valores observados e simulados de “A” e “k” de Girau do Ponciano, Palmeira dos Índios e Água Branca são similares aos encontrados em regiões do Ceará, que já possuem parques eólicos em operação (ROCHA *et al.*, 2011). Isto mostra que primeiro, a qualidade das simulações WRF nestes locais, devido a sua reduzida diferença com os parâmetros obtidos com dados observados. Segundo, a magnitude destes parâmetros ser similar à regiões, não apenas do Ceará, mas também de locais com forte produção eólica no Brasil (AMARANTE *et al.*, 2001). Apesar de o litoral ter tido seu desempenho ruim em comparação aos demais, é possível buscar um ajuste estatístico utilizando a distribuição de Weibull, como proposto em Celik (2003). Neste trabalho, o autor aborda através de funções estatísticas, a obtenção da velocidade do vento em função dos parâmetros A e k, e da frequência. Com este método, ele obteve um viés médio de 11,3% em relação às medições anemométricas.

O uso de modelos atmosféricos na determinação estatística do vento, em locais desprovidos de torres anemométricas, também é possível com a distribuição de Weibull (JIMENEZ *et al.*, 2007). Estes autores obtiveram informações estatísticas do vento através de simulações de mesoescala (modelo atmosférico MM5) em pontos munidos de estações de medição, bem como, lugares onde as torres eram ausentes. Suas simulações em áreas costeiras, distantes em até 50 km do litoral, mostraram que os resultados atingiam erros maiores quando comparados a estações localizadas mais distantes do mar. Sendo assim, o WRF se mostrou uma ferramenta propícia para levantamentos estatísticos do vento na região do sertão e agreste alagoano, enquanto no litoral, principalmente no sul do Estado, necessita de aperfeiçoamentos.

As curvas de ajuste da distribuição de Weibull calculado com os parâmetros da Tabela 14 são mostradas na Figura 46.. Nesta figura, a coluna da esquerda representa os sítios do interior de Alagoas, enquanto à direita, as que estão situadas no litoral.

Figura 46. Distribuição anual de probabilidade de Weibull com dados observados e simulados da velocidade do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ).



Fonte: Autor, 2012.

A assimetria para direita da curva de ajuste em Feliz Deserto e Roteiro é ocasionada pelas superestimativas do WRF, vistas nas séries temporais. Para os demais sítios, a assimetria é quase perfeita, cuja diferença é de até 1% nas classes inferiores a  $4 \text{ m.s}^{-1}$ , 5% entre 4 a  $8 \text{ m.s}^{-1}$ , e também 1% em velocidades do vento superiores a  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . Analisando apenas as distribuições litorâneas, novamente surge a questão: Porque Maragogi possui resultados tão bons quanto aos sítios do interior, e ao mesmo tempo, é tão diferente de Feliz Deserto e Roteiro? Existem alguns aspectos que podem ajudar a entender melhor estes sítios:

- Maragogi está mais ao norte no Estado, cerca de 190 km distantes dos outros sítios litorâneos;

- O litoral norte possui um regime pluviométrico em cerca de  $600 \text{ mm.ano}^{-1}$  superior ao litoral sul;
- O litoral sul de Alagoas, onde estão Feliz Deserto e Roteiro, recebe maior influência de sistemas meteorológicos, como entrada de sistemas frontais, além da maior intensidade dos ventos alísios de sudeste;
- O contraste topográfico e variação de cobertura do solo são menores em Maragogi em relação a Feliz Deserto e Roteiro;
- Baseado na classificação adotada no item 3.7, estas distribuições foram denominadas como: Bom – Água Branca, Girau do Ponciano, Palmeira dos Índios e Maragogi; Ruim – Feliz Deserto e Roteiro.

As distribuições de Weibull e seus parâmetros comprovam o ótimo desempenho do WRF para o interior de Alagoas, mas claro, considerando que estas distribuições realizam um ajuste estatístico. Por isso, o problema das simulações dos picos de velocidade do vento (valores mínimos e máximos) não é visível nas distribuições de Weibull.

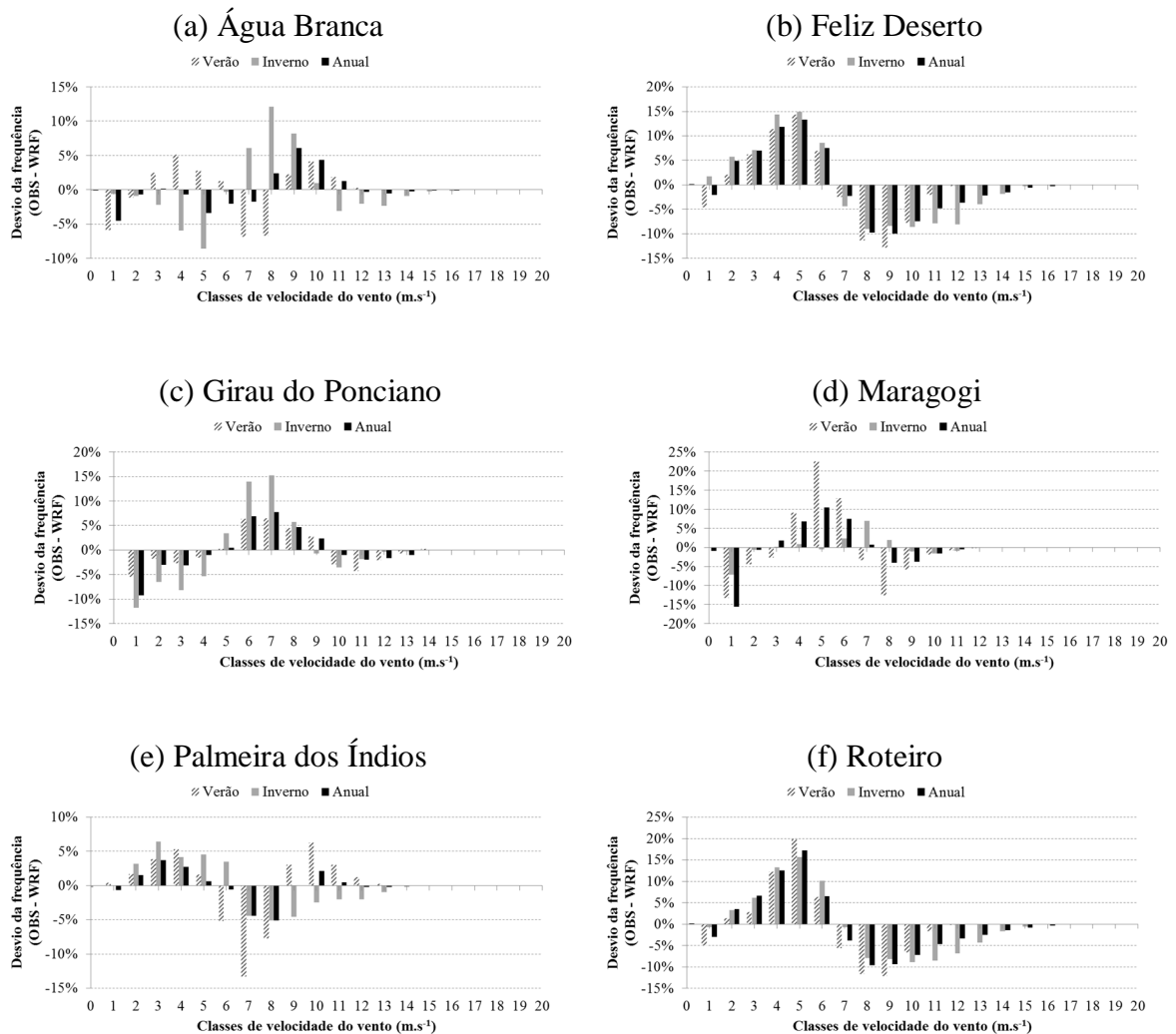
#### **4.1.4 Comparativo entre as distribuições de frequência da velocidade do vento**

Neste item será feita a comparação entre as distribuições de frequência da velocidade do vento confeccionadas com os dados observados (DFOBS) e com os dados estimados pelo WRF (DFWRF), em três períodos: anual, verão e inverno.

Para facilitar a comparação foram feitos gráficos da diferença (desvio) entre as frequências (percentuais) em DFOBS e DFWRF doravante chamado de DFREQ. O objetivo é a identificação dos intervalos de classes onde as simulações (WRF) foram mais/menos eficazes.

A DFREQ para os três períodos nos seis locais estudados é mostrado na Figura 47. Nela se verifica um padrão semelhante em Roteiro e Feliz Deserto, e diferente nos demais sítios. Nota-se certa semelhança entre os padrões de Girau do Ponciano e Maragogi.

Figura 47. Desvios entre distribuições de frequência da velocidade do vento observada e simulada.



Fonte: Autor, 2012

Visando facilitar a interpretação dos resultados foram construídas duas tabelas. Na primeira delas (Tabela 15), são mostradas as classes de nas quais cada distribuição teve o seu pico de ocorrência. Nela se verifica que, tanto no período anual como no verão, a classes do pico na DFWRf é maior do que aquelas da DFOBS. O inverso se verifica no inverno. No período anual, a classe do pico na DFWRf foi maior em Feliz Deserto, Palmeira dos Índios e Roteiro, menor em Girau do Ponciano e Maragogi e igual em Água Branca. No verão, a classe do pico foi maior na DFWRf com exceção de Maragogi. No inverno, a classe do pico na DFWRf foi igual em Palmeira dos Índios, maior em Feliz Deserto e Roteiro e menor em Água Branca, Girau do Ponciano e Maragogi.

Tabela 15. Relação das classes de velocidade do vento com maior frequência nos dados observados e simulados (WRF) nos períodos anuais, verão e inverno.

LOCAL	CLASSES DE VELOCIDADE DO VENTO COM MAIOR FREQUÊNCIA (m.s <sup>-1</sup> )					
	OBSERVADO			SIMULADO (WRF)		
	ANUAL	VERÃO	INVERNO	ANUAL	VERÃO	INVERNO
<b>Água Branca</b>	6	6	8	6	7	6
<b>Feliz Deserto</b>	5	5	5	8	8	7
<b>Girau do Ponciano</b>	7	7	6	5	10	5
<b>Maragogi</b>	5	5	7	1	1	6
<b>Palmeira dos Índios</b>	5	6	5	7	7	5
<b>Roteiro</b>	5	5	5	8	8	7

Fonte: Autor, 2012.

Na Tabela 16, foram agrupados os valores médios da DFREQ para três intervalos de classe de velocidade: baixa (0 a 5 m.s<sup>-1</sup>), média (6 a 10 m.s<sup>-1</sup>) e alta (11 a 15 m.s<sup>-1</sup>). Nela, as superestimativas do WRF são indicadas por valores negativos de DFREQ, enquanto os valores positivos indicam subestimativas. O desempenho (melhor/pior) será considerado pelo valor absoluto da DFREQ.

De uma maneira geral, o desempenho do WRF foi melhor no intervalo de velocidades altas e pior no de baixa.

Tabela 16. Desvio médio de frequência (DFREQ) entre três classes da velocidade do vento observada e simulada (WRF) no período anual, de verão e inverno.

PERÍODO	CLASSES (m.s <sup>-1</sup> )	DFREQ Médio - OBSERVADO X SIMULADO					
		Água Branca	Feliz Deserto	Girau do Ponciano	Maragogi	Palmeira dos Índios	Roteiro
ANUAL	0 a 5	-1,5%	5,9%	-2,7%	0,3%	1,3%	6,1%
	6 a 10	0,9%	-1,4%	3,5%	1,5%	-1,2%	-1,1%
	11 a 15	0,7%	-3,4%	-0,9%	-0,4%	0,4%	-3,4%
VERÃO	0 a 5	0,6%	4,9%	-1,8%	1,9%	2,1%	5,2%
	6 a 10	-0,5%	-2,2%	3,0%	2,0%	-2,6%	-1,6%
	11 a 15	1,1%	-1,6%	-1,6%	-0,5%	1,8%	-1,4%
INVERNO	0 a 5	-3,1%	7,3%	-4,7%	-1,3%	3,0%	6,3%
	6 a 10	3,1%	-1,1%	5,7%	1,3%	-1,4%	0,0%
	11 a 15	-1,3%	-5,1%	-1,0%	-0,4%	-1,3%	-5,1%

Fonte: Autor, 2012.

O melhor desempenho no intervalo de velocidades altas verificou-se em três locais no período anual (Água Branca, Girau do Ponciano, Palmeira dos Índios); cinco no verão (Feliz Deserto, Girau do Ponciano, Maragogi, Palmeira dos Índios, Roteiro) e quatro no inverno



(Água Branca, Girau do Ponciano, Maragogi, Palmeira dos Índios). Em Roteiro e Feliz Deserto ele foi melhor no intervalo de velocidades médias o que se repercutiu no desempenho anual.

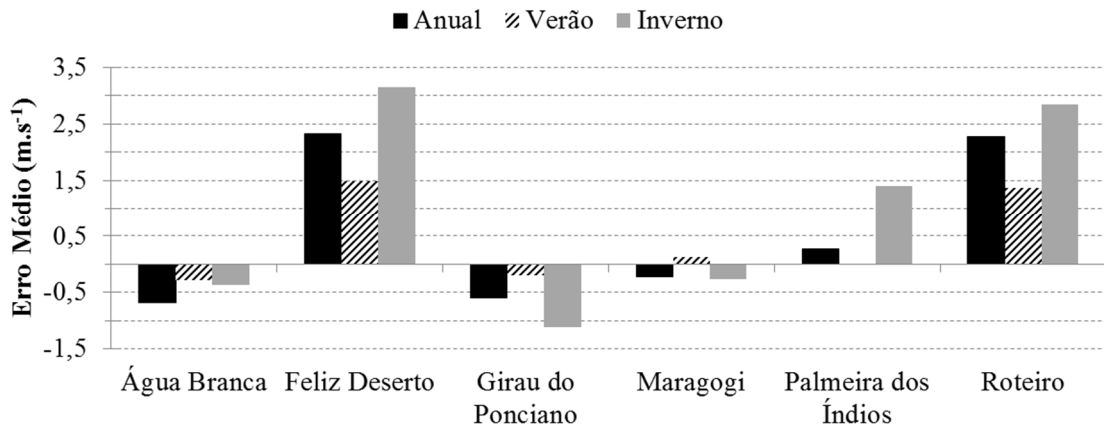
O pior desempenho do WRF verificou-se no intervalo de velocidades baixas. No período anual foi melhor em quatro locais (Água Branca, Feliz Deserto, Palmeira dos Índios, Roteiro), no verão apenas em dois (Feliz Deserto e Roteiro) e no inverno em cinco (Água Branca, Feliz Deserto, Maragogi, Palmeira dos Índios, Roteiro). É importante ressaltar que em nenhuma ocasião verificou-se o melhor desempenho no intervalo de velocidades altas, ou seja, quando não foi no intervalo de baixas foi no de médias.

A dificuldade do WRF em estimar as velocidades extremas certamente está associada na qualidade do MODIS em representar com fidelidade, respeitando sua resolução espacial, a cobertura vegetal do local. Esta condição deve ser ressaltada, pois o método adotado para extrapolação vertical neste trabalho utiliza o  $u_*$  simulado no WRF, que, em sua formulação matemática, considera o  $z_0$  configurado no MODIS. Um fato a destacar é que, apesar da dificuldade do WRF em simular a velocidade no período chuvoso, é neste período que se verifica maior proximidade entre as classes de maior frequência nos dois conjuntos de dados. Isto indica que apesar da dificuldade nas simulações dos valores mínimos e máximos, na maior parte do tempo as simulações estão de acordo com o observado.

#### **4.1.5 BIAS e RMSE**

Na Figura 48 estão os valores anuais e sazonais do erro médio (bias) entre dados observados e WRF para cada local estudado. O bias anual é classificado como ótimo nos sítios do interior e em Maragogi, com diferença próxima a  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ . Nos demais sítios do litoral, a classificação passa para satisfatório. Sazonalmente, o bias oscilou entre  $0,03 \text{ m.s}^{-1}$  no verão de Palmeira dos Índios a  $3,1 \text{ m.s}^{-1}$  em Feliz Deserto no inverno. Em todos os sítios, o bias da estação do verão foi inferior ao inverno.

Figura 48. Erro médio anual e sazonal da velocidade do vento WRF em 30 metros de altura.



Fonte: Autor, 2012.

Os resultados vistos na Figura 48 revelam alguns pontos importantes que devem ser ressaltados:

- Sítios localizados no agreste e sertão alagoano apresentaram bias sazonal abaixo de  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$  (classificação: ótimo) no verão e  $1,5 \text{ m.s}^{-1}$  (classificação: bom) no inverno;
- A estação do verão foi o período com os menores erros;
- Considerando apenas sítios do interior, e excluindo a estação do inverno, o sítio com melhores bias foi Palmeira dos Índios, seguido por Girau do Ponciano e Água Branca.

Os valores do RMSE são mostrados na Tabela 17. No contexto geral, ele dispersou entre  $1,67$  e  $5,93 \text{ m.s}^{-1}$  com média de  $3,06 \text{ m.s}^{-1}$ . Em termos de média anual, excluindo Palmeira dos Índios (devido à ausência de dois meses), o maior valor foi o de Feliz Deserto ( $3,7 \text{ m.s}^{-1}$ ) e o menor o de Maragogi ( $2,60 \text{ m.s}^{-1}$ ). Excluindo os meses de setembro e outubro o melhor resultado (menor RMSE) é o de Palmeira dos Índios ( $2,36 \text{ m.s}^{-1}$ ), onde o RMSE foi inferior a  $2 \text{ m.s}^{-1}$  em 4 meses (agosto, novembro, maio e junho).

É importante ressaltar que valores inferiores a  $2 \text{ m.s}^{-1}$  só ocorreram neste local. Um fato que chama a atenção é os três locais (Água Branca, Feliz Deserto e Roteiro) com RMSE máximo ocorrendo em setembro. No litoral Sul (Roteiro e Feliz Deserto) o segundo maior valor ocorreu em outubro. Na maioria dos locais o mínimo ocorreu entre março e maio.

Para a previsão de vento de até 60 horas, o RMSE para região de médias latitudes varia entre  $2$  a  $3,5 \text{ m.s}^{-1}$  (PARKES e TINDAL, 2004). Baseado neste intervalo, os resultados

obtidos possuem, em média, comportamento similar às regiões extratropicais citadas, e períodos em que o RMSE ultrapassa os limites indicados. Tal índice estatístico também é útil na análise de ganho durante um refinamento na resolução espacial de modelos atmosféricos (PINTO, MORAES, *et al.*, 2010). Estes autores avaliaram o RMSE para o modelo BRAMS executado com grade de 8 km, 2 km e 500m para Girau do Ponciano, Feliz Deserto e Roteiro em novembro de 2008. Neste mês, o RMSE foi de 2,62, 2,60 e 2,46 m.s<sup>-1</sup>, respectivamente, enquanto que no caso deste estudo (WRF) ele foi maior (3,28 m.s<sup>-1</sup>; 3,19 m.s<sup>-1</sup>; 3,19 m.s<sup>-1</sup>). GONÇALVES (2011) avaliou o uso de RNA, regressão linear múltipla, além do modelo atmosférico ETA, na previsão do vento no NEB. Ele mostrou que o uso de RNA, com dados simulados em mesoescala, atingiu uma dispersão ainda menor, com RMSE variando entre 0,93 a 1,39 m.s<sup>-1</sup>.

Tabela 17. Valores mensais, sazonais e anuais do RMSE para os sítios experimentais. (-) ausência de dados.

<b>Período</b>	<b>Água Branca</b>	<b>Feliz Deserto</b>	<b>Girau do Ponciano</b>	<b>Maragogi</b>	<b>Palmeira dos Índios</b>	<b>Roteiro</b>
Agosto	3,16	3,79	2,67	2,53	1,67	3,94
Setembro	4,20	5,76	2,75	2,33	-	5,93
Outubro	2,28	4,07	2,86	2,40	-	5,11
Novembro	2,48	3,19	3,28	2,27	1,84	3,19
Dezembro	2,48	3,47	3,43	2,65	2,55	3,63
Janeiro	2,36	3,00	3,32	2,62	2,36	3,04
Fevereiro	2,36	2,83	3,37	2,60	2,53	3,01
Março	3,33	2,18	3,21	2,29	2,78	2,41
Abril	2,63	3,73	2,98	2,22	2,52	3,57
Mai	2,45	3,87	2,24	3,97	1,68	3,58
Junho	3,15	4,25	2,89	2,67	1,86	4,44
Julho	2,90	4,26	2,72	2,62	3,77	4,26
Verão	2,40	3,10	3,37	2,62	2,48	3,23
Inverno	2,83	4,13	2,62	3,09	2,44	4,09
Anual	2,82	3,70	2,98	2,60	2,36	3,84

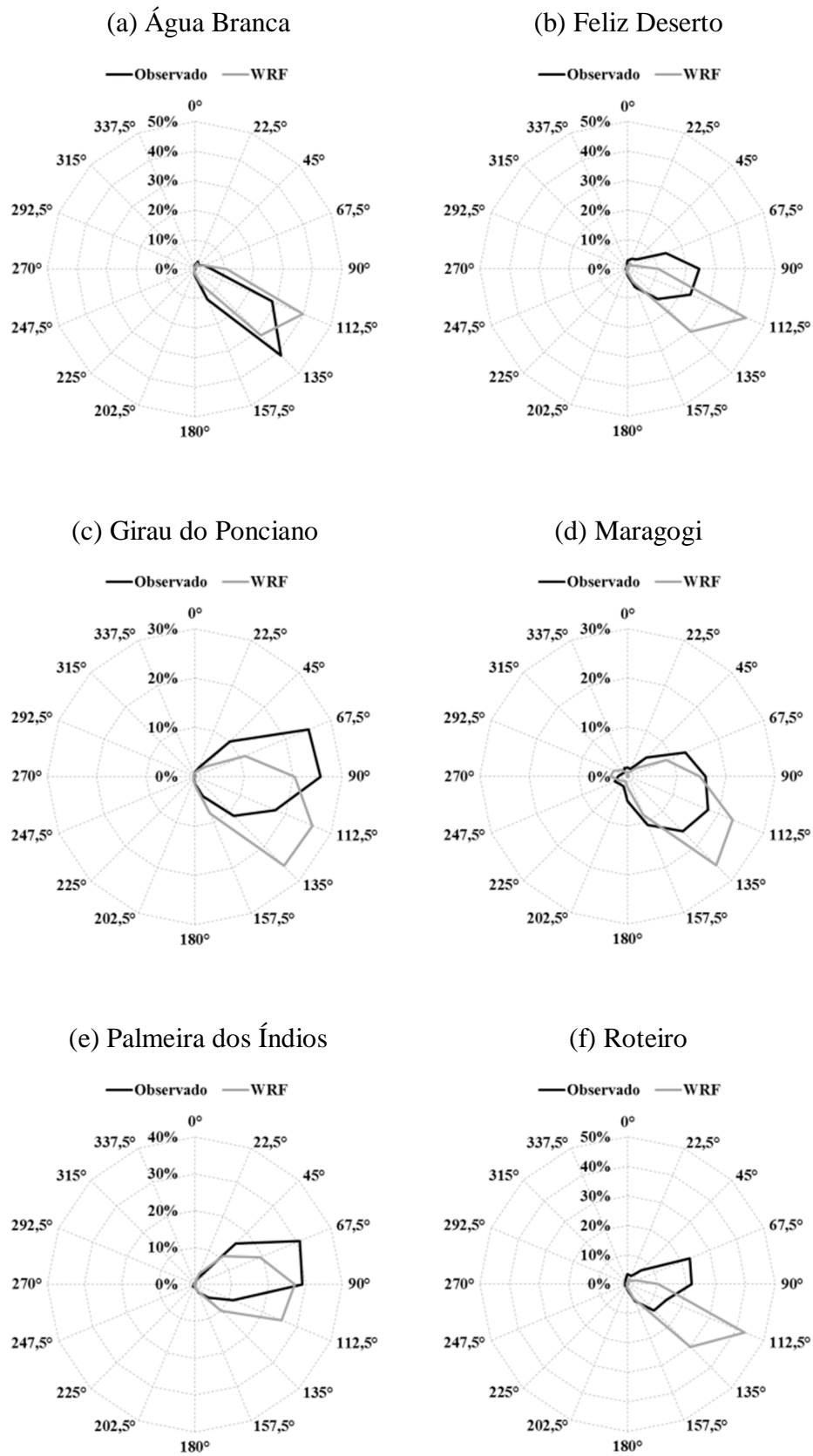
Fonte: Autor, 2012.

#### 4.1.6 Direção do vento

Além da velocidade, a direção do vento também é fundamental quando se trata de aproveitamento eólico, pois possibilitam indicar o melhor local para posicionamento correto dos aerogeradores e minimizar o estresse mecânico do rotor. Na Figura 49 são mostradas as direções predominantes no período anual estudado nos seis locais.

Verifica-se que com os dados observados a direção predominante do vento é Leste. Já com as saídas WRF a direção predominante é de Leste-Sudeste. Somente em Água Branca a direção predominante do vento observada ( $135^\circ$ ) ficou mais a Sul do que a simulada ( $112,5^\circ$ ). Com exceção de Girau do Ponciano ( $67,5^\circ$ ) e Roteiro ( $45^\circ$ ) nas demais localidades a diferença entre as direções predominantes foi de  $22,5^\circ$ . Pode-se afirmar que o WRF simulou melhor a direção do que a velocidade do vento.

Figura 49. Direção predominante do vento anual observada e simulada.



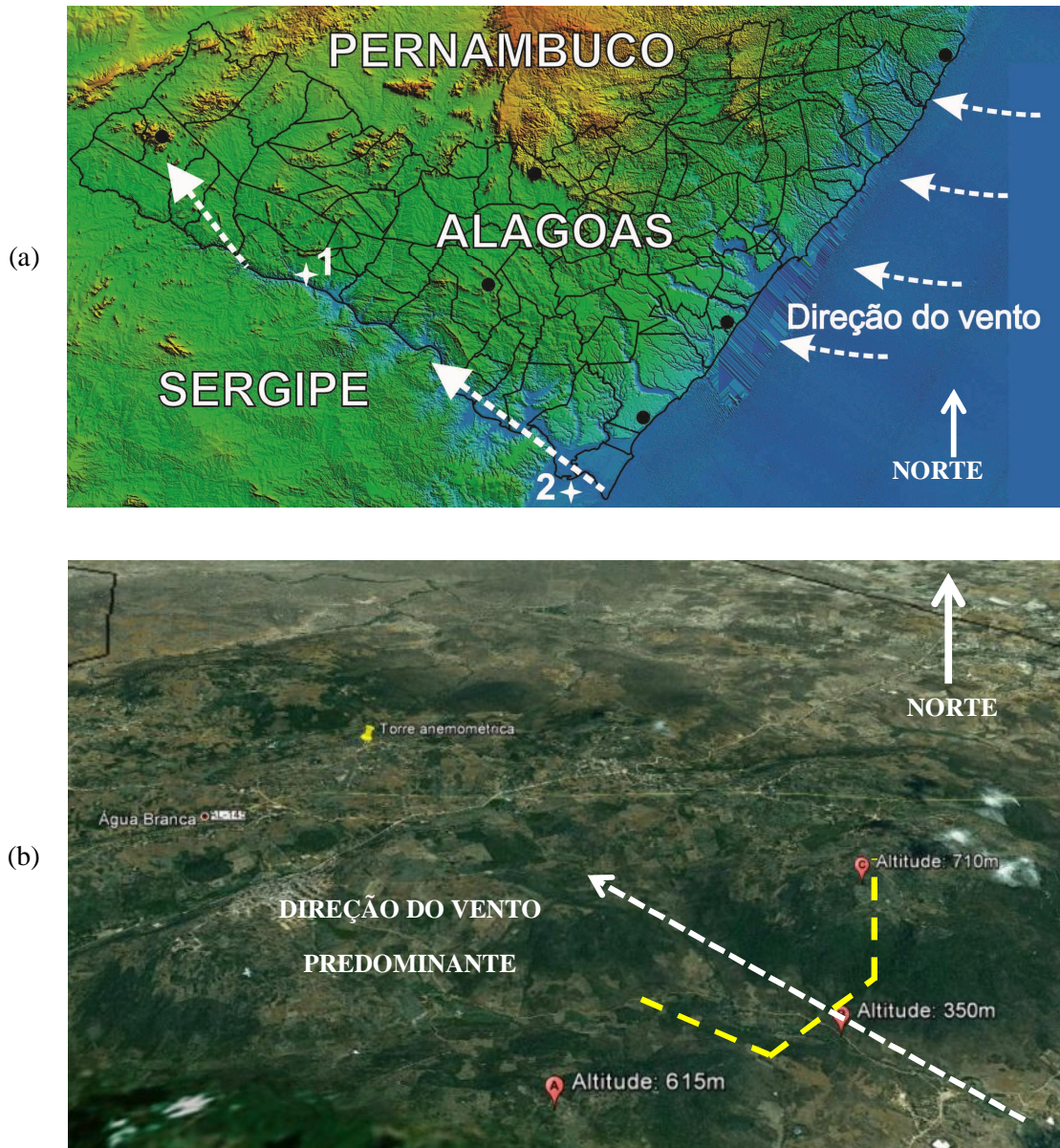
Fonte: Autor, 2012.

Em Água Branca (Figura 49a), a direção do vento de leste vista nos demais locais não foi encontrada neste sítio. Nesta região, a direção predominante é sudeste o ano inteiro. Esta característica incomum no Estado foi questionada em estudos anteriores (COSTA, 2009; SILVA, 2009; SILVA, 2011). Os referidos autores sugeriram que neste local houvesse um possível efeito de canalização do vento no vale do Rio São Francisco. Cogitou-se ainda a possibilidade de ocorrência de ondas de gravidade na geração de tal fenômeno, similar ao evento que ocorre no Ceará, o vento Aracati (CAMELO, 2007).

Então a suposição mais coerente é a influência do vale do Rio São Francisco que cortam o Oeste do Estado, representada na Figura 50a. Este contraste orográfico força a mudança de direção de leste para sudeste no sentido afluente do rio. Há também a abertura de alguns vales na margem alagoana, desde o município de Piranhas até Belo Monte atuando como corredores topográficos na entrada das correntes de vento para o interior do Estado. Na figura 50b é visto um vale perpendicular ao sentido da direção do vento em Água Branca. Esta abertura topográfica possui cerca de 350m de diferença com as serras vizinhas.

Estudos mostraram que algumas áreas elevadas próximas às margens do Rio Negro, na Argentina, há maiores velocidades do vento durante o período noturno (COGLIATI e MAZZEO, 2006). Neste caso, os autores comprovaram uma relação direta com a canalização do vento sobre o Rio Negro. Sua metodologia consistiu no uso de medições em EMAs ao longo do rio e de sua margem, avaliando variações da velocidade e direção do vento, temperatura e pressão atmosférica. Com isso, ao analisar séries temporais e a evolução diurna destas variáveis meteorológicas, notaram uma aceleração do vento no início da noite, na ordem de  $3 \text{ m.s}^{-1}$ . Esta característica é análoga à de Água Branca, que durante a noite, a velocidade do vento média também é  $3 \text{ m.s}^{-1}$  superior ao período diurno. O vento Aracati, que significa “vento que sopra do mar para o continente”, ocorre sobre o Rio Jaguaribe no Ceará (CAMELO, 2007) e sua composição é similar a de Água Branca.

Figura 50. (a) Representação topográfica dos Estados de Alagoas, Sergipe e Pernambuco, e indicação da direção predominante do vento. Ponto 1 = Pão de Açúcar (AL); Ponto 2 = Brejo Grande (SE). (b) Imagem de satélite para Água Branca.

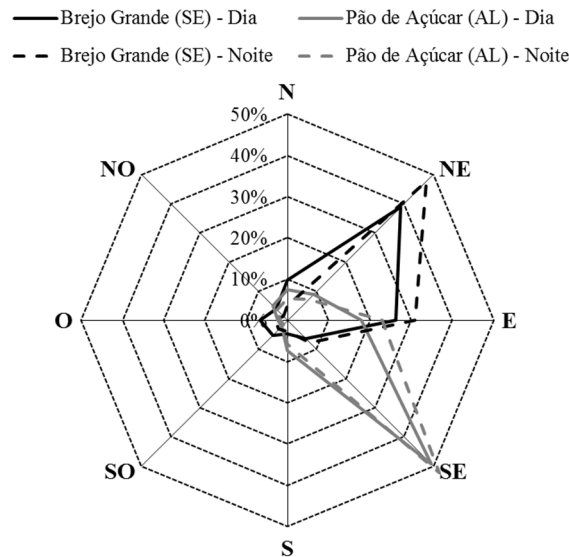


Fonte: Autor, 2012.

Analisando o comportamento médio anual, durante o dia e noite, dos dados medidos pelas EMAs do INMET nos pontos 1 e 2 (figura 50a) que beiram o Rio São Francisco, é visto uma diferença considerável da direção do vento (figura 51). Em Brejo Grande (SE), a direção predominante durante o dia e noite é de nordeste (40%). Já em Pão de Açúcar (AL), a predominância é de sudeste (50%). O principal fator para esta condição é o efeito continental e topográfico do vale do São Francisco, cuja margem alagoana possui altitude média inferior à margem sergipana. O vento ao incidir sobre Brejo Grande, praticamente não sofre com algum

obstáculo topográfico, apenas com a mudança de cobertura vegetal (oceano → continente), mas em pequena proporção.

Figura 51. Direção do vento anual observada em Brejo Grande (SE) e Pão de Açúcar (AL) durante o dia e noite.



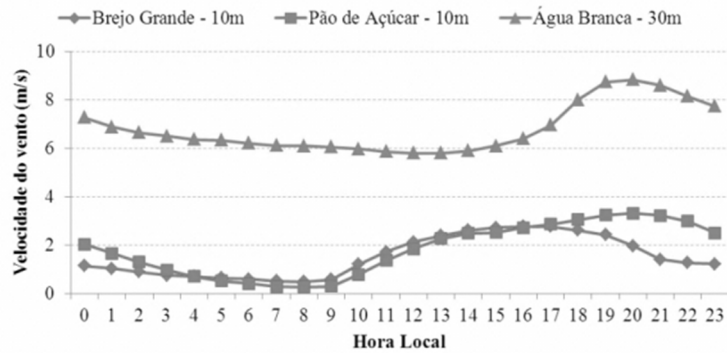
Fonte: Autor, 2012.

Além da direção do vento, para averiguar alguma circulação local do ar, deve-se analisar também a velocidade do vento. A figura 52 representa o ciclo diurno médio anual da velocidade do vento medida em 10m em Brejo Grande e Pão de Açúcar, além de Água Branca, observado em 30m. Nas proximidades da foz do Rio São Francisco, a estação de Brejo Grande registrou as maiores velocidades no período do dia, entre 11 a 16 horas e variando de 2 a 3,5  $\text{m.s}^{-1}$ . No período noturno, esta velocidade foi observada abaixo de 2  $\text{m.s}^{-1}$ .

O sítio de Pão de Açúcar se distancia da foz do rio em 142 km, e assim, possuindo características do vento já distintas do analisado na estação sergipana. As maiores velocidades do vento em Pão de Açúcar são vistas no final de tarde e início da noite, entre 16 a 20 horas. A diferença neste horário entre os locais é próxima a 3  $\text{m.s}^{-1}$ . Este resultado comprova a ocorrência de maiores velocidades no período noturno para Pão de Açúcar e Água Branca, locais com direção predominante do vento de sudeste o ano inteiro. Então, baseado nos registros destes três sítios, pode-se concluir que existe uma circulação do ar decorrente da canalização no vento sobre o Rio São Francisco.



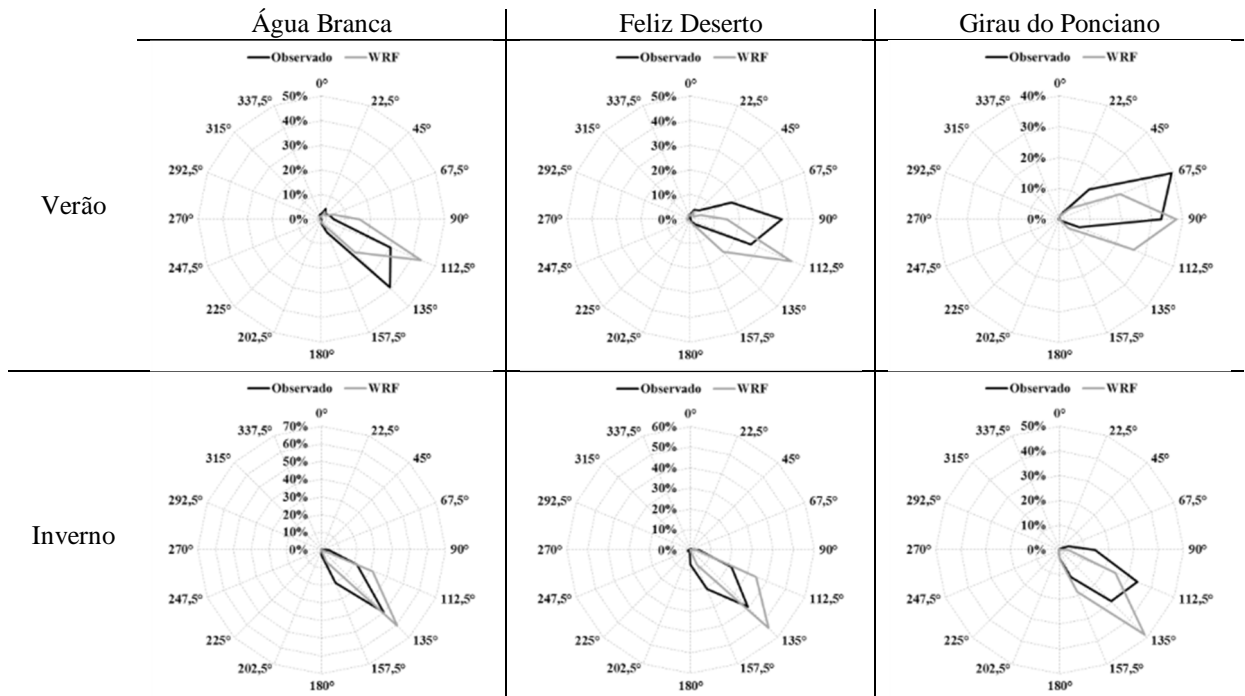
Figura 52. Desenvolvimento médio anual da evolução diurna da velocidade do vento observada em 10 metros para Brejo Grande (SE) e Pão de Açúcar (AL), e 30 metros para Água Branca (AL).



Fonte: Autor, 2012.

Visando averiguar as variações sazonais da direção do vento, principalmente durante os períodos seco (verão) e chuvoso (inverno), foram confrontados os resultados nestas estações. Na Figura 53 são ilustrados estes resultados referentes à Água Branca, Feliz Deserto e Girau do Ponciano. Nela verifica-se que a diferença entre o observado e o simulado é bem menor no inverno, quando o vento tende a soprar mais de sudeste.

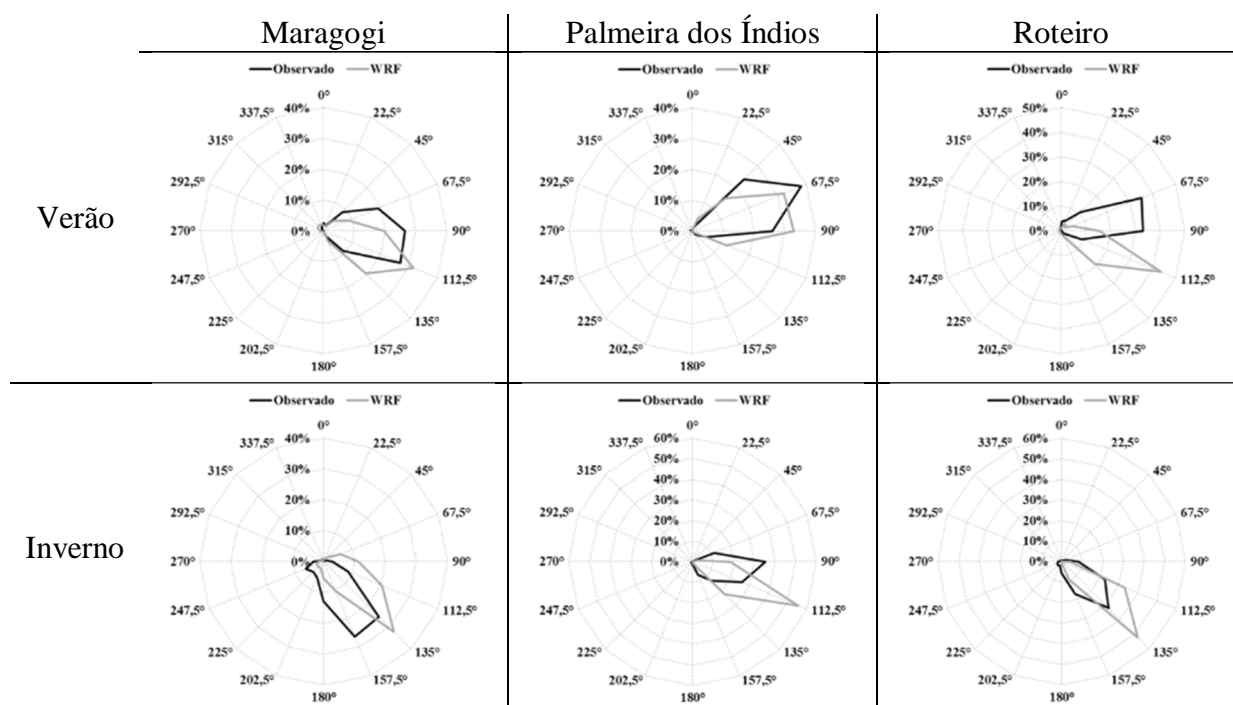
Figura 53. Direção do vento medida (observado) e simulada (WRF) durante o verão e inverno em Água Branca, Feliz Deserto e Girau do Ponciano.



Fonte: Autor, 2012.

Para os sítios de Maragogi, Palmeira dos Índios e Roteiro, não foi possível distinguir facilmente, como no caso da Figura 54, um nítido desvio entre inverno e verão em termos de diferença entre observado e simulado. Mas ao analisar a frequência de incidência do vento, Maragogi e Palmeira dos Índios possui um maior desvio no inverno, enquanto Roteiro no verão.

Figura 54. Direção do vento medida (observado) e simulada (WRF) durante o verão e inverno em Maragogi, Palmeira dos Índios e Roteiro.



Fonte: Autor, 2012.

No âmbito geral, o modelo WRF foi mais eficiente em simular a direção do que a velocidade do vento em todos os sítios estudados. Esta variação sazonal da direção do vento é relacionada com a variação da posição do centro de alta pressão do Atlântico Sul (AYOADE, 1998). É óbvio que os processos físicos envolvidos são diferentes no modelo, desde a micro à mesoescala, mas ambos possuem relação com as características da superfície, como topografia e condições do solo. Vale ressaltar ainda a problema da diferença de alturas na comparação dos dados WRF e observados. As simulações foram sempre em 10 metros, enquanto a direção registrada foi de 50 ou 70 metros, dependendo do sítio em questão. De acordo com Stull (1988) e Lemes e Moura (2004), a espiral de Ekman é responsável pela mudança de direção com a altura no perfil vertical do vento. Então, a diferença de frequência

entre direções do vento medida e simulada, comparada em alturas distintas, obviamente possuirá um desvio inserido devido a espiral de Ekman.

#### 4.2 Mapa eólico anual de Alagoas em mesoescala – WRF

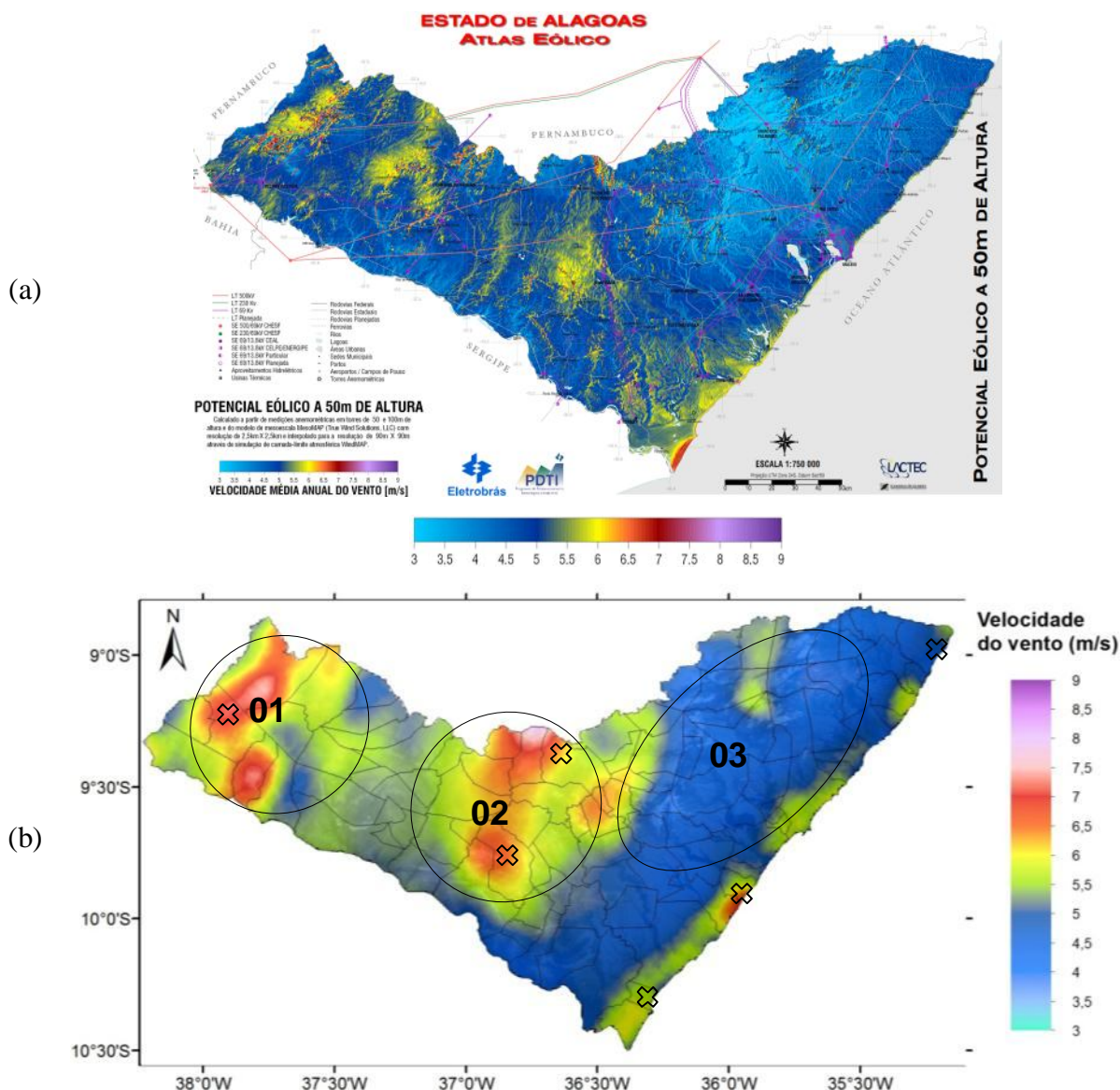
Na figura 55 são ilustrados os mapas anuais da velocidade do vento em 50 metros do AEEA (a) e WRF (b). No caso do AEEA os mapas tem resolução espacial final de 90m x 90m, mas estes valores foram interpolados de uma resolução menor, 250x250 metros (ELETROBRÁS, 2008). O mapa com dados WRF foi elaborado neste trabalho com resolução de 05 x 05 km, ou seja, 20 vezes menor que o AEEA. Estas diferentes resoluções espaciais influenciam no nível de detalhe visual. A discussão foi voltada principalmente para as três regiões destacadas na figura 55b.

O modelo WRF identificou alguns pontos do Estado com magnitudes do vento semelhantes aos encontrados no AEEA, principalmente na região central do sertão (área 01) e agreste alagoano (área 02). As simulações coincidiram ainda na velocidade do vento de 6 a 8  $\text{m.s}^{-1}$  no litoral sul, bem como intensidade entre 3 a 5  $\text{m.s}^{-1}$  na região a sudeste do Planalto da Borborema (área 03). Nas proximidades de Água Branca há uma região em ambos os mapas com velocidade entre 7 a 9  $\text{m.s}^{-1}$  justamente na trajetória devido à canalização do vento. Para a área 02 do mapa WRF, a intensidade do vento ficou próxima àquela do AEEA, principalmente nas serras na região e em torno de Girau do Ponciano e Palmeira dos Índios.

A figura gerada pelo WRF mostra alguns locais do litoral com diferenças entre 2 a 3  $\text{m.s}^{-1}$  do AEEA. Para a região central do sertão, esta diferença é inferior a 2  $\text{m.s}^{-1}$ . Estes valores demonstram concordância quando comparado ao AEEA, uma vez que foi capaz de localizar as áreas com maiores e menores magnitudes do vento. A velocidade do vento na região 03 é a menos intensa. O fato de ambos os mapas indicarem a mesma situação fortalece a hipótese que ambos estejam corretos. Em toda metade norte do Estado, a partir de alguns quilômetros do litoral, os ventos sejam sempre fracos.

Como descrito anteriormente nos itens 2.3 e 3.1, foi visto que aspectos da natureza local interferem diretamente no regime do vento, principalmente a topografia e cobertura vegetal da superfície do terreno. Esta zona é predominantemente coberta de florestas ombrófilas, além de possuir alto índice pluviométrico anual, de 1500 a 2500  $\text{mm.ano}^{-1}$ .

Figura 55. Mapa eólico anual para altura de 50 metros. (a) AEEA e (b) WRF.

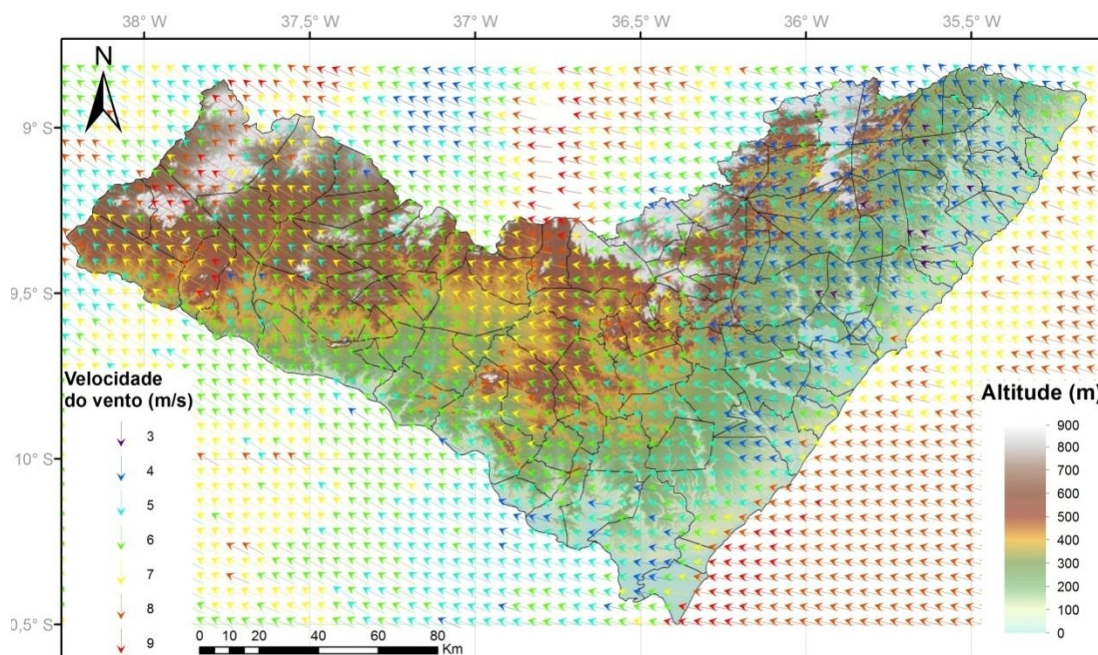


Fonte: Autor, 2012.

Na Figura 56 é mostrado o mapa eólico WRF com a velocidade do vento em 50 metros, e vetores da direção em 10 metros, sobreposto ao relevo digital de Alagoas. O perfil topográfico desde o litoral até a região 3 é peculiar. Avaliando este perfil da zona costeira até 60 km adentro do continente, a altitude varia de 0 a 200 metros. Depois dos 60 km, ao atingir a fronteira com o Planalto da Borborema, esta altitude ultrapassa os 700 metros. Esta variação topográfica abrupta de 200 para 700 metros atua como uma barreira para o escoamento do ar quente e úmido vindo do oceano, que tem sua convecção forçada sobre a região (PIELKE, 2002). A mudança de direção do vento é evidente na Figura 56, sendo de leste ainda sobre o oceano e com magnitude de 7 a 9  $\text{m.s}^{-1}$ . Após adentrar no continente, esta direção tende a

sudeste, atingindo 3 a 4  $\text{m.s}^{-1}$ . Ao ascender o Planalto da Borborema, o deslocamento do ar volta a ser de leste, com velocidade de 5  $\text{m.s}^{-1}$ .

Figura 56. Mapa anual WRF da velocidade do vento ( $\text{m.s}^{-1}$ ) em 50 metros e direção em 10 metros sobrepostos ao relevo digital de Alagoas.



Fonte: Autor, 2012.

Os resultados discutidos mostraram que a aplicação do modelo WRF serve como ferramenta importante no levantamento do potencial eólico em mesoescala. Com estas informações é possível indicar quais localidades possuem condições favoráveis para aplicação eólica. Vale ressaltar que se trata de um modelo de mesoescala e que as simulações por ele geradas foram para pontos de grade a cada 05 km. É possível obter melhores resultados trabalhando melhor em alguns aspectos como melhor descrição da classificação do solo, parametrizações físicas e demais configurações avançadas do WRF. Além disto, dados de entrada e modelos de relevo e vegetação com maior resolução espacial possibilitariam um maior ganho no refinamento das grades.

### 4.3 Mapa eólico anual em microescala – WASP

Os mapas espaciais do modelo WASP foram elaborados com entradas de dados simulados pelo WRF ( $\text{WRF}_{\text{in}}$ ) e observados ( $\text{OBS}_{\text{in}}$ ) da velocidade e direção do vento. Os

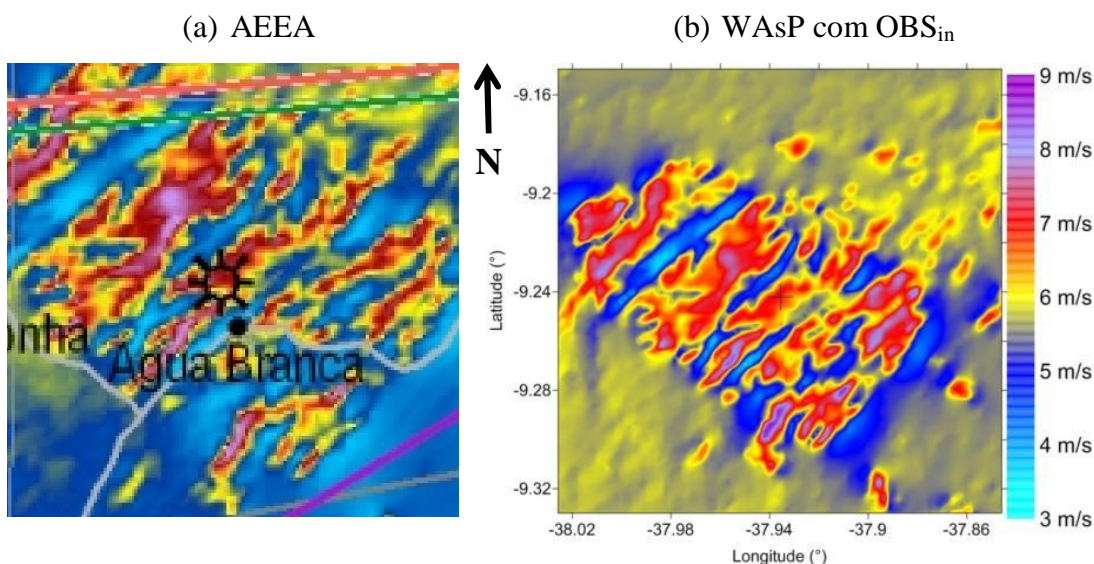


mapas possuem uma área de  $400\text{km}^2$ , com centroide no local onde foi instalada a torre anemométrica em cada um dos seis locais. Para facilitar a comparação, cada figura contém um mapa 2D ( $\text{OBS}_{\text{in}}$ ) e um recorte ampliado do mapa AEEA para cada sítio.

Além disto, os desvios entre mapas WASP com dados  $\text{OBS}_{\text{in}}$  e  $\text{WRF}_{\text{in}}$  serão mostrados em 3D para permitir relacionar os resultados das simulações com a topografia local. Serão então analisados os mapas através de comparação direta entre AEEA e WASP, em seguida, os desvios em 3D, e no final do capítulo, a discussão global sobre os resultados das simulações em microescala.

A Figura 57 mostra os mapas AEEA e WASP para Água Branca. Apesar de ser uma região com terreno complexo, e dos módulos físicos do WASP serem simplificados, seu resultado é bastante similar ao AEEA nas áreas mais elevadas do domínio. A velocidade do vento nas zonas de maior altitude varia entre  $7$  a  $9\text{ m.s}^{-1}$  em ambos os mapas. A diferença entre WASP e AEEA é perceptível nas regiões nordeste e sudoeste do domínio, com pequenos desvios de até  $1\text{ m.s}^{-1}$ . Outro ponto positivo do WASP foi a concordância nas simulações do vento nos vales entre as diversas serras do mapa, com velocidades entre  $3$  a  $5\text{ m.s}^{-1}$ .

Figura 57. Mapeamento WASP em 50 metros de altura para Água Branca: (a) AEEA; (b) mapa  $\text{OBS}_{\text{in}}$  da velocidade do vento.

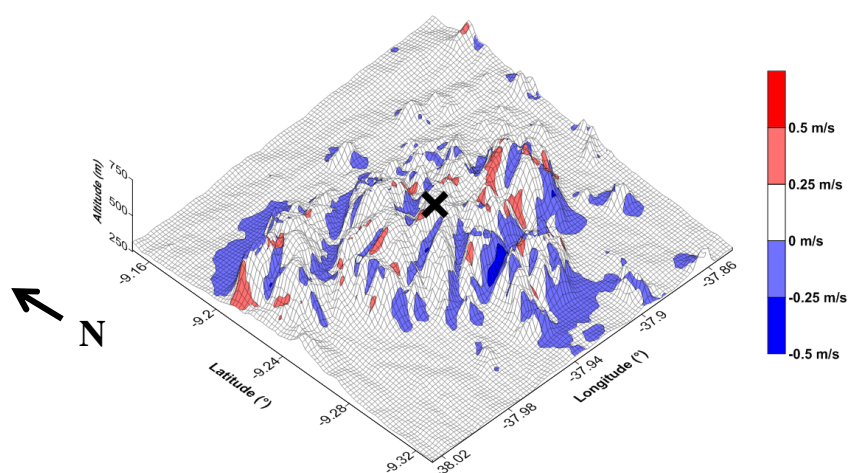


Fonte: Autor, 2012.

Ao analisar os desvios entre mapas  $\text{OBS}_{\text{in}}$  e  $\text{WRF}_{\text{in}}$ , verifica-se que o módulo de diferença máxima foi de  $0,5\text{ m.s}^{-1}$  (Figura 58). Na região central do domínio, com maior predominância de serras, a diferença foi mais acentuada, e nas áreas planas, os desvios foram próximos de zero. Os desvios negativos, na maioria dos casos, se situam nas regiões frontais

das serras, perpendicular à direção predominante do vento. Deve-se ressaltar que os modelos digitais de relevo e rugosidade são os mesmos para ambas as simulações. O surgimento destes desvios nas zonas de elevação se deve à sensibilidade do WAsP com pequenas variações da velocidade e direção do vento entre os dados  $OBS_{in}$  e  $WRF_{in}$ . A direção do vento foi dividida em dezesseis setores, e em cada um deles, caso haja maior distinção entre as velocidades estimadas e observadas, maiores desvios são encontrados.

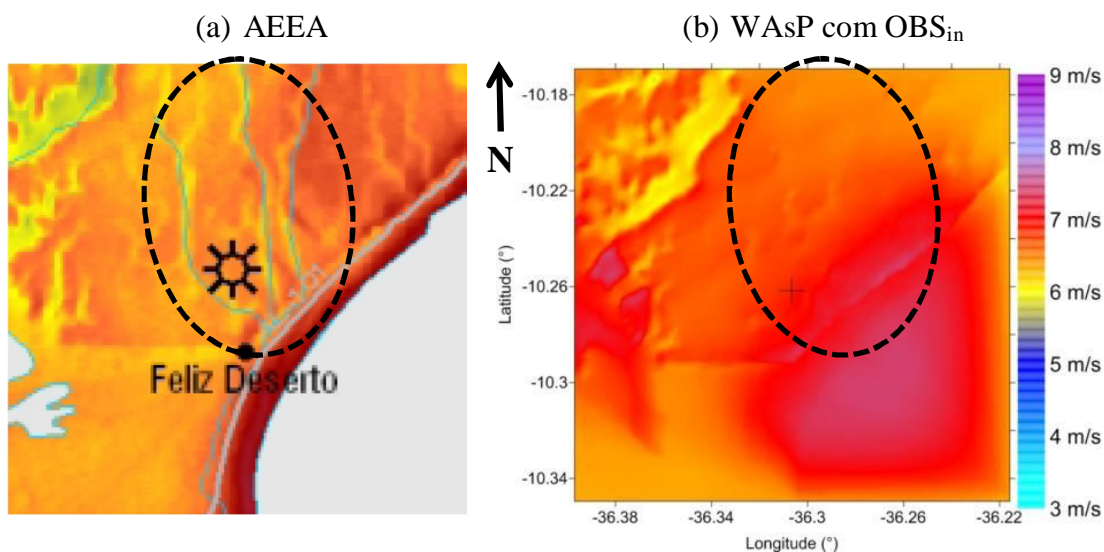
Figura 58. Desvios entre mapas 3D WAsP com  $OBS_{in}$  e  $WRF_{in}$  em Água Branca.



Fonte: Autor, 2012.

Em Feliz Deserto, o mapa  $OBS_{in}$  também é similar ao produto do AEEA, diferindo em  $1 \text{ m.s}^{-1}$  em alguns pontos do domínio. No mapa AEEA (Figura 59a), nota-se a variação da velocidade do vento sobre pequenos riachos no centro do domínio (região em destaque na figura), enquanto no WAsP (Figura 59b) é imperceptível. No capítulo 3.5, foi visto que o WAsP generaliza o vento sobre uma superfície através de extrapolações horizontais sob condição de estabilidade atmosférica neutra e efeitos topográficos. Deve existir um limite quanto à sensibilidade do WAsP em realizar suas simulações em locais com pequenas variações topográficas. Mas é importante ressaltar que neste trabalho, a resolução espacial do WAsP é 90m, logo, os desvios sobre estas regiões dos riachos é aceitável.

Figura 59. Mapeamento WASP em 100 metros de altura para Feliz Deserto: (a) AEEA; (b) mapa  $OBS_{in}$  da velocidade do vento.

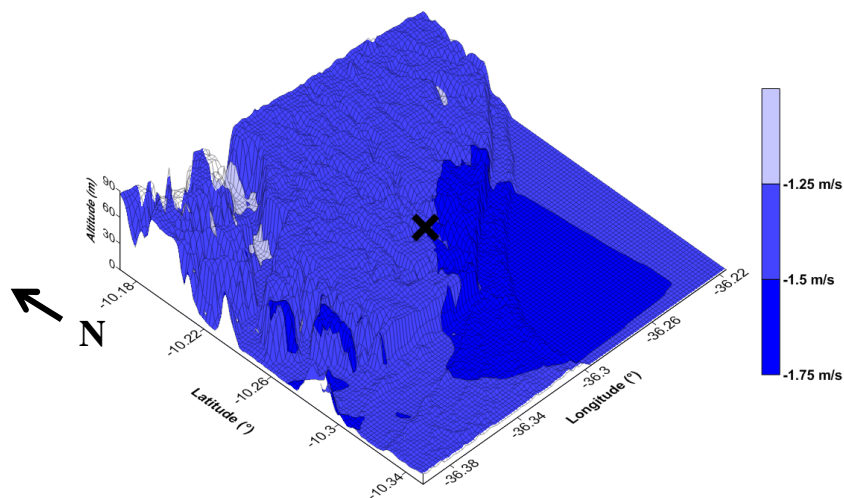


Fonte: Autor, 2012.

Por conta das superestimativas presentes em quase todo o ano, no mapa  $WRF_{in}$  a diferença ( $OBS_{in} - WRF_{in}$ ) é negativa, como visto na Figura 60. Verifica-se uma área desde o oceano até parte superior das falésias, onde a diferença é de  $1,75 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Este resultado exemplifica o problema dos desvios entre dados com diferentes magnitudes e direções do vento. Em Feliz Deserto, foi visto que a diferença anual foi de até  $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , e a direção do vento WRF tendeu mais de sudeste, enquanto o observado de leste. Tais aspectos possuem relação direta com os desvios da Figura 60, que ainda sim, podem ser classificados como “bom”, de acordo com a metodologia empregada no item 3.7. Como confirmação deste argumento, nota-se que a direção dos maiores desvios no mapa é justamente na direção de sudeste, posição esta que o WRF simulou com mais frequência durante o ano.



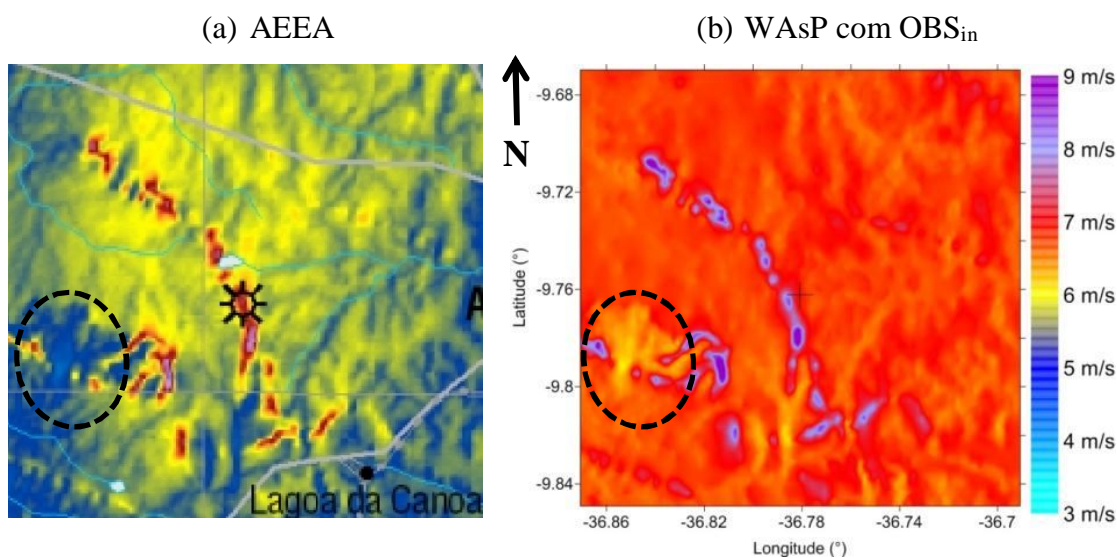
Figura 60. Desvios entre mapas 3D WasP com OBS<sub>in</sub> e WRF<sub>in</sub> em Feliz Deserto.



Fonte: Autor, 2012.

Em Girau do Ponciano, o mapa OBS<sub>in</sub> reproduziu o campo de vento com uma diferença da ordem de  $1 \text{ m.s}^{-1}$  superior ao AEEA nas áreas mais planas (Figura 61). Assim como Água Branca, a magnitude do WasP no cume das serras do domínio é próxima ao AEEA, também entre  $7$  a  $9 \text{ m.s}^{-1}$ . Nas regiões destacadas nos mapas, a menor velocidade do vento encontrada é próxima a  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , enquanto no WasP, nesta mesma região do AEEA, a velocidade é próxima a  $6 \text{ m.s}^{-1}$ .

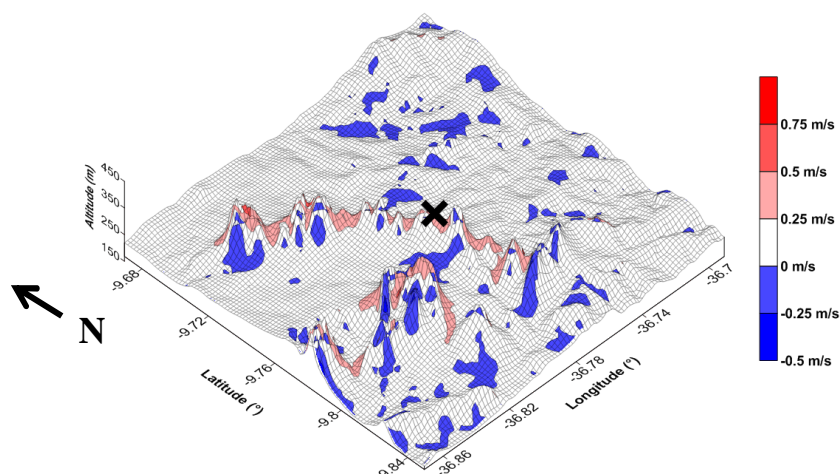
Figura 61. Mapeamento WasP em 50 metros de altura para Girau do Ponciano: (a) AEEA; (b) mapa OBS<sub>in</sub> da velocidade do vento.



Fonte: Autor, 2012.

Com relação aos desvios entre  $OBS_{in}$  e  $WRF_{in}$ , novamente verificou-se um comportamento semelhante ao encontrado em Água Branca: desvios positivos no topo dos morros, e negativos atrás destes (Figura 62). Neste sítio, apesar da velocidade média simulada ser próxima à observada (inferior a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ ), a direção do vento registrada com maior frequência foi de leste, e o WRF de sudeste.

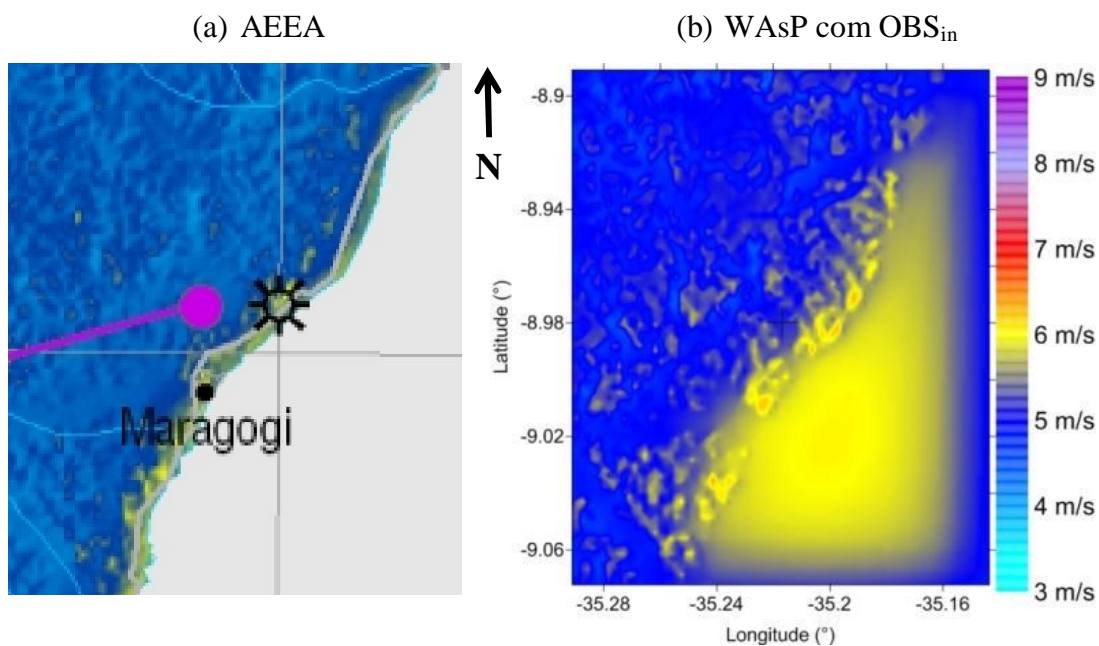
Figura 62. Desvios entre mapas 3D WAsP com  $OBS_{in}$  e  $WRF_{in}$  em Girau do Ponciano.



Fonte: Autor, 2012.

Em Maragogi (Figura 63), o mapa  $OBS_{in}$  coincide com AEEA para a mesma área sobre o continente, já que o AEEA não exibe os resultados *offshore*. A velocidade é cerca de  $1 \text{ m.s}^{-1}$  superior ao AEEA. A velocidade do vento neste local atingiu  $6 \text{ m.s}^{-1}$  sobre o oceano, e  $5 \text{ m.s}^{-1}$  no continente, conforme o mapa  $OBS_{in}$ . Na comparação, a diferença foi mais visível na região costeira do domínio, onde o WAsP simulou uma maior quantidade de áreas em relação ao AEEA com magnitude de  $6 \text{ m.s}^{-1}$ .

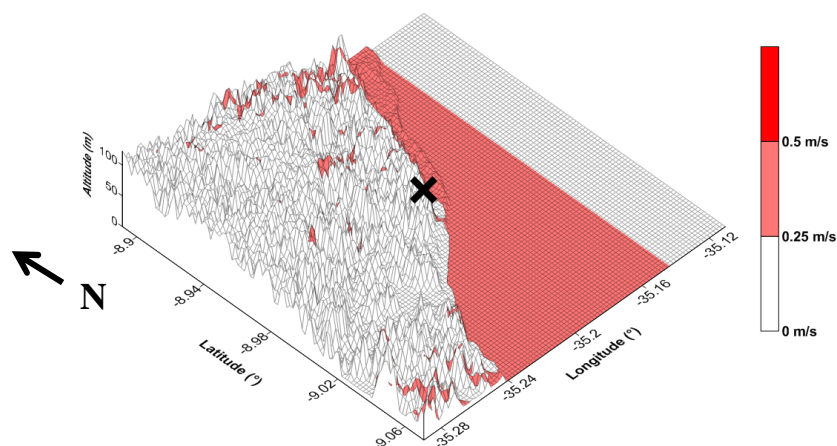
Figura 63. Mapeamento WASP em 50 metros de altura para Maragogi: (a) AEEA; (b) mapa  $OBS_{in}$  da velocidade do vento.



Fonte: Autor, 2012.

Os desvios em Maragogi, mostrados na Figura 64, indicam que sobre o continente as diferenças da velocidade do vento foram próximas a zero. A grande similaridade entre as velocidades e direções do vento simuladas e observadas favorece a tal resultado sobre o continente. Somente em uma pequena parte do Oceano Atlântico há desvio positivo de  $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ , enquanto que sobre o continente praticamente não há diferença. Novamente, a diferença de frequência da direção do vento WRF e observada possui relação com estes desvios no sentido leste do domínio.

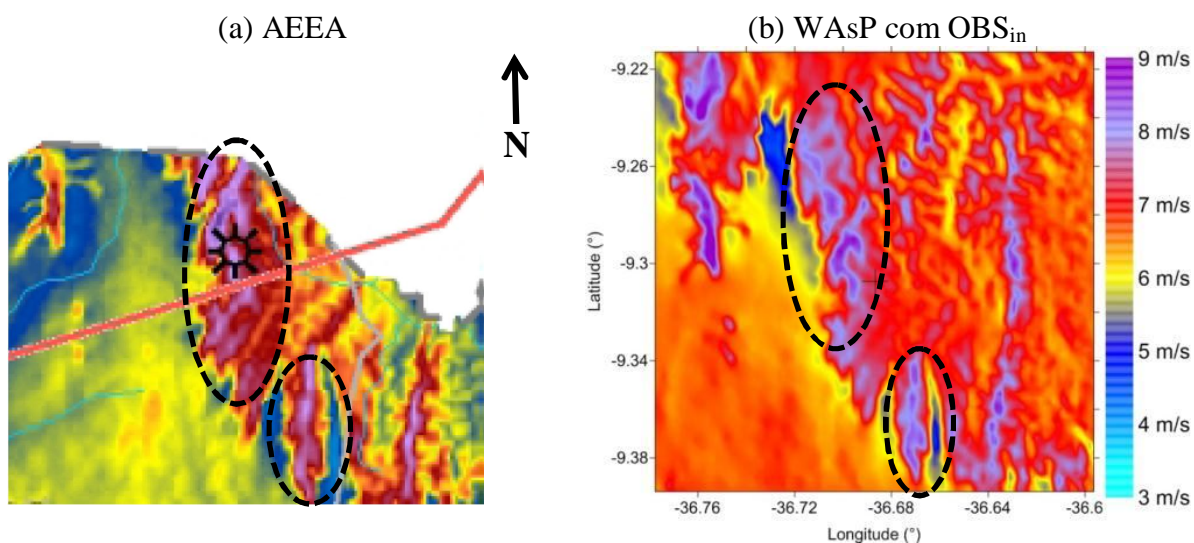
Figura 64. Desvios entre mapas 3D WAsP com OBS<sub>in</sub> e WRF<sub>in</sub> em Maragogi.



Fonte: Autor, 2012.

Em Palmeira dos Índios, como no caso de Girau do Ponciano, o mapa OBS<sub>in</sub> aponta velocidades maiores do que o AEEA nas áreas de planícies (Figura 65b). As simulações de microescala nos sítios do interior mostraram ótimos resultados sobre as zonas mais elevadas dos domínios (destacado na Figura 65a), e diferença máxima de  $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  nos vales e planícies. A considerável presença de regiões com velocidade entre  $7$  e  $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  se assimila também a Água Branca e Girau do Ponciano.

Figura 65. Mapeamento WAsP em 100 metros de altura para Palmeira dos Índios: (a) AEEA; (b) mapa OBS<sub>in</sub> da velocidade do vento.

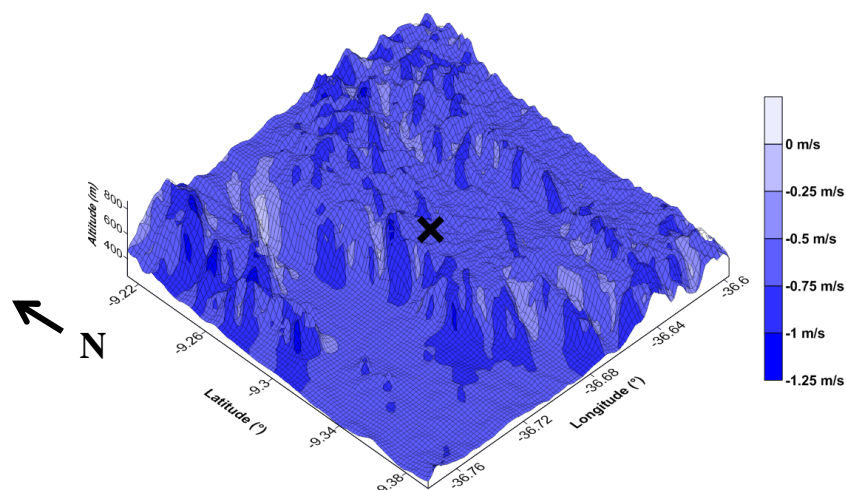


Fonte: Autor, 2012.



Com relação aos desvios, assim como em Feliz Deserto, eles são sempre negativos conforme mostrado na Figura 66. Verificam-se também desvios maiores nas zonas de inclinação das serras, alcançando  $-1,25 \text{ m.s}^{-1}$ . Os locais com maior concordância ocorrem em pequenos vales entre as elevações, com diferença de 0 a  $0,25 \text{ m.s}^{-1}$ . Estas variações topográficas de Palmeira dos Índios podem ter relação direta com a eficácia das simulações WAsP, principalmente em terrenos com inclinação maior que  $17^\circ$  (RATHMANN, MORTENSEN, *et al.*, 1996). O desvio da direção do vento neste sítio teve padrão diferente dos demais locais. A direção simulada em Palmeira dos Índios foi predominante de leste a sudeste, enquanto foi observada uma maior frequência de leste, com também ventos de nordeste.

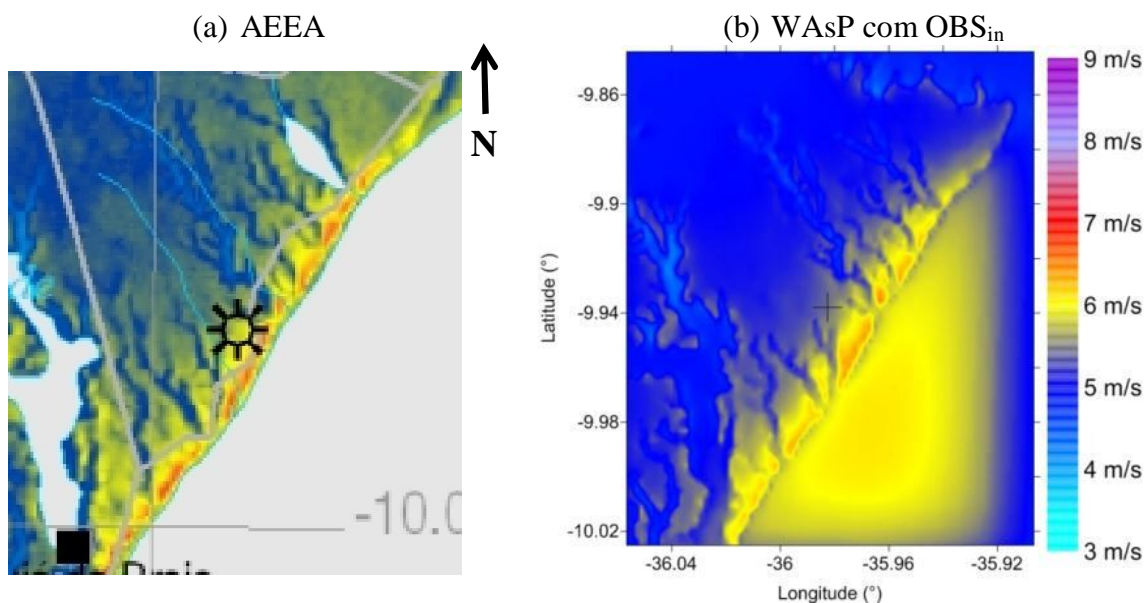
Figura 66. Desvios entre mapas 3D WAsP com OBS<sub>in</sub> e WRF<sub>in</sub> em Palmeira dos Índios.



Fonte: Autor, 2012.

A Figura 67 mostra os mapas AEEA e WAsP para o sítio de Roteiro. O mapa OBS<sub>in</sub> coincide com o AEEA apenas na área continental da mesma forma como o mapa de Maragogi. Porém, a quantidade de áreas costeiras com velocidades acima de  $6 \text{ m.s}^{-1}$  no mapa OBS<sub>in</sub> é menor que o visto no AEEA, resultado contrário ao visto em Maragogi.

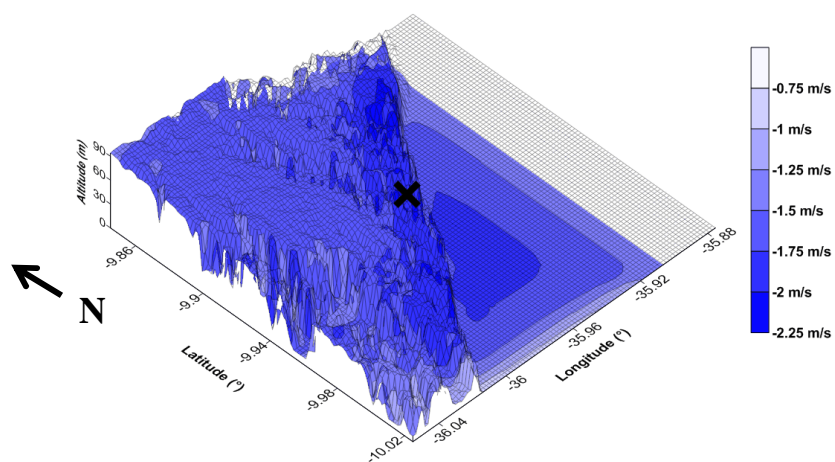
Figura 67. Mapeamento WASP em 50 metros de altura para Roteiro: (a) AEEA; (b) mapa OBS<sub>in</sub> da velocidade do vento.



Fonte: Autor, 2012.

Os desvios são negativos em todo o domínio, como vistos na Figura 68. Dentre todos os sítios avaliados, Roteiro apresentou o maior desvio entre mapas WASP OBS<sub>in</sub> e WRF<sub>in</sub>, atingindo  $2,25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  no nordeste do domínio. Este município possui maiores contrastes de topografia (longas extensões de falésias na costa litorânea), além da direção do vento simulada ter frequência diferente em diversos setores da direção observada.

Figura 68. Desvios entre mapas 3D WASP com OBS<sub>in</sub> e WRF<sub>in</sub> em Girau do Roteiro.



Fonte: Autor, 2012.

Nas comparações AEEA x WAsP foi visto que o modelo de microescala adotado neste trabalho atingiu resultados equivalentes ao AEEA, principalmente nos valores máximos. Os modelos utilizados no AEEA são baseados em simulações da CLA. Estes levam em consideração não apenas dados de relevo, rugosidade e obstáculos, mas também processos como mecanismos advectivos, fluxos turbulentos de calor e outros (ELETROBRÁS, 2008). Apesar disto, o WAsP, um modelo linear simples e que possui uma série de restrições, mostrou-se uma boa ferramenta para realização de *micrositting*, utilizando apenas dados de vento (velocidade e direção), mapas de relevo, rugosidade e obstáculos.

Sobre a rugosidade, apesar da grande variação do tipo de superfície entre planície e serras nos sítios do interior, buscar um maior nível de detalhe da cobertura do solo pouco altera os resultados finais, conforme Ramos *et al.* (2011a). Eles compararam a desvio entre o mapa de rugosidade obtido pela mesma metodologia deste trabalho com o elaborado por técnicas de sensoriamento remoto e encontraram uma diferença inferior a  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Há ainda uma perda computacional no tempo de processamento das simulações quando o modelo de rugosidade é refinado.

Além disto, é importante desenvolver uma metodologia automatizada para elaboração dos mapas de rugosidade no WAsP, já que a determinação manual das isolinhas, bem como seus valores, pode ocasionar desvios na precisão das simulações. A condição do WAsP mais importante a ser ressaltada diz sobre o modelo de estabilidade atmosférica, que possui uma gama de opções para configurações e adotou-se neste trabalho seus valores padrões. Vieira (2008) mostrou que aplicar o WAsP com valores de fluxos superficiais de calor corretamente ajustados, as simulações apresentaram melhores resultados. Então é fundamental que os próximos estudos sobre esta ferramenta considerem estas modificações do WAsP.

Em relação aos desvios entre os mapas  $\text{OBS}_{\text{in}}$  e  $\text{WRF}_{\text{in}}$ , a principal causa para tal ocorrência estão nos dados da velocidade e direção do vento de cada tipo de entrada no WAsP. Estas simulações abordaram apenas dados anuais do vento, então é importante também realizar mapeamentos sazonais em microescala, e em seguida, ver o desvio entre os mapas. Assim será possível identificar em quais períodos do ano ocorrem os maiores desvios, além dos locais no mapa.

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho elaborou um Mapeamento Eólico para o Estado de Alagoas, usando os modelos WRF (mesoescala) e WAsP (microescala) além de ferramentas computacionais e dados anemométricos. A aplicação das ferramentas computacionais assim como dos modelos foi realizada com sucesso.

Os resultados das simulações foram validados com dados observados em seis estações anemométricas, através de séries temporais, análise de desvios e padrões estatísticos com a Distribuição de Weibull. As análises destes resultados mostraram que os objetivos foram alcançados.

O modelo WRF mostrou-se bastante eficaz nas simulações do vento, embora tenha tido dificuldades na região do litoral sul de Alagoas, principalmente durante o inverno. Alguns ajustes serão necessários para obtenção de resultados ainda melhores. Dentre estas modificações, as principais estão na validação conjunta de parametrizações físicas do modelo. Há uma maior necessidade de investigação nas simulações durante o período chuvoso, para tentar entender em quais pontos o WRF precisa ser aprimorado.

Uma condição importante é ressaltar que as medições do ciclo diurno da velocidade do vento no litoral não são bem definidas, de acordo com os padrões clássicos (velocidade máxima do vento durante o dia e mínima a noite), e isto atrapalha as comparações com o WRF. Já nos sítios interioranos, a ocorrência de máximas velocidades do vento no período noturno, devido a circulações locais do ar pela grande presença de serras, também enturva a validação do modelo WRF.

Por fim, o uso de  $u_*$  do modelo WRF para extrapolação vertical da velocidade do vento mostrou-se como uma boa alternativa, mas será preciso investigar o motivo do truncamento desta variável no modelo para  $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ . Este fato implicou na grande quantidade de baixas velocidades do vento em todos os sítios.



## 6. CONCLUSÕES

- As simulações do WRF da velocidade do vento foram mais eficazes no interior do Estado de Alagoas, principalmente durante o verão. Para o litoral, com exceção de Maragogi, houve superestimativa em 43% do período estudado;
- O ciclo diurno observado nos sítios do interior é diferente do padrão teórico, e esta distinção está associada a circulações locais do ar, sendo mais intensa no período noturno. Isto dificultou nas comparações com o WRF, já que o modelo generaliza os padrões das simulações para toda uma grade. O único sítio que teve ciclo diurno WRF semelhante ao observado foi Girau do Ponciano;
- O melhor desempenho das simulações dos sítios interioranos em relação aos costeiros está associado principalmente aos processos envolvidos no litoral (circulação de brisas terra-mar, maior densidade de ar, contraste intensificado de rugosidade da superfície), que podem não estar sendo corretamente computados pelas parametrizações físicas do WRF, principalmente de uso do solo e CLA;
- A direção do vento também foi estimada satisfatoriamente em todos os sítios, acompanhando bem os padrões sazonais, inclusive representando o efeito de canalização do vento no vale do Rio São Francisco até Água Branca. Os maiores desvios entre valores observados e simulados estão associados à diferença de altura destes dados, e assim, sendo mais suscetíveis à ação da espiral de Ekman;
- A distribuição de probabilidade de Weibull comprovou os melhores padrões da velocidade do vento para os sítios localizados no interior, principalmente Água Branca e Palmeira dos Índios, e no litoral apenas em Maragogi;
- Os valores de BIAS e RMSE mostraram resultados excelentes para os sítios interioranos e Maragogi, com erro médio entre 0 a  $1,0 \text{ m.s}^{-1}$  na maioria dos casos. No litoral sul, o erro médio foi de até  $3 \text{ m.s}^{-1}$ , e RMSE entre 2,2 a  $5,9 \text{ m.s}^{-1}$ ;

- Os desvios de frequência evidenciaram a dificuldade do WRF na estimativa da velocidade do vento em classes inferiores a  $4 \text{ m.s}^{-1}$  e superiores a  $8 \text{ m.s}^{-1}$ , principalmente em Feliz Deserto e Roteiro;
- O mapa eólico anual do WRF detectou eficientemente as principais áreas com velocidades máximas e mínimas do vento, coincidindo com o AEEA. Na microescala, todos os resultados WAsP se equipararam com os recortes do AEEA, com diferença entre os mapas de até  $1 \text{ m.s}^{-1}$ ;
- Os desvios nas simulações de microescala no WAsP com dados  $\text{OBS}_{\text{in}}$  e  $\text{WRF}_{\text{in}}$  mostraram-se próximas para Água Branca, Girau do Ponciano e Maragogi, todos com desvios inferiores a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ , e muito semelhantes ao AEEA;
- No período anual, as simulações do WRF na classe baixa de velocidade do vento ( $0$  a  $5 \text{ m.s}^{-1}$ ), foram mais eficientes apenas em Maragogi. Para a classe média ( $06$  a  $10 \text{ m.s}^{-1}$ ), Feliz Deserto e Roteiro tiveram melhores resultados. Os demais sítios tiveram a velocidade do vento melhor simulada em velocidades maiores, entre  $11$  a  $15 \text{ m.s}^{-1}$ ;
- Sazonalmente, os sítios tiveram melhores simulações durante o verão sempre na classe alta, com exceção de Água Branca, que obteve estimativas mais eficientes na classe média. No inverno, a discrepância da velocidade do vento WRF foi menor na classe alta para os sítios do interior e Maragogi, enquanto Feliz Deserto e Roteiro para o intervalo de  $06$  a  $10 \text{ m.s}^{-1}$ .

## 7. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Aumentar a resolução espacial do modelo de relevo e vegetação do WRF e analisar se há aumento de ganho nas simulações;
- Configurar os valores padrões dos fluxos de superfície do WAsP para condições reais do Nordeste Brasileiro;
- Fazer estudo climatológico detalhado da influência de sistemas meteorológicos (Brisas, ZCIT, ZCAS, CCM, LI, DOL) na distribuição espaço-temporal do vento em Alagoas;
- Investigar algum método para ajustar as configurações de coordenada vertical sigma e assim, executar as simulações WRF nos níveis verticais desejados (30, 50, 70, 100m e assim por diante), sem necessidade de extrapolação vertical via perfil logaritmo do vento;
- Utilizar outros tipos e métodos de entrada de dados no modelo WRF além das reanálises NCEP;
- Utilizar um modelo baseado em dinâmica dos fluidos computacional (CFD) para área de estudo em conjunto com o WRF (ex. *Large-Eddy Simulation* – LES).

## REFERÊNCIAS

- ALVES, M. A. S.; OYAMA, M. D.; YAMAZAKI, J. **Composição de eventos de distúrbios ondulatórios de leste sobre as regiões de Alcântara e Natal - Caracterização preliminar.** Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET. Florianópolis (SC): SBMET. 2008. p. 4.
- AMARANTE, O. C. A. et al. **Atlas do Potencial Eólico Brasileiro.** Brasília: e-dea Technologies, 2001.
- ANEEL. **Atlas de Energia Elétrica do Brasil.** Agência Nacional de Energia Elétrica. Brasília:ANEEL, p. 153. 2002.
- ANEEL. **Resolução Normativa N° 391.** Agência Nacional de Energia Elétrica - ANEEL. Brasília, p. 12. 2009.
- ANEEL. Banco de Informação de Geração - BIG, 2011. Disponível em: <[www.aneel.gov.br](http://www.aneel.gov.br)>. Acesso em: 06 nov. 2011.
- ANSYS. **ANSYS CFX,** 2011. Disponível em: <<http://www.ansys.com>>. Acesso em: 07 nov. 2011.
- ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology.** 2. ed. San Diego: Academic Press, v. 79, 2001.
- ATKINSON, B. W. **Meso-scale atmospheric circulations.** Londres: Academic Press, 1981.
- ATMO. **Atmospheric Sciences - Texas A&M University,** 2002. Disponível em: <<http://atmo.tamu.edu/class/metr452/models/2001/vertres.html>>. Acesso em: 07 nov. 2010.
- AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos.** 5. ed. Rio de Janeiro: BCD União de Editoras S. A., v. 1, 1998.
- BELCHER, S. E.; HUNT, J. C. R. Turbulent flow over hills and waves. **Annu. Rev. Fluid Mech.,** 30, 1998. 507-538.
- BEN. **Balanco Energético Nacional (BEN) 2011: Ano base 2010 - Resultados Preliminares.** Empresa de Pesquisa Energética (EPE), Ministério de Minas e Energia (MME), Governo Federal do Brasil. Rio de Janeiro, p. 52. 2011.
- BENELLI, S. L.; DORWEILER, R. P.; PROCOPIAK, L. A. J. **Evolução tecnológica do mapeamento do potencial eólico.** XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR). São José dos Campos: INPE. 2009. p. 3567-3573.
- BERGE, E. et al. **Wind in complex terrain - A comparison of WAsP and two CFD-models.** Anais do Europe's Premier Wind Energy Event - EWEA. Atenas - Grécia: [s.n.]. 2006. p. 10.
- BRANCO, J. G. S. F. **Estudo sobre a aplicabilidade de modelos de distribuição da velocidade do vento em terreno montanhoso.** Dissertação de Mestrado em Engenharia Térmica, Porto (Portugal): Universidade do Porto, 1991.

BRAZTOA. Associação Brasileira das Operadoras de Turismo. **Caderno de Subsídios Viagem Técnica Costa dos Corais/AL**, 2008. Disponível em: <[www.braztoa.com.br/site/arquivos/pdfs/vivencias\\_2006/caderno\\_de\\_subsidios\\_costa\\_do\\_corais.doc](http://www.braztoa.com.br/site/arquivos/pdfs/vivencias_2006/caderno_de_subsidios_costa_do_corais.doc)>. Acesso em: 14 out. 2010.

BRITO, A. Energia eólica já é mais barata que térmica a gás no Brasil. **Folha de São Paulo**, 2011. Disponível em: <<http://www1.folha.uol.com.br/mercado/962025-energia-eolica-ja-e-mais-barata-que-termica-a-gas-no-brasil.shtml>>. Acesso em: 21 ago. 2011.

BULIGON, L. **Solução semianalítica para o perfil vertical do vento na camada limite planetária**. Tese de Doutorado em Física: Universidade Federal de Santa Maria (RS), 2009. 127 p.

BURTON, T. et al. **Wind Energy Handbook**. New York: John Wiley & Sons, Ltd, v. 1, 2001. 609 p.

BYRKJEDAL, O.; BERGE, E. The User of WRF for Wind Resource Mapping in Norway. **9th WRF Users Workshop - National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado, EUA**, 2008. Disponível em: <<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2008>>. Acesso em: 06 Janeiro 2010.

CAMELO, H. N. **Estudo numérico do Vento Aracati para caracterização de seu potencial eólico**. Dissertação de Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, Centro de Ciências e Tecnologia, Fortaleza (CE): Universidade Estadual do Ceará, 2007.

CAMELO, H. N. et al. **Métodos de extrapolação da velocidade do vento para regiões litorâneas do Nordeste Brasileiro**. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET. Belém - PA: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 2010. p. 4.

CARTA, J. A.; RAMÍREZ, P.; VELÁZQUEZ, S. A review of wind speed probability distributions used in wind energy analysis Case studies in the Canary Islands. **Renew. Sust. Energ. Rev.**, 2009. 933-955.

CATALANO, F.; MOENG, C.-H. Large-Eddy Simulation of the Daytime Boundary Layer in an Idealized Valley Using the Weather Research and Forecasting Numerical Model. **Bound-Lay. Meteorol.**, v. 137, p. 49-75, 2010. ISSN DOI 10.1007/s10546-010-9518-8.

CELIK, A. N. A statistical analysis of wind power density based on the Weibull and Rayleigh models at the southern region of Turkey. **Renew. Energ.**, 29, 27 Julho 2003. 593-604.

CHAGAS, R. C. et al. **Procedimentos de validação de dados de radiação solar da rede de estações do Projeto SONDA**. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET. Florianópolis - Santa Catarina: SBMET. 2006. p. 4.

CHANG, T. P. Performance comparison of six numerical methods in estimating Weibull parameters for wind energy application. **Appl. Energ.**, 2011. 272-282.

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.

CHEN, J.; HUI, M. C. H.; XU, Y. L. A comparative study of stationary and non-stationary wind models using field measurements. **Bound-Lay. Meteorol.**, v. 122, p. 105-121, 2007. ISSN DOI 10.1007/s10546-006-9085-1.

COGLIATI, M. G.; MAZZEO, N. A. Air flows analysis in the upper Rio Negro Valley (Argentina). **Atmos. Res.**, 80, 2006. 263-279.

COMPMECHLAB. CD-adapco to unveil Wind Park simulation technology. **CompMechLab**, 2009. Disponível em: <[http://www.eng.fea.ru/FEA\\_news\\_596.html](http://www.eng.fea.ru/FEA_news_596.html)>. Acesso em: 30 jan. 2012.

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 p.

COSTA, L. Parques eólicos poderão apresentar somente um ano de medições até o final de 2012. **Jornal da Energia - O mundo da eletricidade em tempo real**, 2011. Disponível em: <[http://www.jornaldaenergia.com.br/ler\\_noticia.php?id\\_noticia=8287](http://www.jornaldaenergia.com.br/ler_noticia.php?id_noticia=8287)>. Acesso em: 30 jan. 2012.

CPTEC. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Cachoeira Paulista (SP), p. 47. 2008.

CRESESB. Centro de Referência para Energia Solar e Eólica (CRESESB) - Centro de Pesquisas de Energia Elétrica (CEPEL), 2011. Disponível em: <[http://cresesb.cepel.br/index.php?link=/atlas\\_eolico\\_brasil/atlas.htm](http://cresesb.cepel.br/index.php?link=/atlas_eolico_brasil/atlas.htm)>. Acesso em: 26 Mai. 2011.

CRUZ SEGUNDO, E. I. **Estudo de energia eólica para a ilha de Marajó - PA**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos - SP: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2009. 99 p.

DALMAZ, A. **Estudo do potencial eólico e previsão de ventos para geração de eletricidade em Santa Catarina**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Mecânica, Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), 2007.

DODLA, V. B. R.; RATNA, S. B. Mesoscale characteristics and prediction of an unusual extreme heavy precipitation event over India using high resolution mesoscale model. **Atmos. Res.**, 95, 2010. 255-269.

DORWEILLER, R. P. **Aplicação de modelagem de turbulência na camada limite atmosférica para verificar efeitos locais de topografia**. Dissertação de Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia, Curitiba: Universidade Federal do Paraná, 2007.

DOTY, B. **The Grid Analysis and Display System - GrADS**. COLA - IGES. [S.l.], p. 148. 1995.

DUTRA, R. M.; SZKLO, A. S. Incentive policies for promoting wind power production in Brazil: Scenarios for the Alternative Energy Sources Incentive Program (PROINFA) under the New Brazilian electric power sector regulation. **Renew. Energ.**, 33, 2007. 65-76.

EASYCFD. **WindStation**, 2011. Disponível em: <<http://www.easycfd.net/windstation/>>. Acesso em: 07 nov. 2011.

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

ESTEVEES, T. M. V. N. S. **Base de dados do potencial energético do vento em Portugal - Metodologia e Desenvolvimento**. Dissertação de Mestrado em Ciências e Engenharia da Terra, Lisboa: Universidade de Lisboa, 2004.

FARR, T. G. et al. The Shuttle Radar Topography Mission. **Rev. Geophy.**, v. 45, p. 33, 2007. ISSN doi:10.1029/2005RG000183.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 01, p. 11-21, 1999.

FOKEN, T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. **Bound-Lay. Meteorol.**, v. 119, p. 431-447, 2006.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlim: Springer, 2008. 308 p. ISBN 978-3-540-74665-2.

GIEBEL, G.; GRYNING, S.-E. **Shear and stability in high met masts, and how WASP treats it**. EWEA special topic conference "The science of making torque from wind". Delft (Holanda): [s.n.]. 2004. p. 19-21.

GISLER, C. A. F. **Análise do perfil de vento na Camada Limite Superficial e Sistemas Meteorológicos atuantes no Centro de Lançamento de Alcântara**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos (SP): Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2009. 146 p.

GONÇALVES, A. R. **Refinamento estatístico das previsões de vento do modelo ETA aplicado ao setor eólico-elétrico do Nordeste Brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011.

GRASSI, G.; VECCHIO, P. Wind energy prediction using a two-hidden layer neural network. **Commun Nonlinear Sci Num Simulat**, 2010. 2262-2266.

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

HOLTON, J. R. **An introduction to Dynamic Meteorology**. 4<sup>a</sup>. ed. San Diego: Elsevier Academic Press, v. 88, 2004.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local Versus Nonlocal Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model. **J. Climat.**, Outubro 1993. 1825-1842.

IBGE. Mapa de Vegetação do Brasil. **IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, 2004. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/presidencia/noticias/21052004biomas.shtm>>. Acesso em: 24 fev. 2011.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo Demográfico 2010**, 2011. Disponível em: <[http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/sinopse/default\\_sinopse.shtm](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/sinopse/default_sinopse.shtm)>. Acesso em: 17 jan. 2011.

JIMENEZ, B. et al. Offshore wind resource assessment with WASP and MM5 - Comparative study for the German Bight. **Wind Energ.**, 10, 13 Dezembro 2007. 121-134.

- KANI, S. A. P.; ARDEHALI, M. M. Very short-term wind speed prediction - A new artificial neural network-Markov chain model. **Energ. Convers. Manage.**, 52, 2011. 738-745.
- KOSSMAN, M. et al. Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. **Atmos. Environ.**, Grã-Bretanha, 32, n. 07, 1998. 1323-1348.
- LEMES, M. A. M.; MOURA, A. D. **Fundamentos da dinâmica aplicados à meteorologia e oceanografia**. 2<sup>a</sup>. ed. Ribeirão Preto, SP: Holos Editora Ltda, 2004. 296 p.
- 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.
- LIU, K. N. **An introduction to atmospheric radiation**. Los Angeles: Elsevier Academic Press, 2002. 599 p. ISBN 0124514510.
- LOUREIRO, B. A. **Avaliação de ferramentas e métodos para a elaboração de mapas eólicos**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Mecânica, Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2011.
- LUNDQUIST, J. K.; MIROCHA, J. D.; KOSOVIC, B. Nesting large-eddy simulations within mesoscale simulations in WRF for wind energy applications. **10<sup>o</sup> WRF Users Workshop - National Center for Atmospheric Research (NCAR), Boulder, Colorado, EUA, 2009**. Disponível em: <www.mmm.ucar.edu/wrf/users/workshops/WS2009>. Acesso em: 19 Jan. 2011.
- 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, G. B.; PEREIRA, A. R. Dificuldades de estimativa dos parâmetros de rugosidade aerodinâmica pelo perfil logaritmo do vento sobre vegetação esparsa em região semi-árida. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 187-197, 2007.
- MACHADO, R. R. **Estudo do potencial eólico do Pontal do Abreu - Município de Viamão - RS**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, Rio Grande: Universidade Federal do Rio Grande, 2008.
- MARCHI, A. C. **Estudo do vento para o Estado de Alagoas utilizando o modelo regional WRF - Testes de Parametrizações da Camada Limite Planetária**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Maceió: Universidade Federal de Alagoas - UFAL, 2011.
- MARIA, P. H. S. **Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará**. Dissertação de Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, Fortaleza: Universidade Estadual do Ceará (UECE), 2007. 124 p.
- 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.
- MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Enhancing information for solar and wind energy technology deployment. **Energ. Policy**, Elsevier, 11 Maio 2011. 4378-4390.
- 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.



MOENG, C.-H. A Large-Eddy Simulation Model for the Study of Planetary Boundary-Layer turbulence. **J. Atmos. Sci.**, 41, 1984. 2052-2062.

MOHAN, M.; BHATI, S. Analysis of WRF Model Performance over Subtropical Region of Delhi, India. **Adv. Meteorol.**, 2011. 13.

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.

MORTENSEN, N. G. et al. **Wind Atlas Analysis and Application Program - WAsP 10 Help Facility**. Roskilde, Dinamarca: Riso National Laboratory for Sustainable Energy, Technical University of Denmark, 2011.

MORTENSEN, N. G.; BOWEN, A. J.; ANTONIOU, I. **Improving WAsP predictions in (too) complex terrain**. European Wind Energy Conference and Exhibition. Atenas (Grécia): [s.n.]. 2006.

MORTENSEN, N. G.; PETERSEN, E. L. **Influence of topographical input data on the accuracy of wind flow modeling in complex terrain**. European Wind Energy Conference and Exhibition. Dublin (Irlanda): [s.n.]. 1998. p. 317-320.

NGO, T.; LETCHFORD, C. A comparison of topographic effects on gust wind. **J. Wind Eng. Ind. Aerod.**, 96, n. 12, Dezembro 2008. 2273-2293.

OKE, T. R. **Boundary-Layer Climates**. 2ª. ed. [S.l.]: Taylor & Francis Ltda, 1988. 460 p. ISBN 0203715454.

OLIVEIRA, J. L. **Influência da circulação geral e da variabilidade interanual sobre o potencial eólico do Nordeste brasileiro**. Dissertação de Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas: Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, 2007. 124 p.

OLIVEIRA, L. S. **Regras e boas práticas para instalação de torres anemométricas voltadas para estudo de potencial eólico**. Dissertação de Mestrado em Planejamento Energético, Rio de Janeiro: COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

PAPANASTASIOU, D. K.; MELAS, D.; LISSARIDIS, I. Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model. **Atmos. Res.**, 22 Junho 2010. 102-117.

PARKES, J.; TINDAL, A. **Forecasting short term wind farm production in complex terrain**. Conference proceedings of European Wind Energy Conference & Exhibition. Londres, Inglaterra: [s.n.]. 2004. p. 8.

PEREIRA, R. Energia Eólica já é uma das mais competitivas do Brasil. **O Estado de São Paulo**, 2010. Disponível em: <[http://www.estadao.com.br/estadaodehoje/20100828/not\\_imp601533,0.php](http://www.estadao.com.br/estadaodehoje/20100828/not_imp601533,0.php)>. Acesso em: 27 abr. 2011.

PERSSE, A. O. Hadley's Principle: Understanding and Misunderstanding the Trade Winds. **International Commission on History of Meteorology**, 2006. Disponível em: <[http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson\\_hadley.pdf](http://www.meteohistory.org/2006historyofmeteorology3/2persson_hadley.pdf)>. Acesso em: 26 dez. 2011.

PES, M. P. **Estudo do impacto das mudanças climáticas no potencial eólico do Estado do Rio Grande do Sul para os períodos de 2010 a 2040 e 2070 a 2100**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, São José dos Campos (SP): Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2010. 174 p.

PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. 2ª. ed. San Diego, California: Academic Press, v. 78, 2002.

PINTO, L. I. C. et al. **Avaliação do Modelo BRAMS para estimativa do vento médio para o aproveitamento da energia eólica**. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET. Belém - PA: Sociedade Brasileira de Meteorologia - SBMET. 2010. p. 4.

PIRES, A. CTGÁS - Centro de Tecnologias do Gás & Energias Renováveis. **Ciclo de Palestras - Energia Eólica 2010-2**, 2010. Disponível em: <[http://www.ctgas.com.br/sgc/arquivos/img\\_upload/ciclo/Micrositing-Ana\\_Pires.pdf](http://www.ctgas.com.br/sgc/arquivos/img_upload/ciclo/Micrositing-Ana_Pires.pdf)>. Acesso em: 04 maio 2011.

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, 2007a. 1383-1398.

PLEIM, J. E. A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part II Application and Evaluation in a Mesoscale Meteorological Model. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, 46, 2007b. 1396-1409.

PLEIM, J. E.; CHANG, J. S. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer. **Atmos. Environ.**, 26A, 1992. 965-981.

POLITO, R. Energia Hoje - O portal de notícias da Editora Brasil Energia. **Eólicas geram menos que o previsto**, 2010. Disponível em: <<http://www.energiahoje.com/index.php?ver=mat&mid=421932>>. Acesso em: 11 ago. 2011.

RABELO, F. D. et al. **Estudo do índice de turbulência durante a estação chuvosa nas três mesoregiões do Estado de Alagoas**. Anais do 1º Seminário Nacional de Engenharia do Vento - SENEV. Belo Horizonte - MG: UFMG. 2010a. p. 4.

RABELO, F. D. et al. **Estudo do índice de turbulência durante a estação seca nas três mesoregiões do Estado de Alagoas**. Anais do 1º Seminário Nacional de Engenharia do Vento - SENEV. Belo Horizonte - MG: UFMG. 2010b. p. 4.

RAMOS, D. N. S. et al. **Mapeamento Eólico no WASP com diferentes descrições da rugosidade do terreno - Análise preliminar**. Anais do VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia. Santa Maria (RS): Universidade Federal de Santa Maria (UFSM). 2011a. p. 4.

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 2011b. ISSN 0100-8307.

RATHMANN, O. et al. **Assessing the accuracy of WASP in non-simple terrain**. British Wind Energy Association Conference. Exeter (Inglaterra): [s.n.]. 1996. p. 413-418.

REN21. **Renewables 2011 Global Report Status**. GSU. Paris, p. 116. 2011.

RISØ. WAsP - best practices and checklist. **The WAsP Team - RISØ DTU**, 2010. Disponível em: <<http://www.wasp.dk/Support/FAQ.html>>. Acesso em: 19 jun. 2010.

ROCHA, P. A. C. et al. Comparison of seven numerical methods for determining Weibull parameters for wind energy generation in the northeast region of Brazil. **Appl. Energ.**, 02 Agosto 2011. 395-400.

RODRIGUES, G. C. **Utilização de redes neurais para previsão de ventos no horizonte de 24 horas**. Dissertação de Mestrado em Engenharia Elétrica, Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 2007. 119 p.

SAGA. System for Automated Geoscientific Analysis, 2007. Disponível em: <<http://www.saga-gis.org/en/index.html>>. Acesso em: 06 ago. 2010.

SEMARH. Secretaria de Meio Ambiente e Recursos Hídricos. **Governo do Estado de Alagoas**, 2007. Disponível em: <<http://www.semarh.al.gov.br>>. Acesso em: 08 jan. 2011.

SHIMADA, S.; OHSAWA, T. Accuracy and Characteristics of Offshore Wind Speeds Simulated by WRF. **SOLA - Scientific Online Letters on the Atmosphere, Meteorological Society of Japan**, Kobe, Japão, 2011. 4.

SHIN, H. H.; HONG, S.-Y. Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. **Bound-Lay. Meteorol.**, 139, 2011. 261-281.

SILVA JÚNIOR, R. S. et al. **Análise da variação do potencial eólico utilizando o modelo WAsP**. Anais do I Seminário Nacional de Engenharia do Vento (SENEV). Belo Horizonte: UFMG. 2010a. p. 6.

SILVA JÚNIOR, R. S. et al. **Mapeamento do potencial eólico do Estado de Alagoas utilizando o modelo WRF**. Anais do I Seminário Nacional de Engenharia do Vento (SENEV). Belo Horizonte: UFMG. 2010b. p. 6.

SILVA, A. F. G. et al. **Uso de modelos de mesoescala na reavaliação do potencial eólico da região do Campos de Vertentes, MG**. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET). Belém (PA): CD-ROM. 2010.

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 p.

SILVA, A. R. **Caracterização do vento e potencial eólico no Estado de Alagoas**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Maceió: Universidade Federal de Alagoas (UFAL), 2011. 95 p.

SILVA, G. R. **Características de vento da Região Nordeste**. Dissertação de mestrado em Engenharia Mecânica, Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 2003.

SILVA, N. F.; ROSA, L. P.; ARAÚJO, M. R. The utilization of wind energy in the Brazilian electric sector's expansion. **Renew. Sust. Energ. Rev.**, 9, 2005. 289-309.

SKAMAROCK, W. C. et al. **A description of the Advanced Research WRF Version 3**. National Center for Atmospheric Research (NCAR). Boulder, Colorado (EUA), p. 125. 2008. (NCAR/TN-475+STR).

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. **Mon. Weather Rev.**, 93, 1963. 99-165.

SOARES, P. M. M. **Parametrização da turbulência e nuvens de camada limite em modelos atmosféricos**. Tese de Doutorado em Física, Lisboa: Departamento de Física, Universidade de Lisboa, 2004. 149 p.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Massachusetts: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

TROEN, I.; MORTENSEN, N. G.; PETERSEN, E. L. **WAsP - Wind Atlas Analysis and Application Program (user guide)**. Roskilde, Dinamarca: Risoe National Laboratory, 1987.

TROEN, I.; PETERSEN, E. I. **European Wind Atlas**. Roskilde, Dinamarca: Risoe National Laboratory, 1989.

UNEP. **Global trends in sustainable energy investment 2010**. United Nations Environment Programme (UNEP), Organização das Nações Unidas (ONU). Nova Iorque, p. 61. 2010. (978-92-807-3085-2).

VALLE, R. M.; MARTINS, M. A.; NASCIMENTO, C. A. M. **Modelagem numérica da camada limite atmosférica de uma região de Acuruí, Minas Gerais, Brasil**. Anais do I Seminário Nacional sobre Engenharia do Vento - SENEV 2010. Belo Horizonte - MG: UFMG. 2010. p. 9.

VASCONCELOS JÚNIOR, F. C. et al. **Avaliação do Modelo RAMS para caracterizar o vento local no Estado do Ceará**. Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET). Belém (PA): CD-ROM. 2010.

VIANELLO, R. L.; ALVES, R. A. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa (MG): Universidade Federal de Viçosa, 2006. 449 p.

VIEIRA, C. F. A. **Sensibilidade do Modelo WAsP aos efeitos da estabilidade atmosférica no Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, Fortaleza: Universidade Estadual do Ceará (UECE), 2008. 113 p.

WACHSMANN, U.; TOLMASQUIM, M. T. Wind Power in Brazil - transition using German experience. **Renew. Energ.**, 28, 2003. 1029-1038.

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

WENDT, J. F. **Computational Fluid Dynamics - An introduction**. 3<sup>a</sup>. ed. Rhode-Saint-Genève, Bélgica: Springer, 2009.

WIERINGA, J. Representative roughness parameters for homogeneous terrain. **Bound.-Lay. Meteorol.**, v. 63, p. 323-363, 1993.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2<sup>a</sup>. ed. San Diego, California: Elsevier, v. 91, 2006. 649 p.

WINDFARM, 2011. Disponível em: <<http://www.resoft.co.uk/English/index.htm>>. Acesso em: 07 nov. 2011.

WINDSIM, 2010. Disponível em: <<http://www.windsim.com>>. Acesso em: 07 nov. 2011.

WINROCK. **Kit de ferramentas para o desenvolvimento de projetos de energia eólica.** Instituto Winrock International, Global Energy Concepts-GEC. [S.l.], p. 209. 2004.

WWEA. World Wind Energy Association. **World Wind Energy Report 2010**, 2011. Disponível em: <[www.wwindea.org/home/images/./worldwindenergyreport2010\\_s.pdf](http://www.wwindea.org/home/images/./worldwindenergyreport2010_s.pdf)>. Acesso em: 12 Jun. 2011.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical cloudiness over the South Atlantic Ocean. **J. Met. Soc. Jap.**, 55, n. 2, 1977. 205-207.

YING, Z. **Coupling land surface process model with the Weather Research Forecast modeling system.** Tese de Doutorado em Física e Astrofísica, Univerisdade de Torino: Itália, 2010.