

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA MECÂNICA

**AVALIAÇÃO DE MODELOS METEOROLÓGICO DE MESOESCALA EM  
PROJETOS DE ENERGIA EÓLICA**

por

Rodrigo Martins Dorado

Dissertação para obtenção do Título de  
Mestre em Engenharia

Porto Alegre, Outubro de 2013

# AVALIAÇÃO DE MODELOS METEOROLÓGICO DE MESOESCALA EM PROJETOS DE ENERGIA EÓLICA

por

Rodrigo Martins Dorado

Dissertação submetida ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Mecânica, PROMEC, da Escola de Engenharia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos necessários para a obtenção do Título de

Mestre em Engenharia

Área de Concentração: Energia

Orientador: Prof. Dr. Bardo Ernst Josef Bodmann

Aprovada por:

Prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch (IAE /CTA)

Prof. Dr. Marco Tullio Menna Barreto de Vilhena (PROMEC/UFRGS)

Prof. Dr. Acir Mércio Loredou-Souza (LAC/UFRGS)

Prof. Dr. Rogério José Marczak  
Coordenador do PROMEC

Porto Alegre, 28 de Outubro de 2013

## AGRADECIMENTOS

Agradeço

A meus pais Miguel e Clarice que sempre me deram total apoio em todas as empreitadas da vida. A Cecília Ferro da Cunha que foi uma companheira incansável durante a graduação e mestrado e também nas intermináveis correções deste texto. A Nancy Dorado Dias que consegui o milagre de dar uma sentido coerente ao texto.

Aos meus irmãos Daniel Gonçalves Alves, Andréa Kerber e Marllon Leal pela paciência e entender o meu sumiço durante estes anos.

Também lembro neste momento dos pesquisadores que me ajudaram neste caminho, meu agradecimento ao meu orientador Prof. Dr Bardo Ernst Josef Bodmann, que topou este novo desafio e me manteve no rumo da pesquisa, a *Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>.* Adriane Prisco Petry, minha coorientadora que colaborou para a união as ideias da dinâmica atmosféricas com a microescala, ao Prof. Dr Marcelo Romero de Moreas que foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho, ao Dr. Umberto Rizza pelos inúmeros conselhos sobre o WRF, ao Dr. Leonardo Trindade pelas conversas e ensinamentos, ao Prof. Dr Edgar Pereira que consegui transformar simples dúvidas maravilhosas aulas e o Prof. Dr Davidson Moreira meu orientador e grande amigo da graduação.

Aos colegas do GENuc e GESTE, principalmente a Debora Gisch, Jaqueline Fischer e Cibele Ladeia que tentaram mostrar os benefícios da elegância matemática do LaTeX. Aos colegas Celina Ceolin e Marcelo Schramm pela ajuda na utilização do Scilab, também aos amigos Dalmedson Freitas, Gustavo Fleck, Jose Leandro, André Contini e José Ernesto Nadalon pelo apoio.

A banca da defesa Prof. Dr. Acir Mércio Loredo-Souza, Prof Dr. Gilberto Fisch e Prof. Dr Marco Tullio Menna Barreto de Vilhena pelas valiosas colaborações.

Meu muito obrigado a todos.

## RESUMO

### AVALIAÇÃO DE MODELOS METEOROLÓGICO DE MESOESCALA EM PROJETOS DE ENERGIA EÓLICA

O estudo consiste na comparação dos resultados das simulações do modelo Weather Research and Forecasting (WRF) com medições de vento realizadas por uma torre anemométrica e dados fornecidos pelo Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) por um período de 24 meses.

O litoral do Rio Grande do Sul é uma região de grande potencial eólico e vem sendo monitorado através de torres anemométricas por vários desenvolvedores de projetos eólicos. Com isso, o objetivo deste trabalho é empregar o modelo WRF, para que sirva de apoio às medições e atue de forma complementar no sentido de reduzir os riscos nas previsões sobre potencial eólico.

É importante reproduzir os momentos estocásticos para obter uma ideia sobre a variabilidade da intensidade do vento e sua direção, de acordo com a linha temporal. As linhas temporais do passado que via semelhança, tem concordância com os padrões já existentes, servem para reproduzir séries futuras. Supondo que, as alterações climáticas sejam lentas, o provável que estas linhas reescaladas, as quais tem concordância do passado, poderão ter concordância com o futuro, sendo assim, o mais importante é acertar os momentos estocásticos da distribuição e não somente os valores absolutos.

Os resultados concordaram com os dados observados, validando a metodologia aplicada na representação de ventos da região. Com isso permitirá desenvolver séries temporais de longo prazo, ajudando no conhecimento da climatologia local e reduzindo as incertezas dos projetos eólicos, além de fornecer um banco de dados para modelos estocásticos de distribuição de energia.

Palavra-chave: Anemômetros, Energia Eólica, Modelos matemáticos, Previsão de ventos, WRF-ARW.

## **ABSTRACT**

### **EVALUATION OF MODELS MESOSCALE METEOROLOGICAL IN WIND ENERGY PROJECTS**

The present work consists in a comparison of results from model simulations by the Weather Research and Forecasting (WRF-ARW) program with wind measurements by an anemometer tower and data provided by the Meteorological Database for Education and Research (BDMEP) for a period of 24 months.

The coast of Rio Grande do Sul is a region of high wind potential and is being monitored by anemometric towers by several developers of wind park projects. Thus, the objective of this work is to employ the WRF model as a support for measurements and a complement that shall help to reduce risks in predictions of site dependent wind potentials.

It is important to reproduce the stochastic time sequences in order to get an idea about the variability of the wind speed and direction in accordance with the temporal line. The comparison of timelines of the past that showed similarity is consistent with already existing standards, and thus is able to generate future time series. Assuming that climate change is slow, rescaled sequences from the past are likely show correlation for lines in the future. Thus, for the set of stochastic time distribution it is important to consider not only the absolute values but also fluctuations.

The results agree with the observed data, validating the methodology applied in the representation of winds in the region. With these series we will develop long-term time sequences, contributing to knowledge of the local climatology and reducing the uncertainties of wind farm projects and provide a database for stochastic models of power distribution.

Keyword: Anemometers, Wind Energy, Mathematical models, Wind forecast, WRF-ARW.

## ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1	Planejamento do Sistema Elétrico Aplicado à Energia Eólica.....	3
1.1.1	Função Planejamento .....	3
1.2	Revisão Bibliográfica.....	4
1.3	Objetivos .....	6
<b>2</b>	<b>O VENTO</b> .....	<b>8</b>
2.1	Climatologia .....	8
2.2	O vento .....	9
2.2.1	Velocidade do vento .....	11
2.2.2	Direção do vento.....	12
2.3	Camada Limite Atmosférica (CLA) .....	13
2.3.1	Dinâmica da Camada Limite Atmosférica .....	16
2.3.2	Turbulência na Camada Limite Atmosférica .....	18
2.3.3	Modelos de Camada Limite Atmosférica (CLA) .....	19
2.4	Dinâmica Atmosférica.....	20
2.5	Medição do Vento .....	21
2.5.1	Instrumentação .....	21
2.5.2	Tipos de Anemômetros .....	22
2.5.3	Sistema de Sensoriamento Remoto.....	23
<b>3</b>	<b>MODELO DE MESOESCALA</b> .....	<b>26</b>
3.1	Weather Research and Forecasting (WRF) .....	26
3.1.1	Equações Primitivas.....	27
3.2	WPS .....	30

3.2.1	GEOGRID.EXE .....	30
3.2.2	UNGRIB.EXE.....	31
3.2.3	METGRID.EXE.....	31
3.3	WRF.....	31
3.3.1	ARWpost .....	32
3.3.2	Camada Superficial .....	34
3.3.3	Modelo de Superfície do Solo.....	36
3.3.4	5-layer thermal diffusio .....	37
3.3.5	Camada Limite Planetária .....	37
3.4	Microfísica .....	39
3.4.1	WRF Single-Moment 3-class (WSM3).....	40
3.4.2	WSM5 .....	40
<b>4</b>	<b>ENERGIA EÓLICA.....</b>	<b>42</b>
4.1	Campanha de Medição .....	42
4.2	Potência do Vento .....	43
4.3	Distribuição de Weibull .....	45
4.4	Topografia e Rugosidade do Terreno.....	47
4.4.1	Rugosidade do Terreno .....	49
4.5	Conversão de Energia Eólica.....	55
4.5.1	Mecânicas de Conversão de Energia.....	55
4.5.2	Limite de Lancherster-Betz-Joukowsky .....	55
4.5.3	Fator de Capacidade (FC) .....	57
4.6	Avaliação dos Recursos Eólicos .....	58
4.6.1	Método Medição-Correlação-Predição (MCP) .....	59
<b>5</b>	<b>METODOLOGIA .....</b>	<b>60</b>
5.1	Metodologia das Simulações .....	60
5.2	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa .....	61
5.2.1	Conteúdo do BDMEP .....	62
5.3	Dados Experimentais .....	62
5.4	Localização .....	63

5.5	Climatologia do Rio Grande do Sul.....	64
5.6	Geologia e relevo .....	64
5.7	Planície Costeira .....	64
5.8	Modelo de Avaliação Preliminar .....	65
5.8.1	Scilab.....	65
5.8.2	Modelo de Avaliação Preliminar .....	66
5.9	WRPLOT .....	66
5.10	Grandezas Estatísticas .....	68
5.10.1	MAE .....	68
5.10.2	RMSE .....	69
5.10.3	BIAS .....	69
5.10.4	Índice de Concordância .....	69
5.10.5	Desvio Padrão .....	69
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>71</b>
<b>7</b>	<b>CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS.....</b>	<b>106</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>107</b>
	<b>APÊNDICES.....</b>	<b>114</b>
<b>I</b>	<b>NAMELIST.WPS.....</b>	<b>114</b>
I.1	Namelist.wps.....	114
<b>II</b>	<b>NAMELIST.INPUT.....</b>	<b>116</b>
II.1	Namelist.input .....	116

## LISTA DE SÍMBOLOS

### 1. Caracteres Arábicos

<i>ANEEL</i>	Agencia Nacional de Energia Elétrica
<i>ONS</i>	Operador Nacional do Sistema Elétrico
<i>Abeeolica</i>	Associação Brasileira de Energia Eólica
<i>GWEC</i>	Global Wind Energy Council
<i>INMET</i>	Instituto Nacional de Meteorologia
<i>CLC</i>	camada limite convectiva
<i>CLE</i>	camada limite estável
<i>CLN</i>	camada limite noturna
<i>CLP</i>	camada limite atmosférica
<i>CLP</i>	camada limite planetária
<i>CLR</i>	camada limite residual
<i>CLS</i>	camada limite superficial
<i>CM</i>	camada de mistura
<i>E</i>	energia gerada no período de tempo ( <i>MWh</i> )
<i>P</i> =	potência disponível no vento ( <i>W</i> );
$\dot{m}$ =	fluxo de massa do ar ( <i>kg/s</i> );
$\rho$ =	massa específica do ar ( <i>kg/m<sup>3</sup></i> );
<i>A</i> =	área da seção transversal ( <i>m<sup>2</sup></i> )
<i>FC</i>	fator de capacidade
<i>TKE</i>	energia cinética turbulenta
<i>g</i>	aceleração da gravidade
<i>H<sub>s</sub></i>	altura da fonte ( <i>m</i> )
<i>k</i>	constante de Von-Kármán
<i>K</i>	fator de forma
<i>c</i>	fator de escala ( <i>m/s</i> )

$L$	comprimento de Monin-Obukov ( $m$ )
$n$	freqüência ( $s$ )
$n'$	freqüência adimensional
$N$	número de autovalores
$N_i$	norma $L^2$
$MAE$	desvio médio absoluto
$RMSE$	erro médio quadrático
$BIAS$	erro sistemático ou tendenciosidade
$STDE$	desvio padrão
$Q$	intensidade da fonte ( $g/s$ )
$t$	tempo ( $s$ )
$U$	velocidade média do vento orientado na direção $x$ ( $m/s$ )
$w_*$	escala de velocidade convectiva ( $m/s$ )
$z$	altura acima da superfície ( $m$ )
$z_0$	comprimento de rugosidade aerodinâmico ( $m$ )
$z_i$	altura da camada limite convectiva ( $m$ )
$ZE$	camada interfacial ou zona de entranhamento
$(\overline{w\theta})$	fluxo de calor turbulento na superfície

## 2. Caracteres Gregos

$\alpha$	coeficiente de atrito
$\beta_i$	razão das escalas de tempo Lagrangeana e Euleriana
$\delta$	função delta de Dirac
$\epsilon$	taxa média da dissipação da energia cinética turbulenta
$\psi$	termo de correlação do calor do solo no comportamento da camada limite
$\psi_m$	função estabilidade
$\sigma_i$	desvio padrão Euleriano da velocidade do vento turbulento
$\sigma_i^2$	variância generalizada
$\vartheta$	temperatura potencial média
$\eta$	Pressão na Superfície terrestre
$\Gamma$	função Gama da velocidade

## ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Previsão de Capacidade acumulada de 2012 a 2017. [GWEC] . . . . .	2
2.1	Tipos Climáticos do Brasil.[Mendonça, 2007] . . . . .	8
2.2	Variação da velocidade do vento em algumas horas medida em torre anemométrica . . . . .	11
2.3	Isopletas da velocidade básica $V_0$ (m/s).[NBR 6123, 1988] . . . . .	12
2.4	Rosa dos ventos . . . . .	13
2.5	Evolução temporal da CLA. [Stull, 1988] . . . . .	15
2.6	Anemômetro de copo [Ammonit, 2013]. . . . .	24
2.7	Exemplo de Sodar [SECONDWIND, 2013]. . . . .	24
2.8	Exemplo de Lidar [SECONDWIND, 2013]. . . . .	25
3.1	Malha horizontal e vertical do WRF-ARW onde $u$ , $v$ e $w$ são os três componentes do vetor velocidade [Skamarock et al., 2008] . . . . .	28
3.2	Coordenadas $\eta$ ARW. [Skamarock et al., 2008] . . . . .	29
3.3	Diagrama do Modelo WRF-ARW V3. Adaptado de [Wang et al., 2012] . . . . .	29
4.1	Exemplo de torre e distribuição dos instrumentos de medição.[EPE, 2012] . . . . .	43
4.2	Área varrida pelo rotor. [Burton et al., 2011] . . . . .	44
4.3	Distribuição de Weibull com $c=8m/s$ e fator de forma K variável. . . . .	46
4.4	Desenvolvimento do Perfil de Velocidade Sobre Colinas. [Stangroom, 2004] . . . . .	48
4.5	Perfil vertical da velocidade do vento desde a superfície até a altura do vento geostrófico. O comprimento da Rugosidade ( $Z_0$ ) é a altura onde a velocidade é nula.[Pinto, 2013] . . . . .	49
5.1	Mapa da região de simulação . . . . .	61
5.2	Mapa Físico do Rio Grande do Sul. [IBGE, 2004] . . . . .	63
5.3	Relevo Rio Grande do Sul.[ATLASRS, 2002] . . . . .	65
5.4	Velocidade do Vento a 100m. [ATLASRS, 2002] . . . . .	66

5.5	Velocidade do Vento a 100m detalhe da área. [ATLASRS, 2002] . . . . .	67
6.1	Comparativo dos Histogramas de Distribuição do Vento em uma Torre Anemométrica e a Simulação a 100m. . . . .	72
6.2	Série temporal da velocidade do vento em 3000h a 100m. . . . .	74
6.3	Série temporal da velocidade do vento em 1500h a 100m. . . . .	75
6.4	Comparativo da velocidade do vento observações versus simulação . . . . .	77
6.5	Comparativo dos Histogramas de Distribuição do Vento na Estação Meteorológica e a Simulação a 10m. . . . .	79
6.6	Série temporal da velocidade do vento em 300h a 10m. . . . .	80
6.7	Médias mensais da Torre e Simulação. . . . .	82
6.8	Rosa dos Vento 100m ciclo 01 (a)Dados Observados (b)Dados Preditos. . . . .	83
6.9	Rosa dos Vento 100m ciclo 02 (a)Dados Observados (b)Dados Preditos. . . . .	83
6.10	Série temporal da direção do vento em 3000h a 100m. . . . .	85
6.11	Série temporal da direção do vento em 1500h a 100m. . . . .	86
6.12	Série temporal da direção do vento em 3000h a 10m. . . . .	87
6.13	Ciclo completo das Temperaturas em duas diferentes alturas simuladas . . . . .	89
6.14	Temperatura em duas diferentes alturas simuladas . . . . .	90
6.15	Comparativo da pressão atmosférica entre a estação meteorológica e o WRF. . . . .	92
6.16	Pressão atmosférica em três diferentes alturas Simuladas . . . . .	93
6.17	Perfil vertical do Vento calculado com a Lei Logarítmica e com a Lei Potencial. . . . .	96
6.18	Curva de potência de máquinas comerciais . . . . .	98
6.19	Distribuição de densidade de potência na torre e no WRF a 100m. . . . .	100
6.20	Campo médio da Velocidade de Vento em 12 meses a 100m. . . . .	101
6.21	Campo médio da Velocidade de Vento no verão a 100m. . . . .	102
6.22	Campo médio da Velocidade de Vento no outono a 100m. . . . .	103
6.23	Campo médio da Velocidade de Vento no inverno a 100m. . . . .	104
6.24	Campo médio da Velocidade de Vento na primavera a 100m. . . . .	105

## ÍNDICE DE TABELAS

2.1	Características principais das escalas atmosféricas . . . . .	20
2.2	Tabela de Beaufort . . . . .	21
3.1	Parametrizações físicas do WRF . . . . .	33
3.2	Parametrizações Microfísica WRF . . . . .	33
3.3	Parametrizações físicas disponíveis no WRF . . . . .	33
4.1	Classificação da rugosidade da superfície [NBR 6123, 1988] . . . . .	51
4.2	Coefficiente de atrito para vários tipos de terrenos. [Pinto, 2013] . . . . .	53
4.3	Valores aproximados para o expoente de Hellman. [Pinto, 2013] . . . . .	53
5.1	Dados Experimentais . . . . .	62
5.2	Dados de leitura do modelo de avaliação preliminar . . . . .	66
5.3	Dados de cálculo de modelo de avaliação preliminar . . . . .	67
6.1	Médias e Desvios . . . . .	71
6.2	Dados Estatísticos . . . . .	76
6.3	Médias e Desvio Direção . . . . .	88
6.4	Dados Estatísticos Direção . . . . .	88
6.5	Parâmetros Meteorológicos . . . . .	94
6.6	Fator de Escala ( $A$ )( $m/s$ ) e Fator de forma ( $k$ ) . . . . .	94
6.7	Parâmetros de Rugosidade . . . . .	94
6.8	Fator de Capacidade e Potência . . . . .	97
6.9	Parametrização Utilizada . . . . .	102

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

A utilização das energias renováveis em complemento aos combustíveis fósseis é viável, vantajosa e necessária por razões ambientais e climáticas. A utilização de energias alternativas não pressupõe o abandono dos recursos tradicionais, mas sim sua complementaridade, apesar disso a sua capacidade não deve ser subestimada.

Além de serem praticamente inesgotáveis, as energias renováveis podem apresentar impacto ambiental baixo. O desenvolvimento das tecnologias para o aproveitamento das fontes renováveis poderá beneficiar, através da autonomia energética e ausência de poluição, a melhoria global da qualidade de vida dos habitantes.

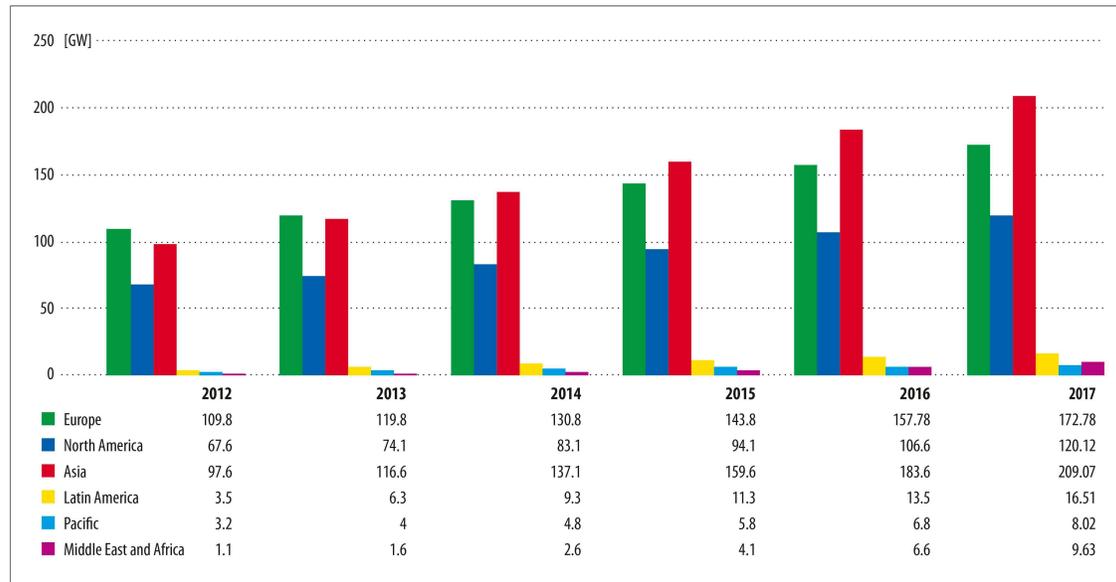
A energia eólica é, atualmente, a fonte de geração de energia elétrica que mais cresce no Brasil. Em 2009 quando o governo brasileiro tomou uma série de medidas de incentivos para introduzir a energia eólica na matriz elétrica brasileira, segundo a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) os leilões de energia já contrataram cerca de 6,7GW de potência instalada.

Hoje, a eólica é a mais competitiva dentre todas as fontes de energia elétrica, perdendo apenas para grandes usinas hidrelétricas, as quais são cada vez mais difíceis de serem instaladas, devido às questões ambientais no Brasil.

A *Global Wind Energy Council (GWEC)* estima que a produção acumulada para a América Latina, em 2013, chegará a 6,3 mil MW (Figura 1.1). E a Associação Brasileira de Energia Eólica (Abeeólica) prevê cerca de 6,7GW de potência nova, já contratada, que deve ser instalada nos próximos anos garantiram negócios na ordem de US\$15bi nos próximos anos.

O potencial *onshore* da energia eólica brasileira é estimada em 300GW. sendo que a contribuição predominante é a do litoral e a expectativa do setor elétrico brasileiro é de

Cumulative Market by Region 2012-2017



Source: GWEC

Figura 1.1 – Previsão de Capacidade acumulada de 2012 a 2017. [GWEC]

contratar pelo menos 2,5 GW por ano até 2020, acrescentando, a partir de 2012, mais 20GW de energia eólica ao sistema e movimentando cerca de US\$50bi.

Para obter conhecimento básico de desenvolvimento da técnica de avaliação da dinâmica atmosférica, da turbulência e suas aplicações em energia eólica, será examinado o desempenho da simulação de modelos de mesoescala e suas aplicações em projetos de energia eólica.

A compreensão dos padrões de vento é crucial para o sucesso no desenvolvimento de novos parques eólicos. O fator de capacidade (FC) dos parques eólicos influencia diretamente a viabilidade técnica e econômica dos projetos. Segundo relatório da Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) de janeiro de 2013, o FC anual médio, para parques no sul do país, estava estimado em torno de 34,5%, ao passo que o valor verificado estava em 32,87% que é uma diferença normalizada (Equação 1.1) é 4,7% no fator de capacidade esperado.

$$Dif_n = \frac{(FC_{estim} - FC_{verif})}{FC_{estim}} \quad (1.1)$$

onde  $FC_{estim}$  é o fator de capacidade estimado e o  $FC_{verif}$  é o fator de capacidade verificado.

## 1.1 Planejamento do Sistema Elétrico Aplicado à Energia Eólica

O planejamento no setor elétrico envolve a determinação de uma estratégia de expansão do sistema que permita atender à demanda futura de energia. Divide-se o planejamento do sistema elétrico em dois itens:

- Planejamento de Expansão: projeta a demanda de energia e formula uma estratégia de expansão que permita atender a demanda projetada de forma segura e econômica;
- Planejamento de Operação: baseia-se na estratégia de expansão para atender à demanda, de modo a minimizar o custo de operação para um nível de segurança preestabelecido.

O planejamento trata da ampliação da capacidade instalada do sistema, em concordância com o Plano Decenal de Energia [Tolmasquim et al., 2012], que define as licitações de usinas e linhas de transmissão.

### 1.1.1 Função Planejamento

O Planejamento da expansão tem como objetivo determinar a data de entrada em operação dos empreendimentos necessários para atender o crescimento da demanda de energia, tanto no que se refere às usinas, em caráter indicativo, quanto ao sistema de transmissão, em caráter determinativo [Tolmasquim, 2011].

Os critérios para garantia de suprimento podem ser classificados, quanto ao tipo de suprimento, em:

1. Energia;
2. Potência.

Os indicadores de confiabilidade são classificados como:

1. Determinísticos: usados no planejamento da transmissão (Linhas ociosas, por exemplo);
2. Probabilísticos: usados no planejamento da geração (Risco de déficit, por exemplo).

O planejamento da operação é um processo bastante complexo, devido à dimensão dos sistemas reais, ao número elevado de variáveis de decisão, aos recursos limitados e às inúmeras incertezas. Por essa razão, ele é dividido em vários estágios para melhor compreensão do problema, considerando em cada um deles um horizonte de tempo diferente, bem como diferentes objetivos e modelos. Nessas diferentes etapas, as empresas do setor elétrico são coordenadas para obter a utilização dos diferentes recursos do sistema de uma forma econômica e garantir o atendimento do mercado com qualidade.

## 1.2 Revisão Bibliográfica

Os fenômenos de mesoescala têm dimensões da ordem de 1km até cerca de 100 km, a duração característica é da ordem de 1 hora a 1 dia. Nessa categoria são enquadrados os fenômenos: tornados, linhas de instabilidade, tempestades isoladas, conjuntos ou sistemas de nuvens, ilhas de calor e brisas.

No trabalho de Yim [Yim et al., 2009] são combinadas observações históricas e estado da arte dos modelos numéricos de mesoescala para mapear a distribuição espacial dos recursos eólicos em alta resolução e para ajudar a promover uma compreensão mais profunda do potencial de energia eólica sobre o sul da China.

Também no artigo de [Carvalho et al., 2012] foi avaliada a performance do modelo WRF em simulação numérica e física de ventos para energia eólica em uma área de terreno complexo em Portugal.

Em [Mendes, 2011] foi utilizado o Modelo Atmosférico WRF com uma proposta de metodologia nacional, adaptada as condições climático-ambientais brasileiras, para o levantamento e previsão de recursos eólicos para o estado de Minas Gerais.

No artigo da AWS Truepower [Beaucage et al., 2012] é realizado um comparativo de diferentes modelos numéricos de escoamento de vento, tais como WASP (modelo de escoamento linear [Jackson e Hunt, 1975]), Meteodyn WT (modelo CFD), WindMap/openWind Enterprise, SiteWind (acoplamento de modelos de mesoescala Previsão Numérica do Tempo - NWP, sigle em inglês- com modelo de conservação de massa) e ARPS (acoplamento mesoescala NWP-LES). O artigo concluiu que a performance superior é a do acoplamento de todo os modelos NWP e sugere que a simulação correta de efeitos de estabilidade térmica e outros fenômenos relativos a gradientes de temperatura, desenvolvidos na simulação dinâmica de

mesoescala são importantes para entender o escoamento atmosférico.

Em [Byrkjedal e Berge, 2008] é discutido o mapeamento de recurso eólico na Noruega utilizando os modelos WRF e WAsP. Os resultados das simulações do WRF foram comparados com observações, obtendo-se coeficientes de correlação (R2) elevados (entre 0,8 e 0,9) bem como desvios das simulações relativamente às observações entre -3 a 25%, variando muito de local para local. Os autores concluíram que, em terrenos de topografia complexa (montanhas) o WRF tem tendência para subestimar a velocidade do vento. Depois, foram utilizados os resultados do WRF como dados de entrada para o WAsP, verificando-se uma redução dos desvios entre a velocidade simulada e observada.

O trabalho apresentado por [Soares et al., 2011] mostrou que os desvios globais entre a velocidade média do vento observada e simulada estavam dentro do esperado, indicando que os resultados de mesoescala podem ser adequados para a avaliação de recursos eólicos ou para a fase inicial de um projeto de parque eólico.

Os modelos de CFD têm sido amplamente utilizados para simular o comportamento do vento em uma determinada região. Esses modelos utilizam dados de entrada de alta resolução para descrever o comportamento de fluidos. Porém, os modelos de CFD nem sempre são capazes de capturar efeitos naturais de dimensões maiores, nesse caso surge a necessidade da utilização de outras ferramentas computacionais, como os modelos de mesoescala, de modo que esses fenômenos sejam incorporados às simulações de microescala realizadas pelos modelos de CFD.

Como é visto no trabalho de Hattori [Hattori et al., 2011], foram testados dois tipos diferentes de códigos de modelos: um derivado de um modelo de previsão numérica do tempo (PNT) e outro de uma dinâmica de fluidos computacional (CFD) modelo.

A utilização de WRF juntamente com CFD é observado no trabalho de [Meissner e As, 2011], onde há validação da realização de uma abordagem com séries temporais virtuais utilizando dados de WRF na modelagem CFD WindSim. A utilização do conjunto WRF-WindSim para modelar as médias de velocidades de vento reduz os erros em mais de 50% para locais de terrenos complexos, quando comparada com as medições reais dos locais. O erro do WRF e melhorias subsequentes destes usando WindSim foram as mais elevadas para os sites com o terreno mais complexo.

Em [VanLuvanee et al., 2009] são comparados diferentes métodos de avaliação do

recurso eólico, no entanto, neste trabalho, revela-se apenas os dados obtidos a partir do modelo de previsão numérica WRF. Os dados utilizados nessa avaliação são provenientes de torres meteorológicas que operam na América do Norte e encontram-se em tipos de terreno distintos. Os resultados do modelo foram comparados com os dados reais, apenas em dois locais, tendo a medida de erro RMSE (root-mean-square-error) como parâmetro. Foi obtido um RMSE entre 5,8% e 7,2%. Os resultados foram inconclusivos uma vez que os locais tinham fraca variabilidade na velocidade do vento.

E finalmente em [3TIER, 2009], trabalho que tem por objetivo validar o mapa de ventos produzido para todo o globo com a resolução horizontal de 2 arco-segundos. A validação do mapa foi efetuada com recurso de mais de 4000 estações meteorológicas a 10 metros do solo do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) espalhadas por todo o globo. Foram utilizadas 2420 estações para avaliar o recurso na América do Norte, 304 para a América do Sul, 229 para África, 871 para a Europa, 289 para a Ásia e 42 para a Austrália, o que dá um total de 4155 estações na avaliação do mapa de vento global. O Bias varia entre  $-0,1m/s$  e os  $+0,6m/s$  e o RMSE entre  $0,77m/s$  e  $1,15m/s$ . Este trabalho levou à conclusão que o mapa de vento produzido pela 3TIER para todo o globo está bem representado para terreno simples. As discrepâncias são maiores quanto maior é a complexidade do terreno e quanto mais próximo à costa.

### 1.3 Objetivos

A presente dissertação tem como objetivo, avaliar potencial do modelo de mesoescala WRF-ARW para a utilização em projetos de energia eólica partido de uma comparação entre previsões do WRF-ARW e medições.

- Avaliação do desempenho do modelo WRF na previsão de ventos para projetos eólicos
- Comparação dos resultados gerados pelo modelo com:
  - Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMET-INMET)
  - Torre Anemométrica
- Deduzindo a partir destes dados a confiabilidade de simulação do fator de capacidade e da potência média

- Desenvolver um modelo de avaliação preliminar do potencial eólico para qualquer tipo de metodologia
- Buscando assim reduzir os riscos de erros no desenvolvimento de projeto em energia eólica e aumentar sua rentabilidade e eficiência

## CAPÍTULO 2

### O VENTO

#### 2.1 Climatologia

Devido a sua extensão territorial e à atuação dos elementos e dos fatores climáticos, o Brasil apresenta uma grande variedade de climas, (Figura 2.1). Contudo é assumido como um país tropical.

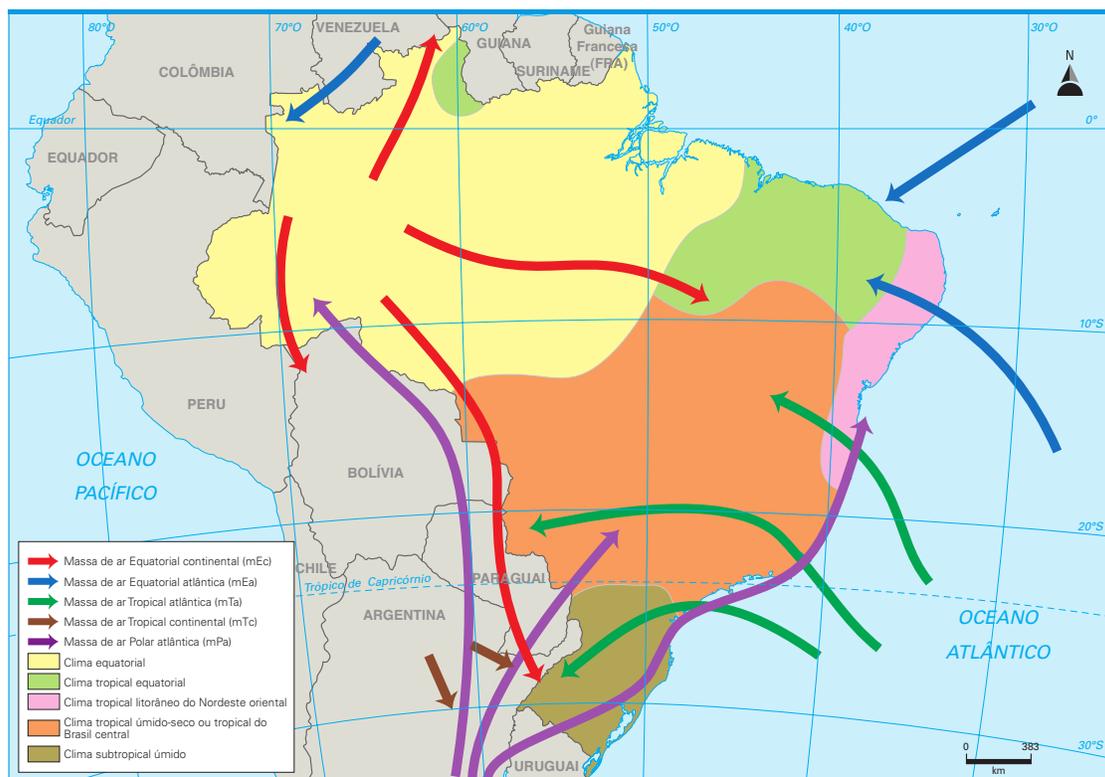


Figura 2.1 – Tipos Climáticos do Brasil.[Mendonça, 2007]

Esta informação está diretamente relacionada às características naturais da imensa

extensão do território brasileiro na faixa tropical que lhe confere aspectos particulares. A Configuração climatológica brasileira - sua tropicalidade - expressa-se principalmente na considerável luminosidade do céu (insolação) e nas consideráveis elevadas temperaturas aliadas à pluviosidade (clima quente e úmido), pois o País situa-se em uma área de maior recebimento de energia solar do planeta - a faixa intertropical [Mendonça, 2007].

A distribuição das formas de relevo (serras, planaltos, etc.), formando corredores naturais para o desenvolvimento de sistemas atmosféricos ou barreiras que dificultam a passagem de massas de ar, é um exemplo de conjugação de fatores que promovem a diversidade climática. Identificam-se cinco grandes tipos climáticos no Brasil, fundamentados principalmente na distribuição de temperatura e pluviosidade, associada às características geográficas e à dinâmica das massas de ar. Deve-se mencionar que esses grandes tipos climáticos apresentam subtipos, classificados conforme a distribuição das chuvas.

A climatologia brasileira é favorável ao desenvolvimento da energia eólica, pois a grande insolação e a orografia colaboram para a formação de ventos característicos com grande densidade de potência para a geração de energia.

## **2.2 O vento**

Os ventos são deslocamentos de ar no sentido horizontal, originários de gradientes de pressão. A intensidade e a direção dos ventos são determinadas pela variação espacial e temporal do balanço de energia na superfície terrestre, que causa variações no campo de pressão atmosférica, gerando os ventos. O vento se desloca de áreas de maior pressão para áreas de menor pressão, tendo velocidades muito variáveis, abrangendo áreas cujas amplitudes são igualmente diversas.

Para compreendermos a formação dos ventos é importante entendermos o comportamento do ar, que muda de acordo com a temperatura. O aquecimento da superfície terrestre faz com que a camada de ar próxima a ela se aqueça causando o afastamento entre as partículas que a compõem. Conseqüentemente, no mesmo espaço ocupado pela camada, antes do aquecimento, teremos menor massa de ar e a camada ficará menos densa, acarretando uma diminuição da pressão atmosférica local.

Forma-se, então, um centro de baixa pressão. O ar frio, por sua vez, torna-se mais pesado, formando centros de alta pressão. Portanto, à medida que o ar quente sobe para

a atmosfera, o ar frio toma o seu lugar. Esta movimentação do ar origina os ventos, que sopram, na superfície da Terra, dos centros de alta pressão para os de baixa pressão e dependem também das condições geográficas, estações e micro climas.

A energia solar que chega à Terra é de aproximadamente 1,58 bilhão de  $TWh/ano$ , que corresponde a uma média de  $350W/m^2$  sobre a superfície do planeta. A radiação solar média recebida anualmente pela Terra é representada por 100% da intensidade. Dos 100% recebidos, 35% retornam ao espaço por algum processo de difusão (7% pelo espalhamento atmosférico, 24% devido à reflexão das nuvens e 4% por reflexão da superfície) e 65% é absorvido (17,5% pela atmosfera e 47,5% pelo solo). Deste total somente 3 a 5% da radiação que chega é convertida na energia cinética que provoca o movimento da atmosfera por meio de diferenças de temperatura, formando a base para a fonte da energia eólica.

A energia disponível no vento varia com o cubo da velocidade do vento, desse modo a compreensão das características do recurso eólico é fundamental em todos os aspectos da exploração da energia eólica. A partir da identificação de locais e previsões da viabilidade econômica adequadas de parque eólico, compreendendo também, seu efeito sobre as redes de distribuição de energia elétrica e consumidores.

Em grande escala, a variabilidade espacial descreve o fato de que há muitas diferentes regiões climáticas no mundo, algumas muito mais ventosas do que outras. Estas regiões são, em grande parte, ditadas pela latitude, o que afeta a quantidade de insolação. Dentro de qualquer uma das regiões climáticas há uma grande variação em uma escala menor ditada principalmente pela geografia física - a proporção de terra e mar, do tamanho de massas de terra e a presença de montanhas ou planícies, por exemplo. O tipo de vegetação pode também ter uma influência significativa através dos seus efeitos sobre a absorção e reflexão da radiação solar, que afeta as temperaturas de superfície e a umidade.

A velocidade do vento varia com o decorrer do tempo, em períodos menores do que um ano, as variações sazonais são mais previsíveis e podem ser entendidas por distribuições de probabilidade. Numa escala de tempo ainda menor do que um ano, existem as variações sinópticas que são associadas à passagens de sistemas climáticos e dependendo do local tornam-se bastante significativas as variações diárias [Burton et al., 2011].

### 2.2.1 Velocidade do vento

A Natureza estocástica do vento não é trivial e sua velocidade é uma variável aleatória contínua. Em tais casos é necessário discretizar os dados para facilitar a análise do vento, estas discretizações são mostradas na forma de histogramas.

A velocidade do vento varia em várias escalas: diurna, mensal e anual. A variação da velocidade do vento pode chegar a 10% entre o valor médio anual e a média de longo prazo (20 anos). A variação anual da velocidade do vento tem comportamento sazonal, isto significa que todo o ano o mesmo comportamento se repete, ou seja, o vento tende a obedecer um determinado perfil de velocidade. Durante o dia o vento também apresenta variações como mostra a Figura 2.2

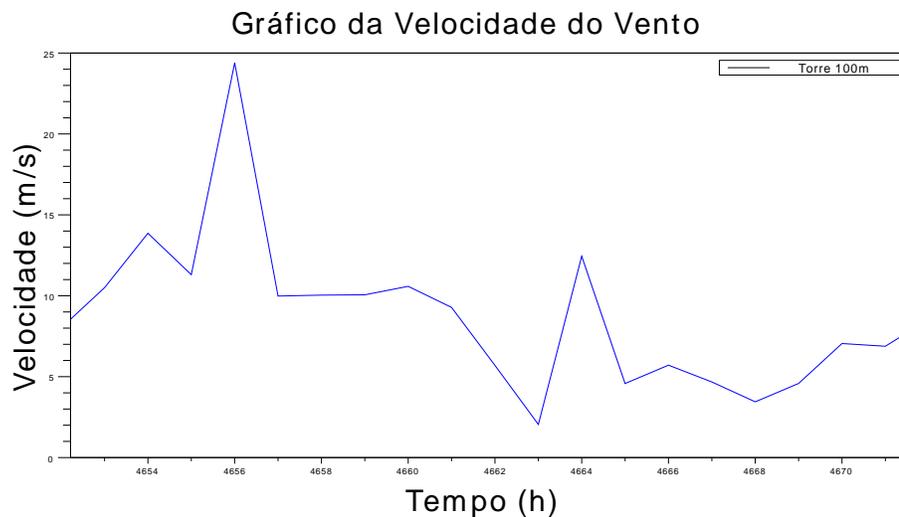


Figura 2.2 – Variação da velocidade do vento em algumas horas medida em torre anemométrica

A velocidade básica do vento,  $V_0$  (Fig. 2.3) \*, é a velocidade de uma rajada de 3s, excedida em média uma vez em 50 anos, a 10 m acima do terreno, em campo aberto e plano conforme a [NBR 6123, 1988].

---

\*A (Fig. 2.3) é apresentada no gráfico das isopletras da velocidade básica no Brasil, com intervalos de 5m/s

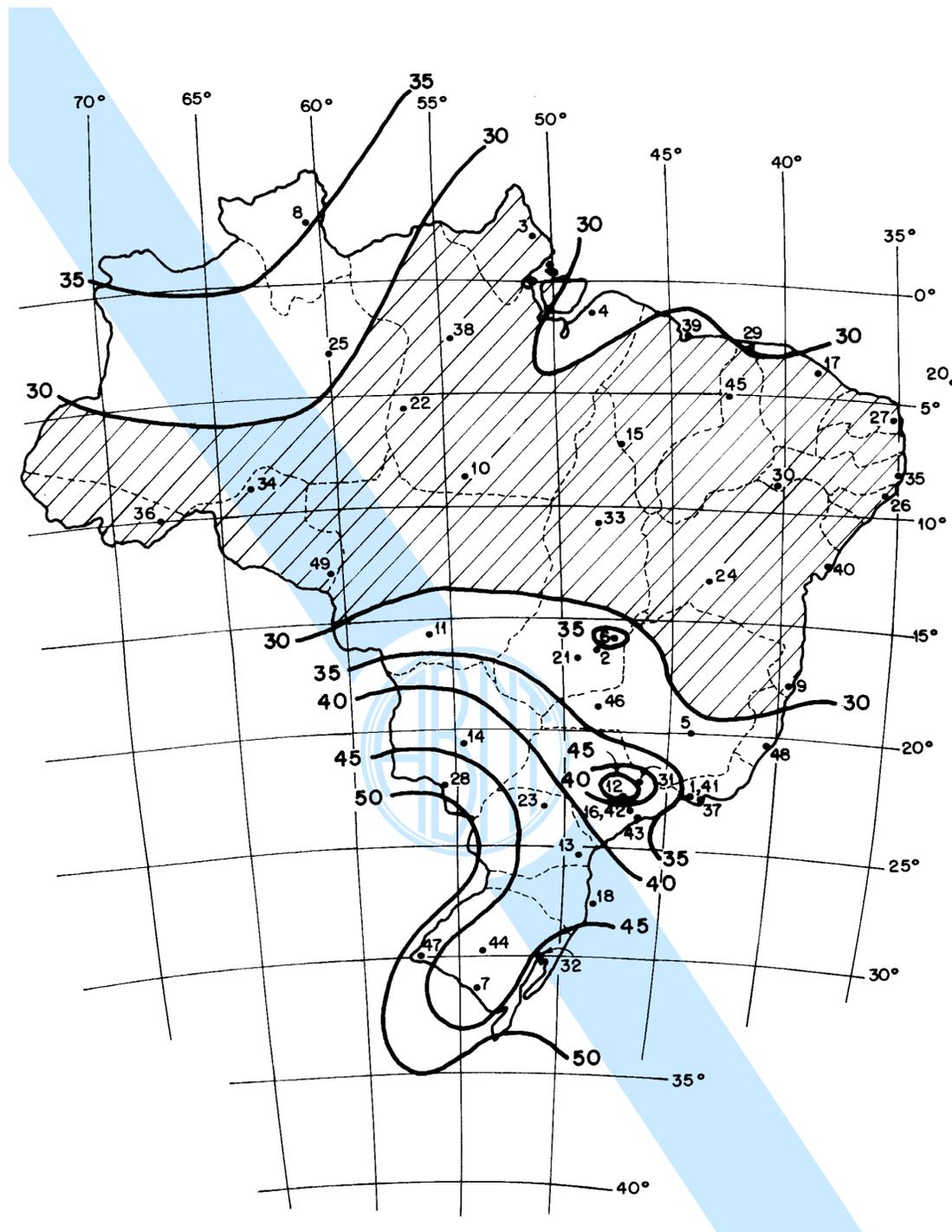


Figura 2.3 – Isopletas da velocidade básica  $V_0$ (m/s).[NBR 6123, 1988]

### 2.2.2 Direção do vento

A direção do vento é indicada pela direção de onde o vento é proveniente. Uma ferramenta conveniente para mostrar os dados do anemômetro é a rosa dos ventos, como

por exemplo, a Figura 2.4, que mostra como as frequências da velocidade e a direção do vento estão distribuídas em uma determinada área. Nela há 16 direções cardeais, podem se subdividir em 32 partes.

Cada círculo concêntrico representa uma frequência diferente, partindo do zero central e aumentando a frequência até os círculos mais externos. Uma rosa dos ventos pode conter informações adicionais, na qual cada parte é dividida em um código de cores que mostra as faixas de velocidade do vento e o percentual de tempo que o vento sopra em uma direção.

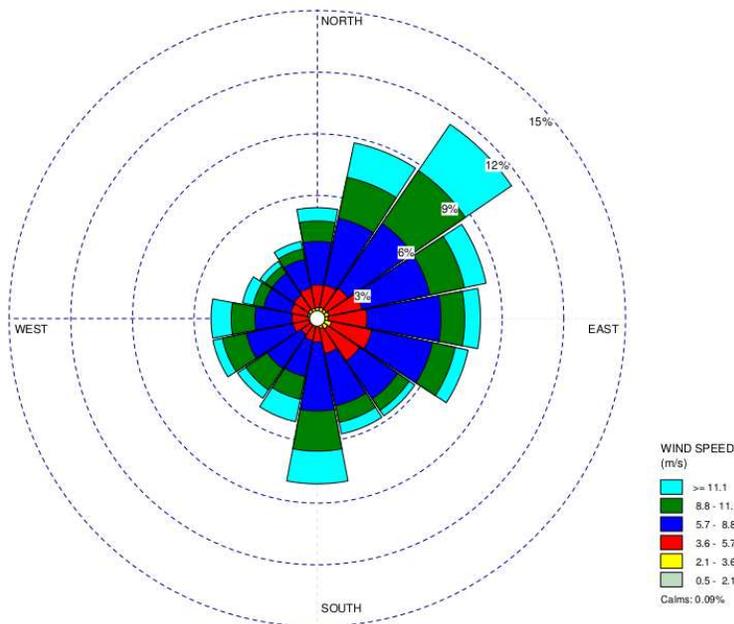


Figura 2.4 – Rosa dos ventos

A análise da rosa dos ventos é útil para determinar o posicionamento dos aerogeradores, pois, se uma boa parte de energia do vento vem de uma determinada direção, o desenho do parque deve buscar a mínima obstrução desta direção.

### 2.3 Camada Limite Atmosférica (CLA)

A troposfera é a região da atmosfera que vai desde a superfície até cerca de 11Km de altura. Está dividida em duas partes: a Camada Limite Atmosférica (CLA), que é a região que vai desde a superfície até aproximadamente 3km e o restante da troposfera, que

é denominada atmosfera livre.

A CLA pode ser descrita como uma fina camada próxima à superfície terrestre em que o escoamento apresenta um elevado número de Reynolds pela velocidade do vento, onde a turbulência gera transporte de energia, massa e quantidade de movimento entre a superfície e a atmosfera.

A CLA é a região da atmosfera mais diretamente influenciada pela superfície da terra e que responde as forçantes superficiais tais como os fluxos de calor, umidade, quantidade de movimento, emissão de poluentes e modificações de escoamento induzidas pelo terreno, em uma escala de tempo de uma hora ou menos. A espessura da CLA varia de 100 a 3000m de altura a partir da superfície e é uma função direta das forças térmicas e mecânicas (produção de turbulência pode ocorrer por empuxo e/ou cisalhamento do vento).

As alterações na superfície do terreno, tais como rugosidade e temperatura, afetam diretamente o comportamento da CLA. Essa influência gera fluxos de calor (Latente e Sensível) que interagem com a parte baixa da troposfera, gerando assim processos turbulentos que exercem diversas alterações sobre a dinâmica da CLA. A integração entre os fenômenos térmicos e dinâmicos é responsável pelo movimento e transferências de energia na direção vertical.

A alteração em sua espessura está relacionada à variação de temperatura. A variação de temperatura apresentada pela CLA é pouco influenciada pela radiação direta do Sol, pois pouco desta energia é absorvida pelo ar. A radiação difusa e do solo são as maiores responsáveis pelo aquecimento do ar na CLA. Em geral dias mais quentes geram atividades mais intensas de turbulência devido aos seus efeitos convectivos, uma vez que, as massas de ar quente tendem a subir tomando o lugar de massas mais frias. A variação da emissividade do solo é a principal fonte de turbulência e diferenças de pressão, sendo aquela turbulência um dos mais importantes processos de transporte usados para definir a CLA.

A CLA se subdivide, de acordo com os processos físicos envolvidos (turbulência mecânica e/ou convectiva), em camada limite convectiva, camada residual noturna e camada limite estável ou noturna (Figura 2.5).

A **camada limite convectiva** (CLC) é provocada pelo aquecimento diurno da superfície. O aquecimento da superfície da terra forma termas de ar quente que se elevam, modificando o topo da CLA. Essa estrutura convectiva dura o dia todo e cessa com o pôr-

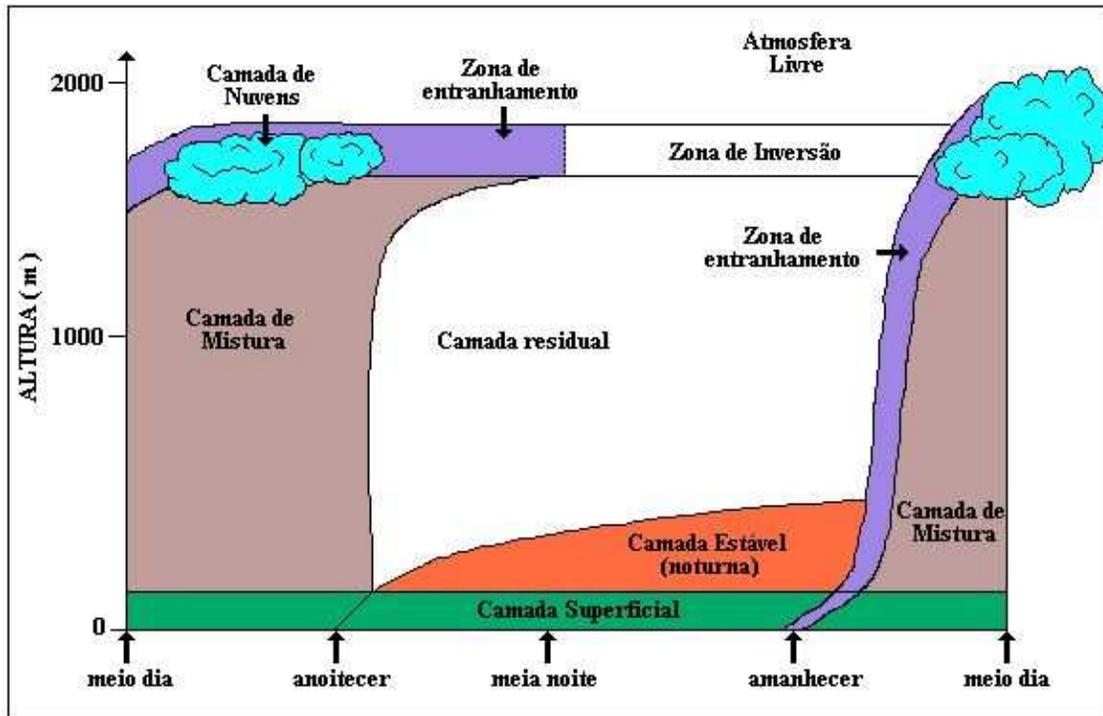


Figura 2.5 – Evolução temporal da CLA. [Stull, 1988]

do-sol.

Por volta de meia hora antes do pôr-do-sol, as termas cessam, permitindo que a turbulência decaia. O resultado é uma camada de ar que é denominada de **camada limite residual** (CLR), pois suas características permanecem as mesmas do decaimento recente da camada convectiva. Esta camada não tem contato com o solo, pois se encontra acima da camada limite estável.

A **camada limite estável** (CLE) ou noturna (CLN) ocorre quando a superfície terrestre se resfria. Este resfriamento provoca um fluxo de calor negativo que extrai energia cinética dos grandes turbilhões permitindo, somente, que pequenos turbilhões sobrevivam. Portanto, a turbulência na CLE é menos intensa que na CLC, conseqüentemente, poluentes emitidos dentro da CLE se dispersam lentamente na horizontal (efeito dos ventos). Essa camada alcança uma altura de 100 a 300m e é formada por pequenos turbilhões que agem localmente.

## Estrutura da Camada Limite Atmosférica (CLA)

Devido à turbulência ser essencialmente tridimensional e formada por diferentes escalas existentes na CLA, torna-se relevante dividir a camada em subcamadas definidas com características e fenômenos distintos. O comportamento dessa estrutura varia durante a noite e em dias ensolarados devido à presença ou não de forças convectivas e deve ser estudado de forma individualizada. Em função da forte ligação entre o desenvolvimento da CLA diurna e a convecção, ela é comumente chamada de camada limite convectiva, CLC, e é composta por 3 subcamadas:

1. Subcamada laminar ou viscosa, SCL/SCV: consiste em uma camada de apenas alguns micrômetros, onde a troca de calor latente, sensível e de poluentes ocorre via movimento molecular.
2. Camada limite superficial, CLS: consiste em uma camada de cerca de 10 % do tamanho da CLA e as suas características são relacionadas com a estrutura do vento, que é alterada pela natureza da superfície da terra e pelo gradiente horizontal de temperatura.
3. Camada de mistura, CM: consiste em uma camada de aproximadamente 3 km (podendo variar em função da hora e local) onde as tensões cisalhantes são variáveis e a estrutura de vento é forçada pela fricção, gradientes de pressão e rotação da terra.

Outros fatores proporcionados pelo deslocamento de massa são a velocidade e direção do vento sobre os diversos tipos de terrenos, sendo frequente a direção do vento divergir da direção na tropopausa em  $180^\circ$  [Stangroom, 2004].

### 2.3.1 Dinâmica da Camada Limite Atmosférica

O escoamento na atmosfera apresenta três categorias de vento:

Ventos médios;

Ventos turbulentos;

Ventos oscilantes (ondulatórios).

Cada um pode existir com ou sem a presença do outro, sendo que o transporte da quantidade de movimento, assim como a umidade, o calor e o poluente é realizado por ventos médios horizontais (advecção), enquanto o transporte na vertical é realizado pela turbulência.

Ventos horizontais na ordem de 2 a  $10\text{m/s}$  são comuns na CLA, sendo afetados pelo atrito com diminuição de sua velocidade próximo a superfície. Ventos verticais médios são muito fracos, frequentemente na ordem de milímetros para centímetros por segundos.

Ventos oscilatórios são frequentemente observados na CLA noturna (CLN). Oscilações ocorrem tipicamente quando as perturbações na densidade ou pressão são pequenas, transportando menos calor, umidade e outros escalares, como poluentes. No entanto, são efetivos no transporte de quantidade de movimento e energia, podendo se propagar a grandes distâncias da fonte, tais como uma trovoadas ou explosões. Esse tipo de vento pode ser gerado localmente pelo cisalhamento do vento médio ou pela ação do escoamento médio sobre obstáculos.

A alta frequência de turbulência próxima à superfície da Terra é uma das características que faz a CLA diferente do resto da atmosfera. Fora da CLA a turbulência não é tão frequente, mas pode ser encontrada em fenômenos esporádicos como, por exemplo, um escoamento próximo a uma corrente de jato onde o forte cisalhamento do vento pode criar este efeito sendo observado em um dia de céu claro. Além deste fenômeno existem outros que podem levar o escoamento de laminar para turbulento.

Às vezes, ondas atmosféricas podem mudar o cisalhamento do vento em regiões localizadas. Esse fenômeno pode ser associado também com o transporte turbulento de calor e de poluentes. No entanto, ondas sem turbulência não seriam tão efetivas.

Uma aproximação comum para estudar turbulência ou ondas é considerar separadamente o escoamento e a perturbação, onde a temperatura é representada pela sua média, assim como a velocidade, enquanto que a perturbação pode representar o efeito da onda (quase linear) ou de turbulência (não-linear), sendo que esta última se sobrepõe a média do vento.

### 2.3.2 Turbulência na Camada Limite Atmosférica

A turbulência atua nos ventos médios como rajadas em um estado caótico e imprevisível. Seus vórtices possuem diferentes tamanhos, onde a sua potência pode ser acompanhada por um espectro de energia. Esses são gerados devido a forças resultantes da presença da superfície como, por exemplo, com o seu aquecimento em dias ensolarados, que causa correntes de ar quente que se deslocam para cima (termais). A força de atrito que atua no escoamento de ar sobre a superfície causa o desenvolvimento de cisalhamento, que frequentemente torna-se turbulento. Obstáculos como árvores, edifícios e picos desviam o escoamento causando ondas de turbulência na adjacência dos mesmos e no escoamento de vento descendente.

Desta forma, conclui-se que a turbulência na CLA é função do fluxo de calor sensível, podendo-se definir três tipos de camada em função do regime turbulento: a camada estável (CLE), que ocorre em situações de fluxo de calor de superfície negativo; a camada neutra (CLN) quando o fluxo térmico apresentar valores próximos a zero e a camada convectiva (CLC) quando o fluxo de calor for positivo. Como o fluxo de calor é determinado pela diferença de temperatura entre o solo e a atmosfera, em condições típicas (ou de céu limpo), relaciona-se a camada estável ao período noturno e a camada convectiva ao período diurno.

Entretanto, deve-se salientar que não são tão raras as exceções destas associações entre o fluxo de calor e o horário do dia. Figura 2.5 mostra os diferentes regimes para uma CLA média.

A maior escala de vórtices possui dimensão aproximadamente igual à espessura da CLA, variando de 100m a 3000m de diâmetro. Esses são vórtices mais intensos, porque eles são produzidos diretamente pelas forças discutidas anteriormente. Fenômenos como furacões fornecem evidências desses grandes vórtices

Os vórtices menores são aparentes no redemoinho de folhas e em movimentos ondulatórios sobre a grama. Esses são da ordem de poucos milímetros, são muito fracos por causa do efeito dissipativo da viscosidade molecular, enquanto os maiores é que são responsáveis pelo transporte de energia. Há uma interação entre as escalas maiores e menores que deu origem a teoria de cascatas de Kolmogorov.

A natureza turbulenta na CLA é uma das características mais importantes. Essa turbulência difere do simulado dentro de um túnel de vento devido à coexistência de efeitos

térmicos e cisalhantes no vento que interagem com os escoamentos médios, podendo ser afetada pela rotação da Terra. Porém, sua estrutura apresenta muita semelhança com a criada em um túnel de vento.

Ambas têm duas regiões distintas, uma interna e outra externa. A camada interna depende principalmente das características da superfície e não da rotação como é o caso para a camada exterior. A transição entre as camadas não é rápida e é caracterizada por uma sobreposição da região.

### Efeitos da Turbulência

A turbulência em escoamentos é bastante afetada pela presença de colinas em topografias adversas. Além da presença de fluxo de calor no solo, um descolamento da camada limite do solo é fortemente proporcionado por ela.

As zonas de recirculação formadas a jusante das colinas são bastante imprevisíveis, transportando muita energia e afetando o deslocamento de massas de ar. O equilíbrio somente se dá nesses escoamentos quando os efeitos dissipativos superam os de produção da turbulência.

O tempo que levaria para a turbulência atingir o equilíbrio, admitindo que as taxas de tensão são constantes, é calculado comparando a energia cinética turbulenta (*TKE* em inglês) com a sua taxa de dissipação ( $\varepsilon$  ou  $\omega$  dependendo do modelo) e é, com certeza, a base dos modelos de turbulência usados em simulações numéricas. [Athanassiadou e Castro, 2001] executaram no laboratório um experimento para medir as implicações das distorções rápidas em escoamentos sobre colinas rugosas e encontraram regiões de separação do escoamento altas, proporcionado pela a inclinação das colinas.

#### 2.3.3 Modelos de Camada Limite Atmosférica (CLA)

Os escoamentos geofísicos são bastante complexos e ainda de difícil compreensão. Para facilitar a modelagem numérica estes escoamentos são geralmente divididos em diferentes escalas. Cada escala é descrita em termos de um domínio computacional onde são aplicados para modelos matemáticos distintos.

a) Modelos de Circulação Global, MCG - domínios entre 200 e 500 km.

- b) Modelos de Mesoescala, MM - domínios entre 20 e 200 km, utilizados para resolver estruturas de frentes climáticas.
- c) Modelos de Mesoescala, MM - domínios típicos com 2 km de altura, onde se enquadra a CLA.

Estes modelos utilizam as mesmas equações constitutivas gerais. As diferenças fundamentais entre os modelos consistem nas simplificações das equações. Por exemplo, os Modelos de Mesoescala usualmente desprezam os efeitos da rotação da terra no escoamento.

## 2.4 Dinâmica Atmosférica

Existe uma classificação meteorológica para os movimentos atmosféricos. Na classificação de Lutgens e Tarbuck, onde se analisa o tamanho e a duração do evento, há três grandes escalas de comprimento, microescala, mesoescala, e macrescala, sendo esta última subdividida em duas, a sinóptica e a planetária ou global, como é mostrado na Tabela 2.1

Tabela 2.1 – Características principais das escalas atmosféricas

Escala	Tamanho [Km]	Duração	Fenômeno
Microescala	Menos que 1 Km	segundos a minutos	Turbulência e rajadas
Mesoescala	1 a 100 km	Minutos a dias	Tempestades, tornados e brisas terrestres
Sinóptica	100 a 5.000 km	Dias a semanas	Ciclones de latitudes médias, anticiclones e furações
Planetária	1.000 a 40.000 km	Semanas a anos	Ventos alísios e ventos do oeste

Para que se compreenda a dinâmica dos movimentos do ar é necessário conhecer os princípios que regem a distribuição espacial do ar na superfície, caracterizada pela pressão atmosférica.

Por ser gasoso, o ar obedece às leis da dinâmica dos fluidos, de tal forma que, em duas áreas contíguas com pressões distintas, o ar mais denso irá fluir em direção à área de menor pressão, até que se estabeleça um equilíbrio barométrico entre elas. Ao processo de deslocamento do ar de uma área de alta pressão para outra de baixa pressão, dá-se o nome de *advecção*, que resulta na geração de vento. A velocidade do vento será controlada pelo gradiente de pressão estabelecido entre as áreas, dado pela diferença de pressão do ar entre duas superfícies contíguas, de forma que, quanto maior esse for mais veloz será o vento.

Em decorrência desse gradiente, o ar converge nas áreas de baixa pressão e diverge nas áreas de alta. Nos níveis em que o ar chega por ascensão e sai por subsidência, processam-se por movimentos espiralados, enquanto na advecção, por efeitos da rugosidade da superfície, o ar sofre ondulações e turbilhonamento ao longo de sua trajetória de deslocamento. Além disso, os ventos também sofrem o efeito do movimento de rotação da terra.

Os ventos são caracterizados por direção e velocidade, ambas medidas anemométricas. A velocidade comumente é dada em nós, em km/h ou em m/s. A *Tabela de Beaufort* (Tabela 2.2) propõe a classificação do vento a partir da correlação entre a sua velocidade e os impactos por ele causados na paisagem do local. O sucesso desta escala, conhecida como escala Beaufort, baseou-se na falta de instrumentos de medição de velocidade do vento naquela época. Na verdade, a medição do vento não é trivial mesmo com as estações meteorológicas eletrônicas.

A rugosidade do solo é um fator redutor da velocidade dos ventos em superfície, uma vez que desempenha um efeito de fricção sobre os ventos.

Tabela 2.2 – Tabela de Beaufort

Grau	Velocidade [m/s]	Classificação do Vento	Características da Paisagem
0	0 - 0,2	calmo	A fumaça sobe verticalmente. As Bandeiras pendem tranquilas
1	0,3 - 1,5	leve	A fumaça desvia um pouco e inclina a direção do vento
2	1,6 - 3,3	brisa leve	Sente-se o vento na face. As folhas nas árvores alvoroçam-se.
3	3,4 - 5,4	brisa suave	As folhas das árvores movem-se constantemente.
4	5,5 - 7,9	vento moderado	Galhos finos de árvores curvam-se.
5	8,0 - 10,7	vento fresco	Pequenas árvores em crescimento começam a se curvar.
6	10,8 - 13,8	vento forte	Galhos grandes curvam-se. Arames silvam.
7	13,9 - 17,1	vento rápido	As árvores se movem por inteiro.
8	17,2 - 20,7	ventania	Quebram-se ramos de árvores. É muito difícil caminhar contra o vento
9	20,8 - 24,4	ventania forte	Estragos leves em casas e edifícios, arrancando telhas.
10	24,5 - 28,4	ventania desenfreada	Árvores são arrancadas. Janelas são quebradas
11	28,5 - 32,6	tempestade	Estragos generalizados em construções
12	Acima de 37,20	furação ou ciclone	Destruição geral

## 2.5 Medição do Vento

### 2.5.1 Instrumentação

A primeira medição objetiva de velocidade de vento foi feita em 1450 por um dispositivo de placa oscilante. Em 1805, Francis Beaufort (ver tabela 2.2) inventou uma escala

baseada em estimativas pessoais, percorrendo 12 classes a partir de ventos calmos até furacões.

A medição da direção do vento também é um fator importante porque frequentes mudanças de direção indicam condições tempestuosas. Por outro lado, nas regiões de ventos propícios para energia eólica, a direção prevalecente média pode ocorrer em 80% ou mais do tempo.

- Tipos de instrumentos:
  - Anemômetro
  - Anemoscópio ou *windvane*
  - Datalogger
  - Torre
  - Termômetro
  - Barômetro

### 2.5.2 Tipos de Anemômetros

- Rotacionais
  - Anemômetros de Copo
  - Anemômetros de Hélice
    - \* Resposta mais rápida
    - \* Comporta linearmente nas mudanças de velocidade de vento
    - \* Menor superestimação em ventos turbulentos
- Irrotacionais
  - Anemômetro de Tubo de Pressão
    - \* Princípio por trás da medição é a equação de energia de Bernoulli
    - \* Resultado é proporcional ao quadrado da velocidade
    - \* Assume que a massa específica do fluido não muda
    - \* É chamado anemômetro Dines

- Anemômetros de Fio-Quente e de Filme-Quente
  - \* Mede a energia elétrica necessária para manter uma temperatura constante
  - \* Fio de platina aquecido a aproximadamente  $1000^{\circ}C$
  - \* Útil para escalas muito finas de turbulência
  - \* De filme-quente - turbulência 3D
- Anemômetros a Laser ou Acústicos
  - \* Medem a velocidade de pequenas partículas suspensas no ar
  - \* Usa efeito Doppler

### Rotacionais - Anemômetros de Copo

É o mais comum para medições de energia eólicas. Seu funcionamento é simples, onde o máximo torque ocorre com o vento a  $45^{\circ}$ . Consiste em 3 copos igualmente espaçados em um eixo vertical girante (Figura 2.6). Os copos são cônicos e feitos de material leve, sendo o mecanismo de arrasto. A força de arrasto é dada por:

$$F_D = C_D \left(\frac{1}{2}\right) A \rho_a V^2 \quad (2.1)$$

em que  $C_D$  é o coeficiente de arrasto,  $A$  é a área do copo exposta ao vento,  $\rho_a$  é a densidade do ar e  $V$  é a velocidade do vento. Como o coeficiente de arrasto da superfície côncava é maior do que na superfície convexa, o copo com o lado côncavo de frente para o vento recebe maior força de arrasto. Isso faz com que os copos girem sobre o eixo central e a intensidade da rotação é diretamente proporcional a velocidade do vento.

### 2.5.3 Sistema de Sensoriamento Remoto

O Sistema de sensoriamento remoto vem sendo utilizada para a complementação das medições. Existem dois sistemas:

- Sodar (*sound detection and ranging*)
- Lidar (*light detection and ranging*)

Ambos usam respectivamente técnicas baseadas na emissão de som e luz, juntamente com efeito Doppler. O Sodar, também conhecido por radar acústico, é semelhante ao radar



Figura 2.6 – Anemômetro de copo [Ammonit, 2013].

(*radio detection and ranging* - detecção e localização por rádio). Estes dispositivos não necessitam de altas torres para o funcionamento, o que é uma grande vantagem. A utilização do sistema de sensoriamento remoto para fins meteorológicos e aeroespaciais é bem antiga, contudo, só recentemente vem sendo usado na área de energia eólica, tanto *onshore* quanto *offshore*, com medidas da velocidade do vento a uma altura de até 300m acima do dispositivo.



Figura 2.7 – Exemplo de Sodar [SECONDWIND, 2013].

As medidas do Lidar eram essencialmente limitadas ao domínio militar e aeroespacial. A maioria das limitações foi colocada de lado após o surgimento dos lasers em comprimento de onda compatível com o componentes da fibra óptica. Como a luz pode ser precisamente focada e se espalha na atmosfera num patamar muito menor que comparado ao do som, o Lidar neste sentido é melhor do que o Sodar, já que aquele possui maior precisão e melhor relação sinal/ruído do que este.

A operação do Lidar é influenciada pela condições atmosféricas. A carência de partículas no ar influencia a resposta, algumas vezes até proibindo a medição, enquanto uma névoa pode atenuar seriamente o feixe, antes mesmo que ele alcance a altura da medição. A chuva também pode reduzir a habilidade do Lidar em fazer medições.



Figura 2.8 – Exemplo de Lidar [SECONDWIND, 2013].

## CAPÍTULO 3

### MODELO DE MESOESCALA

#### 3.1 Weather Research and Forecasting (WRF)

O modelo de pesquisa WRF foi desenvolvido a poucos anos, atualmente está na sua versão três que foi disponibilizada em abril de 2008. E foi criado para fins de aplicação tanto em pesquisa como para operação na previsão numérica do tempo [Wang et al., 2012] e é considerado o sucessor e uma evolução do MM5, o WRF por ser flexível. O estado da arte no sistema de simulação atmosférica, portátil e eficiente, sendo possível a paralelização em plataformas diferentes desde supercomputadores até notebooks [Skamarock et al., 2008].

O WRF-ARW foi desenvolvido por um esforço conjunto de diversos órgãos americanos (como o centro de pesquisas, laboratórios e departamentos). Entre eles são conhecidos *National Oceanic and Atmospheric Administration's* (NOAA) e o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), que é operado pela *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR).

O sistema WRF comporta dois núcleos (ou *cores*) dinâmicos diferentes entre si quanto à formulação das equações dinâmicas, às variáveis de prognóstico usados, ao modo como são dispostas as variáveis na malha e ao método de integração temporal.

São eles: o *Advances Research WRF* (ARW) e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) [Carvalho et al., 2012]. Possui ainda diferentes módulos como: real, idealizado (WRF-LES), químico (WRF-Chem), para pesquisas de furacões, clima e para acoplamento de outros modelos. o Foco deste trabalho será somente o núcleo ARW e o módulo real.

Solver ARW é o componente fundamental do sistema de modelação, que é composto de vários programas de inicialização para as simulações idealizadas e real de dados, e do programa de integração numérica.

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

O WRF é um modelo transiente não-linear e, como qualquer modelo numérico, depende das condições de fronteira para caracterizar as condições iniciais do sistema e manterá estabilidade numérica durante a simulação. A fim de se descrever um sistema atmosférico complexo, é necessário possuir dados precisos para representar o estado inicial da atmosfera e as suas fronteiras físicas, tais como a rugosidade, a topografia e a cobertura vegetal.

### 3.1.1 Equações Primitivas

Conservação de Massa

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho(\vec{\nabla} \cdot \vec{u}) = 0 \tag{3.1}$$

Conservação de Energia

$$C_p dT = dQ_m - \frac{dP}{\rho} \tag{3.2}$$

Equação de Estado

$$P = \rho RT \tag{3.3}$$

Conservação de quantidade de movimento (Navier-Stokes)

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} + \vec{g} - 2\Omega \times \vec{u} - \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} P + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \tau + F_f \tag{3.4}$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar,  $t$  o tempo,  $u$  é o vento,  $T$  é a temperatura,  $P$  a pressão,  $R$  constante dos gases ( $= 287 J/KgK$ ),  $Q_m$  é calor por massa,  $(\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u}$  é o termo advectivo,

$g$  é a força da gravidade,  $2\Omega \times \vec{u}$  é a força de Coriolis,  $\frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \tau$  é a viscosidade e  $F_f$  é a fricção.

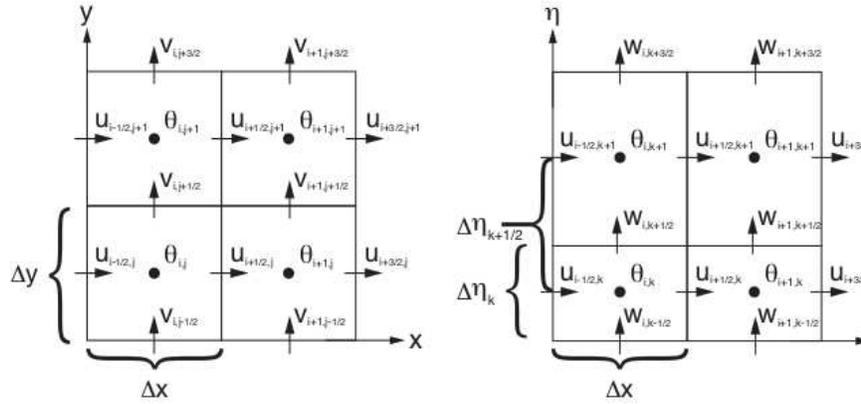


Figura 3.1 – Malha horizontal e vertical do WRF-ARW onde  $u$ ,  $v$  e  $w$  são os três componentes do vetor velocidade [Skamarock et al., 2008]

O domínio de simulação do WRF é o espaço físico representado no espaço de cálculo por uma malha de cálculo tridimensional. No WRF, a discretização espacial é feita recorrendo a malhas desfasadas no espaço do tipo Arakawa C. As variáveis de massa são definidas no centro da malha, enquanto que as componentes do vento são definidas nos limites da malha. Para o cálculo das velocidades do vento nos pontos centrais da malha (onde estão definidas as variáveis relativas ao vento aos 10 m e a temperatura aos 2 m) as variáveis  $U$  e  $V$  são interpoladas para o centro da malha. A malha vertical também usa malhas desfasadas, como é visto na Figura 3.1

Os níveis verticais são fornecidos ao modelo em coordenadas  $\eta$  e permitem que a camada inferior da atmosfera do modelo seja representada, para cada ponto da malha, por um degrau horizontal, como pode ser visto na Figura 3.2.

A coordenada  $\eta$  é definida pela seguinte equação:

$$\eta = \frac{P_h - P_{top}}{P_s - P_{top}} \quad (3.5)$$

onde:  $P_h$  é a pressão em cada nível,  $P_{top}$  é a pressão no topo da atmosfera (constante) e  $P_s$  é a pressão na superfície,  $\eta$  varia de 0 a 1, sendo 0 o topo da atmosfera e 1 na superfície.

A Figura 3.3 mostra a estrutura do modelo, que consiste de pré-processamento

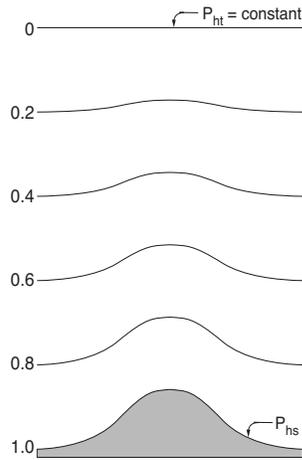


Figura 3.2 – Coordenadas  $\eta$  ARW. [Skamarock et al., 2008]

realizado em um pacote de programas separados denominados WPS (*WRF preprocessing System*), cuja saída é passada para o processamento principal (*ARW solver*), primeiramente pelo programa “real” e, em seguida, para o WRF em si. Por fim, a saída do WRF é pós-processado para um formato amigável a programas de visualização gráfica, como o GrADS, por exemplo.

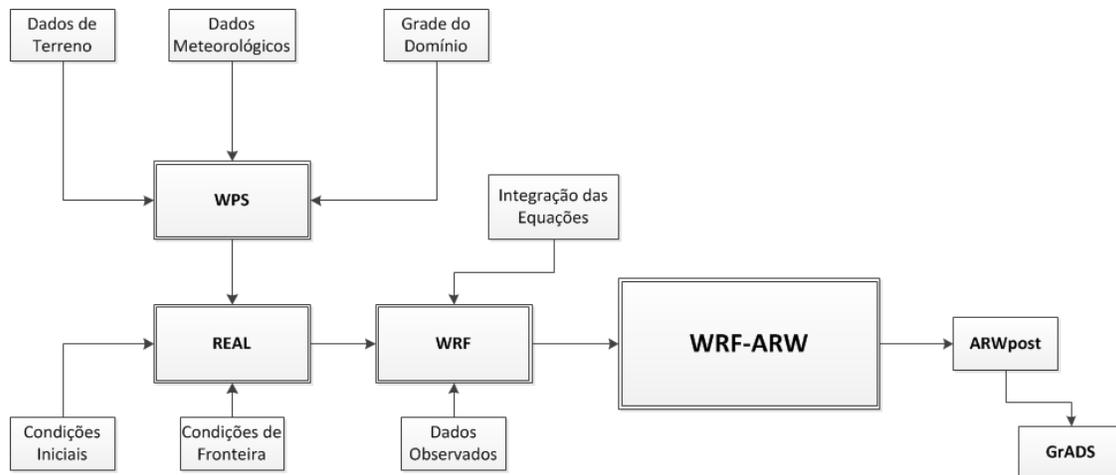


Figura 3.3 – Diagrama do Modelo WRF-ARW V3. Adaptado de [Wang et al., 2012]

O WPS é dividido em três programas: Geogrid, Unrib e Metgrib. O Geobrib define

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

### 3.2 WPS

As simulações do Modelo WRF são composto por dois módulos o WPS e WRF:

No módulo WPS, a versão mais recente processa campos para os regimes de arrasto de onda de gravidade, tanto no ARW quanto no NMM. Fazendo o download dos dados geográficos (*GW D\_geog.tar.gz*) adicioná-lo e descompactá-lo no diretório geog antes de usar o módulo WPS. Se for necessário fazer o download do arquivo geográficos de dados no formato tar.

- *geographical data in all available resolutions (30", 2', 5', e 10')*
- *low-resolution geographical data (10' de resolução)*

O módulo WPS é composto de três partes

- *geogrid.exe* - cria dados terrestres.
- *ungrib.exe* - pacote GRIB de dados meteorológicos.
- *metgrid.exe* - interpolação de dados meteorológicas horizontais do domínio do modelo, o output do *metgrid.exe* é utilizado como input para o WRF.

#### 3.2.1 GEOGRID.EXE

O objetivo do GEOGRID é definir o domínio de simulação, interpolando vários dados de terreno e definir a grade do domínio.

Foram utilizadas as latitudes e as longitudes para determinar os pontos da região de fronteira da grade, o geogrid irá interpolar as categorias de solo, uso e cobertura do terreno, médias anuais da temperatura do solo, tipo de vegetação, albedo mensal, máximo albedo da neve (se for o caso) e inclinação para a grade do modelo.

### 3.2.2 UNGRIB.EXE

O objetivo do UNGRIB é descompactar o pacote GRIB (GRIB1 e GRIB2), que contém dados meteorológicos e formatá-los em um arquivo intermediário.

- Não é dependente de qualquer domínio do modelo WRF.
- Não é dependente da GEOGRID.
- Não recorta os dados de acordo com sua especificação de domínio do modelo. Ele simplesmente descompacta os campos obrigatórios e reescreve em um formato que o programa METGRID possa ler.
- Faz uso de “vtables” para especificar quais campos estão aptos para descompactar os arquivos do GRIB. Os vtables listam os campos e seus códigos GRIB que devem ser descompactado dos arquivos GRIB.

### 3.2.3 METGRID.EXE

O objetivo da METGRID é interpolar horizontalmente os dados meteorológicos para o domínio do modelo, sendo a saída do *metgrid.exe* usada como input para WRF.

## 3.3 WRF

O módulo WRF do modelo WRF-ARW é composto de duas partes:

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

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

### 3.3.1 ARWpost

De acordo com o manual do programa [Wang et al., 2012], o pós-processamento pode ser realizado por diferentes programas, que geram diferentes formatos de leitura e são independentes do modelo.

São eles:

- NCAR Command Language (NCL);
- Read Interpolate Plot (RIP4);
- Pós-processamento do WRF-ARW - (ARWpost);
- NCEP WRF Postprocessor (WPP);
- Visualization and Analysis Platform for Ocean, Atmosphere, and Solar Researchers (VAPOR).

ARWpost é um programa de linguagem Fortran que lê WRF-ARW de entrada e saída de arquivos, em seguida, gera arquivos de saída.

Uma vez que os arquivos de saída foram gerados, GrADS pode ser usado para produzir parcelas horizontais ou verticais, da seção transversal dos campos escalares (curvas de nível) ou de campos de vetoriais (setas), perfis verticais e das sondagens.

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

O Analisador de Grade e Sistema de Exibição (GrADS) é uma ferramenta interativa que está atualmente em uso global para a análise e exibição de dados.

O GrADS está implementado em todas as plataformas UNIX e é gratuitamente distribuído na Internet e fornece um ambiente integrado para acesso, manipulação e exibição de dados.

Esse trabalha com modelos de dados em quatro dimensões, onde as dimensões normalmente são latitude, longitude, nível e tempo. Cada conjunto de dados está localizado dentro de um espaço de quatro dimensões pelo uso de um arquivo descritor de dados. Podem ser descritos dados em grade e em estação. Os dados em grade, podem ser não-linearmente espaçados; grades do tipo Gaussiana e grades de modelagem oceanográfica de resolução

variável são diretamente suportados. A representação interna de um arquivo de dados pode ser binário ou GRIB.

Desde que, cada conjunto de dados esteja localizado dentro de uma expansão de dados 4-D, é muito fácil a intercomparação dos conjuntos de dados. As operações podem ser desempenhadas entre dados em grades diferentes, ou entre dados em grades e dados observacionais. Dados de diferentes conjuntos podem ser graficamente sobrepostos, desde que estejam com registro espacial e temporal correto [Doty e Holt, 1999].

Tabela 3.1 – Parametrizações físicas do WRF

Parametrização					
Camada de Superfície (CS)	MM5	Eta	Pleim-Xiu		
Camada Limite Planetária (CLP)	YSU	MYJ	MRF	ACM2	
Modelo de Superfície de Solo (MSS)	5 layer thermal diffusion		NOAH	RUC	Pleim-Xiu

Tabela 3.2 – Parametrizações Microfísica WRF

Microfísica (MF)		
Kessler	Purdue-Lin	Thompson
Eta GCP	WSM3	WSM5
WSM6	Goldard	Morrison, 2-moment

Tabela 3.3 – Parametrizações físicas disponíveis no WRF

Parametrização					
Radiação de Longo Comprimento de Onda (RLO)	Dudhia	Goddard	Eta GFDL	CAM	
Radiação de Curto Comprimento de Onda (RCO)	RRTM	Eta GFDL	CAM		
Cumulus (PC)	Kain-Fritsh	Betts-Miller-Jancic	Grell-Deveny Ensemble	Grell-3 Ensemble	

A razão por que o sistema WRF inclui tantas opções físicas é que muitos esquemas são provenientes de modelos anteriores, climatológicos (vg. CAM), de previsão do tempo em grande escala (vg. Eta) ou em mesoescala (vg. MM5), além dos que foram concebidos de raiz. Relativamente à versão anterior do modelo WRF (a versão 2.2), estão disponíveis mais parametrizações para as várias classes de fenômenos físicos de pequena escala.

Como este trabalho foca a análise no campo do vento aos 100 metros acima do nível do solo, as parametrizações que mais irão influenciar essa variável serão as que estão rela-

cionadas com a camada limite planetária (CS, CLP e MSS). Estas três classes de parametrizações estão intimamente interligadas e interagem ativamente entre elas. A partir da versão 3.0.1 do WRF estão disponíveis novos esquemas para estas três classes. Adicionalmente às parametrizações anteriormente disponíveis, juntam-se as parametrizações Pleim-Xiu para a MSS e CS, e a ACM2 que trata a CLP.

### 3.3.2 Camada Superficial

Os esquemas de CS são responsáveis pelo cálculo das velocidades de atrito e coeficientes de transferência, que possibilitam o cálculo do calor sensível e fluxos de umidade pelos esquemas MSS e das tensões à superfície pelos esquemas de CLP. Na presença de superfícies de água estes fluxos e campos de diagnóstico de superfície são calculados pelos próprios esquemas CS. Os esquemas não oferecem tendências, apenas a informação dependente da estabilidade acerca da camada de superfície que irá ser usada pelos esquemas MSS e CLP. Atualmente, cada opção para a parametrização CS está associada a uma opção específica da CLP, mas espera-se que futuramente sejam postas à disposição do modelador mais opções de escolha de esquemas e de interligação entre os vários esquemas disponíveis. É de notar que alguns esquemas CS, como por exemplo, os esquemas YSU e MRF, requerem que a espessura da camada de superfície no modelo seja representativa da camada de superfície real (50 – 100 metros).

### MM5

Este esquema é baseado na teoria de similaridade [Monin e Obukhov, 1959] e usa funções de estabilidade de [Paulson, 1970], [Dyer e Hicks, 1970] e [Webb, 1970], que descrevem a influência da estabilidade atmosférica na turbulência e na relação entre fluxos e gradientes na camada limite, para o cálculo dos coeficientes de transferência de calor, umidade e momento da superfície. Uma velocidade convectiva que segue [Beljaars, 1995] é usada para realçar os fluxos de superfície de calor e umidade. Nesta versão do esquema não é usada nenhuma parametrização relativa ao comprimento da rugosidade térmica. A relação entre comprimento de rugosidade e velocidade de fricção sobre a água é tratada por relação de Charnock.

Existem quatro regimes de estabilidade que seguem [Zhang e Anthes, 1982]. Este es-

quema CS tem que ser usado em conjunto com os esquemas CLP YSU ou MRF. Nesta versão do esquema MM5 existe a opção de substituir a relação de Charnock para o comprimento de rugosidade pela relação de Donelan que possui um menor coeficiente de arrasto para velocidades de vento forçadoras de furacões e que pode ser mais adequada para simulações deste tipo de fenômenos. No caso de estarmos perante superfícies de água, a formulação de Beljaars para velocidades convectivas é substituída por uma formulação alternativa que é proporcional apenas ao gradiente vertical térmico para, assim, proporcionar melhores resultados em situações de vento fraco.

## **ETA**

O esquema de camada de superfície ETA [Janjić, 2002] é também baseado na teoria de similaridade [Monin e Obukhov, 1959]. Este esquema inclui parametrizações de uma sub-camada viscosa. Sobre superfícies de água, esta sub-camada viscosa é parametrizada explicitamente segundo [Janjic, 1994]. Sobre superfícies terrestres, os efeitos da sub-camada viscosa são incluídos através de uma altura de rugosidade variável para a temperatura e umidade, tal como proposto por [Zilitinkevich, 1995]. A correção de Beljaars [Beljaars, 1995] é aplicada para evitar singularidades no caso de estarmos perante uma camada de superfície instável e velocidade do vento nula. Os fluxos de superfície são calculados através de um método iterativo. Este esquema tem que ser usado conjuntamente com o esquema CLP MYJ e, por esta razão, é muitas vezes denominado como o esquema CS MYJ.

## **Pleim-Xiu (PX)**

Este esquema de CS PX [Pleim, 2006] foi desenvolvido como parte integrante do esquema CLP PX, mas pode ser usado com qualquer outro esquema MSS ou CLP. É, também, baseado na teoria da similaridade e inclui parametrizações de uma sub-camada viscosa na forma de uma resistência quase laminar da camada limite no que diz respeito às diferenças na difusividade do calor, vapor de água e no rastreamento de espécies químicas. As funções de similaridade da camada de superfície são estimadas através de aproximações analíticas de variáveis de estado.

### 3.3.3 Modelo de Superfície do Solo

Os MSS usam informação atmosférica dada pelos esquemas CS, forçamentos radiativos calculados pelos esquemas de radiação e forçamentos de precipitação calculados pelos esquemas de convecção (*cumulus*) e de microfísica, juntamente com informação interna das variáveis de estado terrestres e das propriedades da superfície terrestre para fornecer fluxos de calor e umidade sobre pontos da malha sobre solo e pontos da malha sobre água do mar sob a forma de gelo. Estes fluxos proporcionam uma condição de fronteira reduzida para o transporte vertical feito nos esquemas CLP (ou no esquema de difusão vertical quando não são usados esquemas CLP, como no caso de simulações de grandes Escalas (*eddies*)).

Os modelos MSS possuem vários graus de sofisticação quando lidam com fluxos térmicos e de umidade em múltiplas camadas de solo, e podem também lidar com vegetação, raízes, efeitos de copa (*canopy*) e previsão de superfícies cobertas por neve.

Os MSS não oferecem tendências, mas atualizam variáveis de estado que incluem a temperatura de superfície, perfil de temperatura e de mistura do solo, cobertura de neve e propriedades de *canopy*. Não existe nenhuma interação horizontal entre pontos vizinhos no MSS, por isso pode ser visto como um modelo unidimensional de coluna para cada ponto terrestre da malha do WRF.

## NOAH

Este esquema MSS é o sucessor do esquema MSS OSU descrito por [Chen e Dudhia, 2001]. Foi desenvolvido conjuntamente pelo NCAR e NCEP e é um código unificado para fins operacionais e de investigação, sendo quase idêntico ao código usado no NAM (North American Mesoscale Model) do NCEP. Este esquema tem a vantagem de ser consistente com os campos de solo dependentes do tempo fornecidos nas bases de dados das análises.

É um modelo de quatro camadas de temperatura e umidade do solo com umidade de copa (*canopy*) e prognóstico de cobertura de neve. As espessuras das camadas são de 10, 20, 30, 60 e 100 cm, do topo para baixo. Inclui zona de raiz (*root zone*), evapotranspiração, drenagem do solo e escoamento (*runoff*), considerando as categorias da vegetação, fração de cobertura mensal de vegetação e textura do solo.

O esquema NOAH fornece fluxos de calor latente e sensível para o esquema CLP. Também prevê gelo no solo, e efeitos da fração de cobertura de neve e possui um tratamento

urbano melhorado, considerando propriedades de emissividade da superfície que são uma novidade depois do esquema OSU.

### **Pleim-Xiu**

O parâmetro de Pleim-Xiu [Pleim e Xiu, 1995] e [Xiu e Pleim, 2001], originalmente baseado no modelo ISBA [Noilhan e Planton, 1989], inclui um modelo restaurador de forças de duas camadas de temperatura e umidade do solo. A camada de topo é tida como tendo 1 cm de espessura, e a camada inferior como tendo 99 cm.

O esquema MSS PX considera três percursos para os fluxos de umidade: evapotranspiração, evaporação a partir do solo e evaporação a partir de copas molhadas. A evapotranspiração é controlada por *bulk stomatal resistance* que é dependente da umidade do solo, radiação fotossintética, temperatura do ar e umidade relativa da superfície. Estão presentes dois esquemas indiretos de Aninhamento (*nudging*) que corrigem desvios na temperatura do ar a 2 metros e umidade relativa através de ajustamento dinâmico da umidade do solo [Pleim e Xiu, 2003] e temperatura do solo profundo [Pleim e Gilliam, 2009].

#### **3.3.4 5-layer thermal diffusio**

Este simples esquema baseia-se no modelo de temperatura do solo 5 camadas do MM5. As camadas são de 1, 2, 4, 8, e 16 cm de espessura. Abaixo destas camadas, a temperatura é fixada em uma média de camada profunda. Incluindo também a energia da radiação sensível e fluxo de calor latente. Permite uma branda cobertura de neve, mas a cobertura de neve é fixada no tempo. A umidade do solo também é fixada com um valor constante de uso do solo e dependente da estação, e não há efeitos vegetação explícitas.

#### **3.3.5 Camada Limite Planetária**

A parametrização da CLP é responsável pelos fluxos verticais de escala sub-grade devido a transportes turbulentos na totalidade da coluna vertical da atmosfera e não apenas na camada limite. Quando um esquema CLP é ativado, a difusão vertical explícita é desativada partindo do pressuposto que o esquema CLP lidará com esse processo. As escolhas mais apropriadas para a difusão horizontal são aquelas que se baseiam na deformação ocorrida neste mesmo sentido, onde a mistura horizontal e vertical são tratadas independentemente.

Os fluxos de superfície são fornecidos pelos esquemas CS e MSS. Os esquemas CLP determinam os perfis dos fluxos dentro da camada limite bem misturada e da camada limite estável e fornecem tendências atmosféricas de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momento horizontal na totalidade da coluna atmosférica.

A maioria dos esquemas CLP consideram mistura seca, mas também podem incluir efeitos de saturação na estabilidade vertical que determinam a mistura.

Os esquemas são unidimensionais e assumem que existe uma separação nítida de escalas entre turbulência de escala sub-grade e turbulência resolvida (de escala maior que a grade). Essa opção irá tornar-se menos clara em grades de tamanho inferior a algumas centenas de metros, onde a turbulência da camada limite pode começar a ser resolvida, e nessas situações o esquema deve ser substituído por um esquema local de turbulência sub-grade completamente tridimensional, como são os esquemas de difusão TKE (*turbulence kinetic energy*), que consiste na energia cinética turbulenta.

### Yonsei University (YSU)

O esquema CLP YSU [Hong et al., 2006] é uma sofisticação do modelo CLP MRF, que também usa termos de contra-gradiente, para a representação dos fluxos devido a gradientes não locais. Este esquema adiciona ao esquema MRF um tratamento explícito da camada de *entrainment* no topo da CLP. O *entrainment* é considerado proporcional ao fluxo de impulsão da superfície, em alinhamento com os resultados de estudos com modelos de *large-eddy* [Noh et al., 2003]. O topo da CLP é definido usando um número de Richardson crítico igual a zero (comparado com o de 0.5 considerado no esquema MRF), sendo então dependente do perfil de impulsão, no qual o topo da CLP é definido na camada de *entrainment* máxima (comparada com a camada onde a difusividade se torna nula).

Neste esquema, uma mistura contra-gradiente a uma escala mais reduzida produz um perfil de camada limite bem misturada, onde existe uma estrutura estável pronunciada na parte superior da camada de mistura no caso do esquema MRF. Detalhes podem ser encontrados em Hong et al. (2006), incluindo a análise da interação entre a camada limite e física da precipitação.

Na versão 3, um sofisticado algoritmo de difusão da camada limite estável deve ser usado, já que permite uma maior mistura em condições de vento intenso.

### Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)

Esta parametrização da turbulência na CLP e na atmosfera livre representa uma implementação não singular do modelo de fecho de turbulência de Mellor-Yamada 2.5 [Mellor e Yamada, 1982] através de todos os regimes de turbulência atmosférica. Nesta implementação é imposto um limite superior na escala do comprimento de mistura.

Esse limite superior depende da TKE, da flutuabilidade e também do efeito de corte do escoamento. Em condições de instabilidade, a forma funcional deste limite superior deriva do pressuposto de que a produção de TKE seja não singular no caso de turbulência crescente. Em condições de estabilidade, o limite superior advém da condição de que a razão entre a variância do desvio da velocidade vertical e a TKE não pode ser inferior do que a que corresponde a um regime de turbulência residual. A equação diferencial de produção/dissipação de TKE é resolvida iterativamente. As constantes empíricas foram revistas [Janjic, 1996, 2002].

### ACM2 (Asymmetrical Convective Model version 2)

Este esquema ACM2 [Pleim, 2007] é uma combinação do modelo ACM, que é um modelo transiente simples que, originalmente, era uma modificação do modelo convectivo de [Blackadar, 1976] e de um modelo de difusão de *eddies*. Em condições convectivas, o esquema ACM2 é capaz de simular o transporte vertical intenso em plumas flutuantes e difusão turbulenta induzida por efeito de corte local. A separação entre as componentes de transporte local e não local é derivada da fracção do fluxo de calor não local, de acordo com o modelo de [Holtslag e Boville, 1993]. O algoritmo faz uma transição suave da difusão de *eddies* em condições estáveis para o transporte local e não local combinado em condições de instabilidade. O esquema ACM2 é particularmente eficiente para o transporte consistente na CLP de qualquer variável atmosférica, tanto meteorológicas ( $u, v, \theta, qv$ ) como químicas.

## 3.4 Microfísica

A parametrização de Microfísica inclui a resolução de vapor de água, nuvem e processos de precipitação. Na sua versão atual do WRF-ARW, a microfísica é efetuada no final do passo de tempo como um processo de ajustamento, e, portanto, não fornece tendências.

Para garantir o ajustamento da condensação, correlacionando-se a temperatura e a umidade com o ponto de saturação. É também importante considerar a elevação do calor latente, já que, este força o potencial durante as subetapas dinâmicas, salvando este efeito microfísico como uma aproximação para o próximo passo de tempo.

Atualmente, um intervalo de tempo menor é utilizado na contabilização do processo de sedimentação no modelo de microfísica individual, a fim de evitar a instabilidade no cálculo do fluxo vertical de precipitação. O ajuste de saturação também está incluído no interior da microfísica. No futuro, no entanto, poderá ser dividido em sub-rotinas individuais, para permitir maior eficiência computacional.

### 3.4.1 WRF Single-Moment 3-class (WSM3)

O esquema de microfísica de um único momento WRF segue [Hong et al., 2004], incluindo sedimentação e de outras novas parametrizações da fase gelo. A principal diferença a partir de outras abordagens é que uma relação de diagnóstico é utilizado para a concentração do número de gelo que se baseia no teor de massa de gelo, em vez de temperatura. Os procedimentos computacionais são descritos em [Hong e Lim, 2006]. Tal como acontece com WSM5 e WSM6, os processos de congelamento / derretimento são computados durante a queda prazo subetapas para aumentar a precisão do perfil de aquecimento vertical desses processos. A ordem dos processos é também otimizado para reduzir a sensibilidade do sistema para o intervalo de tempo do modelo.

O esquema WSM3 prevê três categorias de hidrômetros: vapor, água *cloud* / gelo e chuva / neve, que é o chamado esquema simples de gelo. Segue-se [Dudhia, 1989] em assumir água como nuvens e chuva para temperaturas acima de zero, e gelo de nuvens e neve para temperaturas abaixo de zero. Este esquema é computacionalmente eficiente para a inclusão de processos de gelo, mas não tem água na superfície e a taxa de derretimento é gradual.

### 3.4.2 WSM5

Este esquema é semelhante ao esquema de gelo simples WSM3. No entanto, vapor, chuva, neve, nuvem de gelo e água de nuvem são calculadas em cinco matrizes diferentes. O que permite que a existência de água super-resfriada, seja uma fusão gradual de neve caindo abaixo da camada de fusão. Mais detalhes podem ser encontrados em Hong et al. (2004), e

Hong e Lim (2006). O ajustamento de saturação segue em Dudhia (1989) e em [Hong et al., 1998], no tratamento de processos separadamente saturação de gelo e água, em vez de uma combinação de saturação, tais como a Purdue Lin (acima) e Goddard [Tao e Simpson, 1989] regimes. Este esquema é eficiente em redes intermediárias entre mesoescala e o calculo de grades nuvem.

Uma descrição ainda mais detalhada do modelo WRF-ARW pode ser encontrada em seu manual [Wang et al., 2012] e em [Skamarock et al., 2008].

## CAPÍTULO 4

### ENERGIA EÓLICA

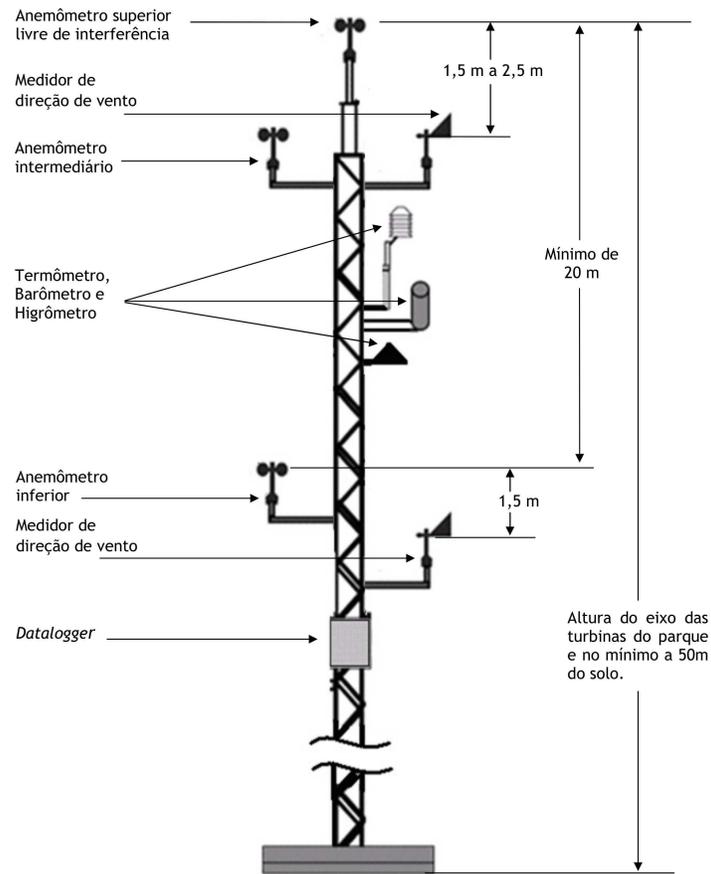
#### 4.1 Campanha de Medição

A boa qualidade da campanha de medição é um fator primordial para o desenvolvimento de um projeto de parque eólico. Um simples erro de 10% nas medições da velocidade do vento ocasionará uma diferença de 33% na energia gerada.

A legislação brasileira adota o período mínimo de 3 anos de medições, para que se tenha um perfil da velocidade do vento característico do local. A Empresa de Pesquisa Elétrica (EPE), vinculada ao Ministério de Minas e Energia (MME), solicita a instalação, dentro da área do projeto do parque, de uma estação para medição e registro de dados anemométricos e climatológico, que deverão ser permanentes e contínuas durante todo o período de vigência do contrato estabelecido nos leilões de aquisição de energia promovidos pelo Ministério de Minas e Energia.

Para o levantamento destes dados, são utilizados torres anemométricas (Figura 4.1) com alturas de 50, 80 e 100m, Nas torres são instalados dispositivos de medição e coleta de dados. A torre de medição deverá ser instalada em local definitivo e iniciar as medições, registros e envio das informações à EPE no prazo estabelecido pela Portaria MME 29, de 28 de janeiro de 2011. Esta deve ser posicionada na parte frontal do futuro projeto de parque eólico, tendo como referência a direção predominante dos ventos, em local representativo do futuro parque e onde a interferência por obstáculos naturais ou turbulência produzida por aerogeradores de parques adjacentes seja mínima.

Com posse dos dados da medição, por meio de métodos estatísticos, obtêm-se as velocidades médias, máximas, mínimas, os desvios padrões, a intensidade da turbulência e a distribuição da velocidade. A partir destas informações, calcula-se a densidade de potência



(Figura sem escala)

Figura 4.1 – Exemplo de torre e distribuição dos instrumentos de medição. [EPE, 2012]

( $W/m^2$ ), que é energia contida no vento.

## 4.2 Potência do Vento

A potência  $P$  disponível no vento é dada pela expressão:

$$P = \frac{\dot{m} \cdot v^2}{2} \quad (4.1)$$

Onde:

$P$  = potência disponível no vento [W];

$\dot{m}$  = Fluxo de massa do ar [kg/s];

$v$  = Velocidade do vento [m/s];

O Fluxo de massa é dado por:

$$\dot{m} = \rho \cdot v \cdot A \quad (4.2)$$

Onde:

$\rho$  = massa específica do ar [ $kg/m^3$ ];

$A$  = área da seção transversal [ $m^2$ ] (Figura 4.2)

Substituindo a equação 4.2 em 4.1, temos a potência disponível no vento que passa pela seção  $A$  transversal ao fluxo de ar, dados por:

$$P = \frac{1}{2} \rho A v^3 \quad (4.3)$$

Sendo a equação 4.3 a mais utilizada para as análises de energia eólica, podendo ser escrita por unidade de área, definida como densidade de potência **DP**.

$$DP = \frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho v^3 \quad (4.4)$$

A Equação 4.4 indica a potência disponível no vento por unidade de área em função do vento e da massa específica do ar  $\rho$ .

100  $\curvearrowright$  Figura 4.2 – Área varrida pelo rotor. [Burton et al., 2011]

A densidades do ar é muito baixa, da ordem de  $1,2kg/m^3$ . Dependendo do design dos rotores e da velocidade do vento, os aerogeradores possuem potências de mais de  $3MW$  e rotores com mais de  $90m$  de diâmetros. O coeficiente de potência descreve a fração da potencia da energia cinética do vento convertida em trabalho mecânico no rotor. Para um aerogerador ser 100% eficiente precisaria provocar uma parada total na massa de ar em deslocamento - mas nesse caso em vez de pás seria necessário uma massa sólida cobrindo

100% da área de passagem e o rotor não rodaria e não converteria a energia cinética em mecânica. No outro extremo se tivéssemos uma turbina com apenas uma pá a maior parte do vento passaria "falhando" essa pá e mantendo toda a energia cinética. Entre estes dois extremos existe um pico ou ponto máximo de rendimento que é denominado Limite de Betz, que possui valor máximo teórico de 0,593 [Burton et al., 2011].

A potência do vento é diretamente proporcional ao cubo da velocidade média do vento (Equação 4.3). Contudo, as velocidades maiores do vento são menos prováveis, assim a potência máxima disponível nem sempre ocorre para grandes valores de velocidade. A distribuição de densidade de potência (Equação 4.5) fornece uma medida da contribuição de cada velocidade de vento disponível e corresponde a potência do vento por unidade de área multiplicada pela função de densidade probabilidade de Weibull  $f(v_i)$ .

$$Dv = \frac{1}{2} \rho v_i^3 f(v_i) \quad (4.5)$$

### 4.3 Distribuição de Weibull

Distribuição estatística de Weibull é o modelo matemático que simula um fenômeno da natureza em termos de sua ocorrência no tempo. Esta distribuição caracteriza-se por duas constantes, o fator de forma,  $k$ , e o fator de escala,  $c$  [m/s]. A frequência de ocorrência de uma velocidade  $v$  é expressa pela Equação 4.6.

Figura 4.3 mostra a distribuição das velocidades do vento (m/s) versus sua frequência de ocorrência temporal e a distribuição de Weibull para diferentes fatores de forma.

$$F(v) = \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{V}{c}\right)^{k-1} e^{(-\frac{V}{c})^k} \quad (4.6)$$

onde  $F(v)$  é função de densidade de probabilidade e  $V$  é velocidade média do vento (m/s)

Em [Petry e Mattuella, 2007] apresenta uma determinação dos parâmetros de Weibull, que segue abaixo, é a simples e permite estimar o valor do parâmetro da forma "k", em função da velocidade média e do desvio padrão.

A determinação do parâmetro de forma "k" pode ser obtida pela equação 4.7:

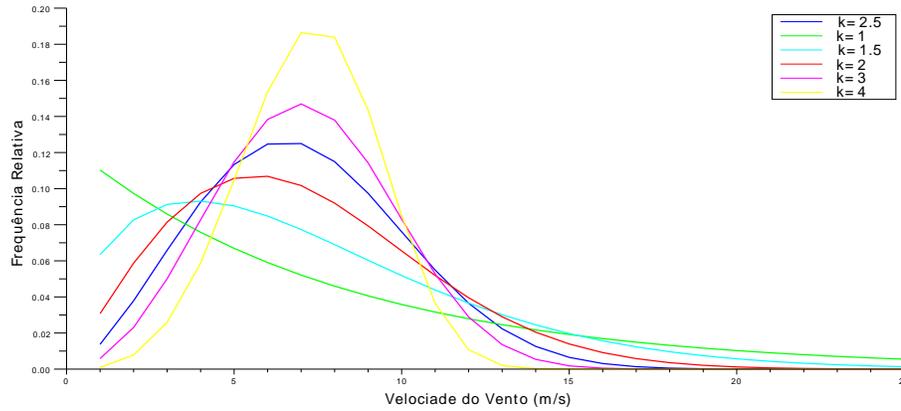


Figura 4.3 – Distribuição de Weibull com  $c=8\text{m/s}$  e fator de forma  $K$  variável.

$$k = \left(\frac{\sigma}{V}\right)^{-1.086} \quad (4.7)$$

Com o valor de “ $k$ ”, a escala “ $C$ ” é obtida usando a equação 4.8:

$$V = C\Gamma\left(1 + \frac{1}{k}\right) \cong (0.90 \pm 0.01)C \quad (4.8)$$

No caso do fator de forma ser igual a 2, deriva-se a Distribuição de Rayleigh (equação 4.10) caracterizada apenas pelo fator de escala  $c$  [m/s], que representa, neste caso, a velocidade média (Equação 4.9) é o fator de escala multiplicado pela função Gama.

$$V = C \cdot \Gamma\left(1 + 1/k\right) \quad (4.9)$$

$$F(v) = \left(\frac{2}{c}\right)\left(\frac{V}{c}\right)^1 e^{(-\frac{V}{c})^2} \quad (4.10)$$

Por ser mais geral, a Distribuição de Weibull apresenta melhor aderência às estatísticas de velocidade do vento. Além disso, o fator de forma pode assumir valores bastante

superiores a 2.

A função cumulativa de distribuição é dada por:

$$f(V) = 1 - e^{[-(\frac{V}{c})^k]} \quad (4.11)$$

A densidade de probabilidade é dada por:

$$F(V) = \frac{dF}{dV} \quad (4.12)$$

#### 4.4 Topografia e Rugosidade do Terreno

Os fenômenos de escoamento atmosféricos relacionados com turbinas eólicas, linhas de transmissão aéreas e dispersão de poluentes, são mais eficientes em regiões de terreno plano, onde o perfil de vento é completamente desenvolvido e bem compreendido. Os poluentes que podem ser utilizados como um gás traçador como é visto no trabalho de [Mello et al., 2013], sendo que a mistura de poluentes é um indicador de intensidade da turbulência.

Como essas regiões são menos encontradas na prática, os projetistas têm que considerar regiões mais complexas onde colinas estão presentes. A influência de colinas pode ser benéfica ou maléfica na disponibilidade da energia, com o aumento de velocidade do escoamento no topo da colina.

A Figura 4.4 mostra um diagrama esquemático do desenvolvimento do perfil de velocidade sobre a colina. Se a colina é grande o bastante,  $h = 500m$ , para perturbar toda a CLA, então as forças de empuxo afetam a qualquer hora do dia. Para colinas muito menores que a CLA,  $h = 100m$ , as forças de empuxo somente são importantes quando a CLA possuir estratificação estável. Colinas com uma escala de comprimento da ordem de quilômetros estão livres de efeitos de empuxo durante a maior parte dos dias, quando os ventos são fortes [Stangroom, 2004]. Como os comprimentos de escalas de colinas estão abaixo de  $10km$ , a força de Coriolis também pode ser ignorada [Kaimal e Finnigan, 1994].

A Figura 4.4 mostra as mudanças no perfil de velocidade espacial em uma colina, onde o vento sofre acréscimo de velocidade  $\Delta U$ . Outro detalhe mostrado nesta figura é o comprimento característico,  $L$ , proposto por [Jensen et al., 1984]. Segundo Stangroom (2004), diversos autores estudaram zonas de recirculação na região a montante e a jusante

da colina, mostrando que ocorre uma desaceleração leve no início da colina, causando uma pequena zona de separação se a colina for bastante íngreme.

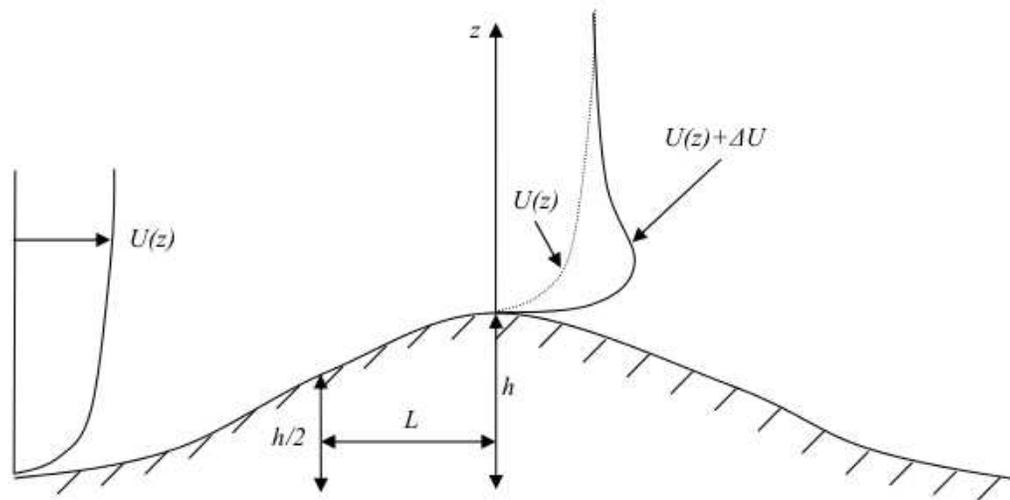


Figura 4.4 – Desenvolvimento do Perfil de Velocidade Sobre Colinas. [Stanger, 2004]

O escoamento acelera até o topo da colina onde são encontradas as velocidades máximas. O escoamento logo desacelera no declive a jusante do topo da colina. Se a colina for bastante íngreme, uma grande zona de separação é formada na região de sotavento da colina, podendo gerar um escoamento oposto ao preferencial, causando assim uma desaceleração ainda maior no escoamento. A altura e comprimento desta zona de recirculação dependem da forma da colina.

Quando o vento flui por terrenos de diferentes rugosidades, haverá uma alteração da camada limite. É possível fazer coleta de dados do vento de uma base de baixa rugosidade (local bom) e instalar uma turbina eólica em uma área de alta rugosidade (local ruim). A área da camada limite próxima ao solo é chamada de camada de Prandtl. As condições de fluxo nesta área são dominadas pelo atrito do fluxo do ar contra a superfície terrestre. A altura da camada de Prandtl varia com as condições meteorológicas. Durante a noite, ela tem somente 10 a 50m de espessura, ao passo que durante o dia a extensão vertical, como regra, está entre 50 e 150m. Investigações mostram que o rotor de uma turbina eólica a 60m de altura tem somente cerca de 30% das horas anuais dentro da camada de Prandtl. A

Figura 4.5 ilustra um esquema mostrando a camada limite.

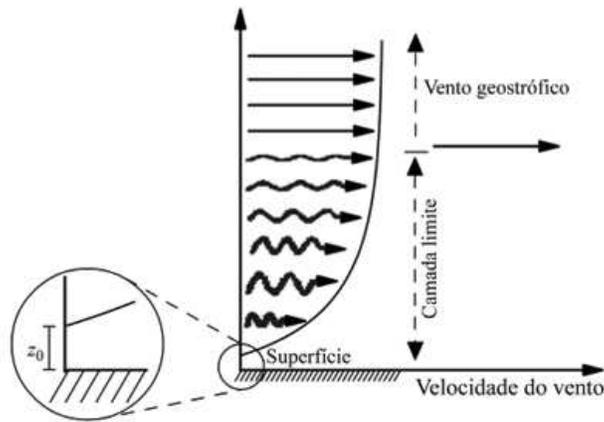


Figura 4.5 – Perfil vertical da velocidade do vento desde a superfície até a altura do vento geostrófico. O comprimento da Rugosidade ( $Z_0$ ) é a altura onde a velocidade é nula.[Pinto, 2013]

#### 4.4.1 Rugosidade do Terreno

A rugosidade deve complementar as elevações e formas geométricas do terreno, bem como as texturas da superfície rochosa ou arenosa, com plantas arbustos arvores, observando também a estação do ano como verão ou inverno. A seguir será apresentado a classificação que hoje é utilizada para a complexa tarefa de estimar a influência da superfície no escoamento.

A rugosidade do terreno é classificada em cinco categorias [NBR 6123, 1988]:

##### Categoria I

Superfícies lisas de grandes dimensões, com mais de 5 km de extensão, medida na direção e sentido do vento incidente. Exemplos:

- mar calmo;
- lagos e rios;
- pântanos sem vegetação;

## **Categoria II**

Terrenos abertos em nível ou aproximadamente em nível, com poucos obstáculos isolados, tais como árvores e edificações baixas. Exemplos:

- zonas costeiras planas;
- pântanos com vegetação rala;
- campos de aviação;
- pradarias e charnecas;
- fazendas sem sebes ou muros.

A cota média do topo dos obstáculos é considerada inferior ou igual a 1,0 m.

## **Categoria III**

Terrenos planos ou ondulados com obstáculos, tais como sebes e muros, poucos quebra-ventos de árvores, edificações baixas e esparsas. Exemplos:

- granjas e casas de campo, com exceção das partes com matos;
- fazendas com sebes e/ou muros;
- subúrbios a considerável distância do centro, com casas baixas e esparsas;

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 3,0 m.

## **Categoria IV**

Terrenos cobertos por obstáculos numerosos e pouco espaçados, em zona florestal, industrial ou urbanizada. Exemplos:

- zonas de parques e bosques com muitas árvores;
- cidades pequenas e seus arredores;
- subúrbios densamente construídos de grandes cidades;

- áreas industriais plena ou parcialmente desenvolvidas;

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual a 10 m. Esta categoria também inclui zonas com obstáculos maiores e que ainda não possam ser consideradas na categoria V.

### Categoria V

Terrenos cobertos por obstáculos numerosos, grandes, altos e pouco espaçados. Exemplos:

- florestas com árvores altas, de copas isoladas;
- centros de grandes cidades;
- complexos industriais bem desenvolvidos;

A cota média do topo dos obstáculos é considerada igual ou superior a 25 m.

Tabela 4.1 – Classificação da rugosidade da superfície [NBR 6123, 1988]

Categoria	Descrição	$Z_0(m)$
I	Mar calmo, lago e rios, pântanos sem vegetação	0,005
II	Zonas costeiras, pântanos com vegetação rala, pradarias, fazendas com poucos obstáculos	0,07
III	Granjas e casa de campo, fazendas com obstáculos, subúrbios	0,30
IV	Zonas de parques e bosques, cidades pequenas, áreas industriais	1,0
V	Floresta, centro de grandes cidades, complexos industriais	2,5

A superfície de um lago tem baixa rugosidade, enquanto a de uma área urbana é alta. Medi-se a rugosidade em função do tamanho e de como ela se distribui. Existe uma relação empírica determinado que o comprimento da rugosidade seja igual a :

$$Z_0 = \frac{1}{2} \left( \frac{hS}{A} \right) \quad (4.13)$$

em que  $h$  é altura da rugosidade ( $m$ ),  $S$  é a seção transversal do elemento de rugosidade ( $m$ ) e  $A$  é a área média da rugosidade ( $m^2$ ). É bom informar que o comprimento de rugosidade  $Z_0$ , é o ponto-altura onde o vento tem velocidade nula (na condição de o vento

se comportar logaritmicamente com a altura). No caso de obstáculos de comprimento  $L$ , e  $I$  sendo a distância entre um obstáculo e outro, temos:

$$Z_0 = \frac{1}{2} \left( \frac{h^2}{L} \right) \quad (4.14)$$

Isso se duas condições foram obedecidas:

1. o produto  $h.L$  aproximadamente igual a  $S$ ;
2. o produto  $I.L$  aproximadamente igual a  $A$ ;

Como a potência disponível do vento é proporcional ao cubo da velocidade do vento, o impacto econômico de um pequeno aumento na velocidade do vento pode, de fato, ser relevante do ponto de vista energético e econômico. Um modo de fazer com que a turbina utilize os ventos mais fortes é fixá-la em uma torre mais alta. Nos primeiros 100 metros acima do solo, a velocidade do vento é afetada pelo atrito que o ar experimenta ao se mover pela superfície da Terra.

Existem dois modelos para se analisar o comportamento do vento da camada limite atmosférica: o modelo exponencial e o modelo logarítmico. Uma expressão é frequentemente utilizada para caracterizar o impacto da rugosidade da superfície com a velocidade do vento é a equação exponencial conhecida como lei da potência ou fórmula de altitude de Hellman.

$$(v/v_0) = (H/H_0)^\alpha \quad (4.15)$$

Onde  $v(m/s)$  é a velocidade do vento a altura  $H$ ,  $v_0$  é a velocidade do vento de referência  $H_0$  (geralmente  $H_0 = 10m$ ) e  $\alpha$  é o coeficiente de atrito (também chamado de Hellman). O coeficiente de atrito é uma função do terreno onde o vento sopra, e também proporcional à estabilidade atmosférica. A Tabela 4.2 mostra alguns destes valores de acordo com as características do terreno, considerando atmosfera neutra.

O trabalho inicial de von Kármán mostrou que sob certas condições,  $\alpha$  é igual a  $1/7$ . Esse valor ( $1/7$  ou  $0,144$ ) é comumente usado para extrapolar o valor da velocidade do vento tomado na altura de referência (frequentemente próxima ao solo) para todas as

Tabela 4.2 – Coeficiente de atrito para vários tipos de terrenos. [Pinto, 2013]

Características do terreno	Coeficiente de atrito ( $\alpha$ )
Superfície aquática calma ou solo suave	0,10
Gramma alta ao nível do solo	0,15
Arbustos e cercas	0,20
Áreas rurais com muitas árvores	0,25
Pequenas cidades com árvores e arbustos	0,30
Grandes cidades com prédios elevados	0,40

outras alturas dentro da área varrida pela pá de um aerogerador. Geralmente, para terrenos abertos, é utilizado essa aproximação grosseira. A Tabela 4.3 mostra alguns valores para  $\alpha$  (também chamado de expoente de cisalhamento do vento).

Tabela 4.3 – Valores aproximados para o expoente de Hellman. [Pinto, 2013]

Estabilidade	Superfície aquática aberta	Superfície Plana	Vilarejos e cidades
Instável	0,06	0,11	0,27
Neutras	0,10	0,16	0,34
Estável	0,27	0,40	0,60

Existem ainda dois métodos empíricos populares para calcular o valor de  $\alpha$ :

1. Uma correlação para o expoente da lei da potência com função da velocidade, proposto por Justus (1978), tem  $\alpha$  na forma:

$$\alpha = [0,37 - 0,0088 \ln(U_{ref})] / [1 - 0,0088 \ln(Z_{ref}/10)] \quad (4.16)$$

onde  $U$  é dados em m/s e  $Z_{ref}$  que é a altura de referencia em m.

Na simulação foram utilizados os três valores de altura , 10, 30 e 100m, na torre as alturas foram 60 e 100m.

2. Uma correlação que depende da rugosidade da superfície, baseada no trabalho de Caunihan (1975) tem  $\alpha$  como:

$$\alpha = 0,096 \log_{10} Z_0 + 0,016 (\log_{10} Z_0)^2 + 0,24 \quad (4.17)$$

Para  $0,001m < Z_0 < 10m$ , em que  $Z_0$  representa a comprimento da rugosidade da superfície em m.

As respostas apresentadas pelo primeiro método não foram coerentes com a norma, já com o segundo as respostas coincidiram com a norma, assim, ficando esse como método utilizado no trabalho.

O modelo exponencial é muito utilizado nos Estados Unidos, mas já na Europa é mais comum a uso do modelo logarítmico dados por:

$$\frac{v}{v_0} = \frac{\ln(H/Z_0)}{\ln(H_0/Z_0)} \quad (4.18)$$

A validade do modelo esta restrita à camada de Prandtl próximo ao solo. A correlação entre o expoente de Hellman e a forma logarítmica pode ser calculada na seguinte aproximação:

$$\alpha = 1/\ln(H/Z_0) \quad (4.19)$$

A influência da rugosidade de um terreno no comportamento do vento é clara, contudo a influência decresce com a altura. Tanto que a equação logarítmica é validada para uma altura de até 50m. Além destes limites, utilização uma correção dada por:

A Equação 4.20 é chamada de correlação diabática, servindo para corrigir o perfil do vento, estimado a partir do perfil logarítmico.

$$v = \left(\frac{v_a}{K}\right) \left[ \ln\left(\frac{h}{Z_0}\right) - \Psi\left(\frac{h}{L}\right) \right] \quad (4.20)$$

Onde  $\Psi$  é o termo de correção (influencia do calor do solo no comportamento da camada limite).  $\Psi$  é dependente da estratificação atmosférica e está presente em duas situações:

1. Condição Estável

$$\Psi = -4,7\left(\frac{h}{L}\right) \quad (4.21)$$

2. Condição Instável

$$\Psi = \left(1 - 16\left(\frac{h}{L}\right)\right)^{\frac{1}{4}} \quad (4.22)$$

onde  $h$  é a altura do solo (m) e  $L$  é um valor que trata do perfil da velocidade do vento com distribuição vertical de temperatura, conhecido por comprimento de estabilidade de Monin-Obokov ( $m^3/kg$ ).

## 4.5 Conversão de Energia Eólica

### 4.5.1 Mecânicas de Conversão de Energia

Apenas parte da potência eólica pode ser convertida em potência útil.

A diferença entre os dispositivos de movimento de arrasto (*drag*) e de sustentação (*lift*) é que o dispositivo de arrasto não pode se mover mais rápido que o vento.

### 4.5.2 Limite de Lancherster-Betz-Joukowsky

O ponto de partida para demonstrar a eficiência de uma turbina é a equação da continuidade de Bernoulli, a qual afirma que para um aumento de velocidade do fluido, acontece uma diminuição da pressão ou da energia potencial desse fluido, fato que é simultânea para um fluido sem viscosidade.

$$Q = A_e V_e = A_s V_s = \text{constante} \quad (4.23)$$

Onde  $Q$  é a vazão do vento que atravesse a turbina em ( $m^3/s$ );

A potência  $P$  que a turbina irá retirar do vento, que será a potência de entrada ( $e$ ) menos a potência de saída ( $s$ ).

$$P = P_e - P_s \quad (4.24)$$

Sabendo que a potência disponível varia com o cubo da velocidade do vento  $v = v_1$  (Equação 4.3), a máxima potência extraída pela turbina limita a velocidade do vento na saída da turbina. O detalhe é que a velocidade de saída não pode ser inferior a 1/3 da velocidade de entrada, restando somente 2/3 da energia para serem utilizada pela turbina.

$$V_e = (2/3)v \quad (4.25)$$

e

$$V_s = (1/3)v \quad (4.26)$$

Assumindo que a densidade do ar ( $\rho$ ) é constante, o que é válido para ventos até  $100m/s$  [Pinto, 2013].

$$m = \rho AV_e \quad (4.27)$$

Na entrada da turbina, sabe-se que a potência do vento é:

$$P_e = (1/2)mv^2 \quad (4.28)$$

Então, ao substituir as Equações 4.25 e 4.27 na Equação 4.28, obtêm-se:

$$P_e = (1/2)[\rho A(2/3)]v^2 \quad (4.29)$$

Com o mesmo raciocínio, para a potência de saída e considerando a Equação 4.26:

$$P_s = (1/2)[\rho A(2/3)(v/3)]^2 \quad (4.30)$$

Para a máxima potência  $P_{max}$  então, basta substituir as Equações 4.29 e 4.30 na Equação 4.24 e chegar-se a:

$$P_{max} = (16/27)[(1/2)\rho Av^3] = (16/27)P = 0,592593P = 59,3\%P \quad (4.31)$$

Assim,  $59,3\%$  é o valor máximo que uma turbina eólica pode retirar da potência  $P$  disponível do vento, como citado anteriormente, este é o limite de Betz. Apesar da popularidade do termo, hoje sabe-se que tal valor não foi encontrado apenas por Betz. Na verdade, há três descobertas independentes e simultâneas (Lanchester, Betz e Joukowski).

Esse limite é apenas uma parte do processo. Os  $59,3\%$  em questão são o limite aerodinâmico. A segunda parte do processo é a conversão em energia elétrica, que também passará por perdas e reduzirá a potência final. Nas melhores condições de operação podem chegar a  $80\%$  do limite, mas o que as coloca em uma faixa de  $45\%$  a  $50\%$  de eficiência em

transformar a potência do vento em potência de geração. Os 59,3% são um coeficiente de potência e não de eficiência. Eficiência é a relação de ganho entre a saída e a entrada. No caso, seria calculado a potência de saída pela energia cinética que passa pela turbina.

### Além do Limite de Betz

Apesar de aceito pela grande maioria dos engenheiros e pesquisadores, o limite aerodinâmico dos 59,3% para uma turbina eólica não chega a ser uma total unanimidade. Pelo menos três abordagens diferentes são defendidas:

- Modelo GGS (Gorban, Gorlov e Silantiev) - Aproximadamente 61%
- Petre Terzi - 66%
- Limite de Sabinin - 68,6%

Uma descrição mais detalhada pode ser encontrada em [Pinto, 2013].

### 4.5.3 Fator de Capacidade (FC)

O Fator de capacidade é utilizado tanto para o consumidor quanto para o gerador, sendo chamado de fator de carga para o consumidor de energia e simplesmente fator de capacidade para um gerador, definidos da seguinte maneira:

$$FC = \frac{E}{P \cdot t} = \frac{E_{anual}}{P_{instalada} \cdot 8760} \quad (4.32)$$

Onde:

E[MWh] é a energia gerada no período de tempo t;

P[MW] é a potência instalada, assegurada, ou garantida;

t[h] é o intervalo de tempo considerado.

No caso específico de um ano, o período t equivale a 8760 horas e no caso de um mês equivale a 730 horas.

O fator de carga é adimensional, variando entre 0 e 1, e pode ser interpretado como sendo:

- O percentual de tempo, do período considerado, no qual a usina operou a plena carga;
- A potência média gerada, em percentual da potência total, no intervalo de tempo considerado.

Fator de Capacidade (FC) é um dos índices importantes para avaliar o desempenho de uma turbina eólica. O FC em um dado local é definido como a razão entre a energia realmente produzida pelo sistema e a energia que pode ter sido produzida por ela, se a máquina funcionar à potência nominal ao longo do tempo período.

O fator de capacidade demonstra a eficácia que a turbina poderia aproveitar da energia disponível no espectro vento. Assim, o FC é uma função da turbina, bem como as características do regime de vento. Normalmente, o fator de capacidade é expressa em uma base de um ano. Fator de capacidade para uma turbina pode variar entre 0,25 e 0,42. Um fator de capacidade de 0,4 ou superior indica que o sistema está a interagir com o regime de forma muito eficiente.

As informações sobre o fator de capacidade da turbina em um determinado local podem não ser prontamente disponíveis durante as fases iniciais de identificação do projeto. Em tais situações, é aconselhável calcular o fator de capacidade bruta (FCB). Isto é, basicamente, deduzir, a partir da curva de potência da máquina, a velocidade média do vento no local. Com a curva de potência, pode-se localizar o correspondente à velocidade média do vento. Dividindo este potência ( $P_{vm}$ ) pela potência nominal da turbina ( $P_{NT}$ ), o fator de capacidade aproximada pode ser calculada por:

$$Fcb = \frac{P_{vm}}{P_{NT}} \quad (4.33)$$

#### 4.6 Avaliação dos Recursos Eólicos

O comportamento do vento é estocástico no tempo e no espaço, tanto na pequenas quanto na grande escala. E sua utilização requer um investimento substancial de capital. Portanto, a avaliação exata da produção da energia gerada é crucial para o sucesso de um empreendimento. O possível local para desenvolvimento de um projeto eólico é, normalmente, identificado através de um atlas eólico

#### 4.6.1 Método Medição-Correlação-Predição (MCP)

Para um projeto de parque, o ideal seria possuir dados de vários anos, porém nem sempre se dispões de tais dados ou nem sempre se pretende obter esses dados. Quando o período é curto, o caminho é relacionar as medições de longo prazo feitas em outros sítios com as medidas do local pretendido para instalação de uma parque ou de um simples aerogerador. Essa correlação é chamada de MCP (Medir - Correlacionar - Predizer). Esse método é aplicado em diversas áreas onde se percebe a necessidade de se correlacionar grandezas. Há algumas condições de aplicação do método MCP, pois mesmo dando respostas a um bom número de casos, nem sempre ele é suficiente. Para que o método MCP funcione, é necessário que:

1. Os dados para a correlação tenham uma boa duração.
2. Na rosa dos ventos, a distribuição de ocorrências por setores seja idêntica nos dois pontos da medição

O método MCP usa o relacionamento estatístico entre os dados meteorológicos medidos e estações vizinhas para fazer uma predição da velocidade do vento no local pretendido da instalação, com base num período de longo prazo de registro no local de referência. O método MCP é comumente aplicado em estimativas de levantamento eólico, visando estimar a produção de energia a longo prazo de um parque eólico, baseado em um período mais curto de monitoramento. O MCP em si envolve aquisição de velocidade do vento e opcionalmente outros dados atmosféricos no local de investigação [Pinto, 2013].

## CAPÍTULO 5

### METODOLOGIA

#### 5.1 Metodologia das Simulações

A abordagem utilizada para a realização deste trabalho baseia-se na utilização de dados provenientes de campanhas de medição de vento para a comparação com dados simulado pelo modelo de previsão numérica WRF. Dado que os valores de saída do modelo são instantâneos, foram considerados, apenas, os valores horários dos dados observados. As séries de dados sofreram outra intervenção antes de serem iniciados os cálculos, que serão apresentados a seguir, tendo sido esta, a invalidação dos períodos em que não existiam dados ou existiam anomalias.

Para avaliar a simulação em comparativo com a realidade do recurso eólico nos locais em estudo, foram utilizadas diversas medidas de comparação entre as séries de dados reais e simulados. As grandezas analisadas neste estudo para avaliar o comportamento do vento são a velocidade e sua direção.

As escalas temporais da aquisição dos dados deste trabalho foram de hora em hora, que correspondem às mesmas escalas temporais características da mesoescala.

As simulações foram realizadas em uma máquina onde o WRF foi instalado. Ela está localizada nas dependências do Grupo de Energia Nuclear (Genuc) e possui a seguinte configuração:

Processador Core I7 870 2.93GHz 8MB, 8GB de memória RAM HD 2TB SATA II. Para as Simulação utilizando-se o modelo WRF, são necessários entradas de dados para condições de contorno inicial e de fronteira de grades e para inicialização do terreno. Para o primeiro foram utilizados as análises finais da previsão global (NCEP *final Analysis* - FNL) (disponíveis em <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2>), que tem resolução espacial de 1°X

1º para cada intervalo de tempo de 6 horas.

Os dados de terreno foram fornecidos pelo *United States Geological Survey (USGS)* (disponíveis em [http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps\\_files/geog.tar.gz](http://www.mmm.ucar.edu/wrf/src/wps_files/geog.tar.gz)), com resolução de 10', 5', 2' e 30" de arco. Neste trabalho inicialmente foi testado o arquivo “*resolution geographical data*” de 10' de resolução, sendo substituído pelo arquivo de meio grau de resolução.

Os dados das análises finais da previsão global foram adquiridos para os períodos de 24 meses, formando um banco de dados de 94,4GB. Os testes de grade e simulação começaram em Setembro de 2012, em outubro começou as simulações para os primeiros meses, sendo realizada uma semana por vez, com um alinhamento de dois domínios de 25km e 5 km centralizados na área da estação meteorológica de Santa Vitória do Palmar na região costeira do Rio Grande do Sul, conforme pode ser visto na Figura 5.1.



Figura 5.1 – Mapa da região de simulação

## 5.2 Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa

O BDMEP é um banco de dados para apoiar as atividades de ensino e pesquisa e outras aplicações em meteorologia, hidrologia, recursos hídricos, saúde pública, meio ambiente, entre outras.

### 5.2.1 Conteúdo do BDMEP

O Banco abriga dados meteorológicos diários em forma digital, referentes a séries históricas da rede de estação do INMET ( 291 estações meteorológicas convencionais) num total de cerca de 3 milhões de informações, referentes às medições diárias, de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Meteorológica Mundial.

No BDMEP estão acessíveis os dados diários a partir de 1961 das estações para as quais se disponha, em forma digital, de pelo menos 80% dos dados que foram registrados naquele período. Os dados históricos referentes a períodos anteriores a 1961 ainda não estão em forma digital e, portanto, estão indisponíveis no BDMEP.

As variáveis atmosféricas disponibilizadas para consultas no BDMEP são: precipitação ocorrida nas últimas 24 horas; temperatura do bulbo seco; temperatura do bulbo úmido; temperatura máxima; temperatura mínima; umidade relativa do ar; pressão atmosférica ao nível da estação; insolação; direção e velocidade do vento.

(Note: os dados em tempo real das estações convencionais e automáticas estão disponíveis no sítio do INMET: <http://www.inmet.gov.br>).

### 5.3 Dados Experimentais

Foram utilizadas duas fontes de dados, a primeira os dados do BDMEP, da estação meteorológica de Santa Vitória do Palmar, os quais foram liberados três vezes ao dia, nos horários 00h, 12h e 18h, a segunda fonte foram os dados anemométricos medidos no prazo de 24 meses tendo como padrão duas alturas, de 100m e 60m. O dataloger gravou dados de 10 em 10 minutos de forma continua. Os dados foram apresentados no formato como é visto na tabela 5.1

Tabela 5.1 – Dados Experimentais

Date/Time	vel a100[m/s]	vel a 60[m/s]	dir a 100[°]
0000.00.00 00:00	00.00	00.00	00
0000.00.00 00:10	00.00	00.00	00
0000.00.00 00:20	00.00	00.00	00
0000.00.00 00:30	00.00	00.00	00
0000.00.00 00:40	00.00	00.00	00
0000.00.00 00:50	00.00	00.00	00
0000.00.00 01:00	00.00	00.00	00

## 5.4 Localização

O local escolhido foi a região sul do Rio Grande do Sul. O estado do Rio Grande do Sul ocupa uma área de 281.748,538  $Km^2$  (cerca de pouco mais que 3% de todo território nacional), sendo que seu território está abaixo do Trópico de Capricórnio. Faz fronteira com o estado de Santa Catarina e outros dois países: Uruguai e Argentina. É banhado pelo oceano Atlântico e possui duas das maiores lagoas do Brasil: a Lagoa Mirim e a Lagoa Mangueira, além de possuir uma das maiores lagoas do mundo: a Lagoa dos Patos como pode ser visto na Figura 5.2.

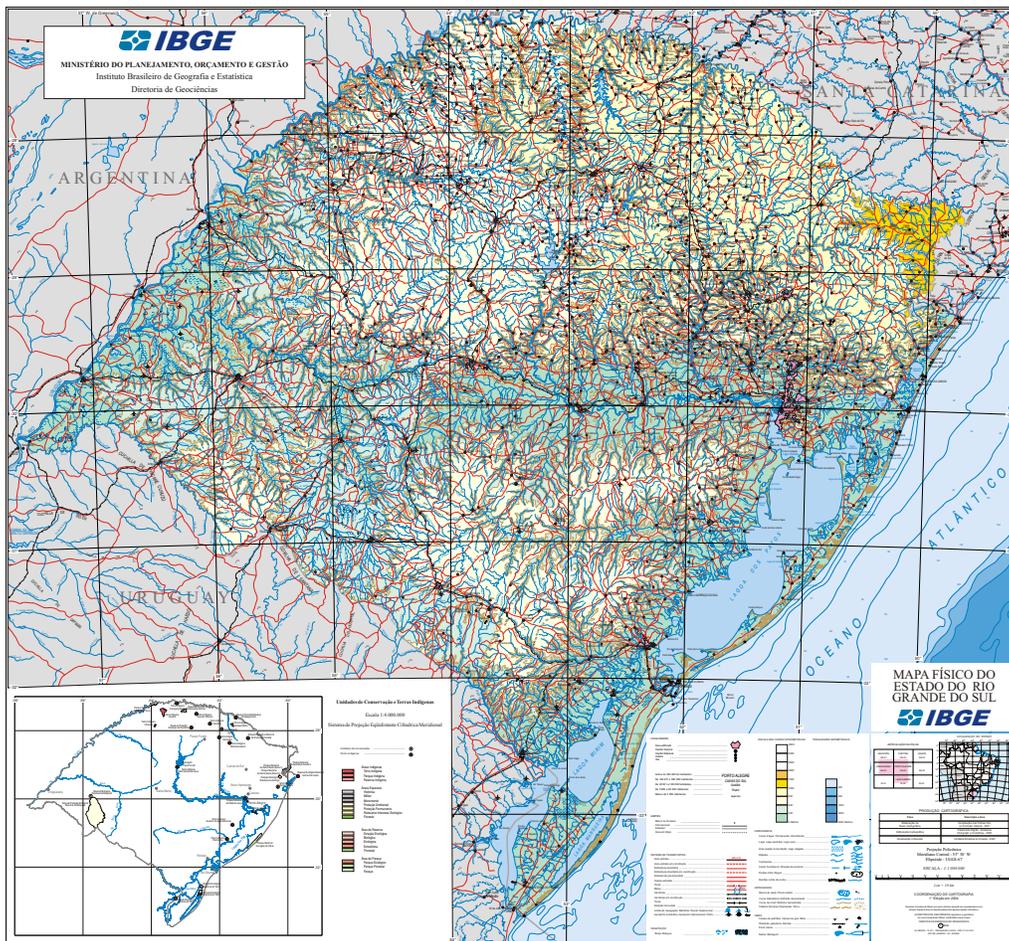


Figura 5.2 – Mapa Físico do Rio Grande do Sul. [IBGE, 2004]

## **5.5 Climatologia do Rio Grande do Sul**

Assim como é visto na Figura 2.1, o Rio Grande do Sul está inserido em uma região de clima subtropical úmido. Este é descrito com um clima controlado pelas massas de ar tropicais e polares. Apresenta certa regularidade na distribuição das chuvas (entre 1250mm e 2000mm anuais), associada a baixas temperaturas no inverno.

As médias anuais da temperatura situam-se entre 14°C e 22°C. Em regiões mais elevadas, durante o inverno, as médias mensais oscilam entre 10°C e 15°C, registrando-se também temperaturas absolutas negativas.

## **5.6 Geologia e relevo**

O estado do Rio Grande do Sul apresenta, em sua maior parte, relevo baixo, com setenta por cento de seu território a menos de 300m de altitude. A única porção elevada, com mais de 600m de altitude, no nordeste, compreende 11% da superfície total. Podem-se descrever quatro unidades morfológicas no estado: a planície litorânea, o planalto dissecado de sudeste, a depressão central e o planalto basáltico.

## **5.7 Planície Costeira**

Também conhecida como planície litorânea. Toda a fachada leste do estado é ocupada pela planície litorânea, que consiste em terrenos arenosos com cerca de 500 km de extensão no sentido nordeste-sudoeste e largura muito variável. Os arenais se desenvolvem tanto nas margens orientais quanto nas ocidentais das lagoas dos Patos e Mirim (Figura 5.4).

A planície litorânea é constituída pela justaposição de cordões litorâneos (restingas) que, às vezes, deixam entre si espaços vazios ocupados por lagoas alongadas ou banhados.

Devido à abrangência da região costeira e a presença de ventos propícios à energia eólica, como pode ser visto no Atlas Eólicos do Rio Grande do Sul [ATLASRS, 2002], foi escolhido a região sul do estado como área de trabalho, em detalhe na (Figura 5.5).

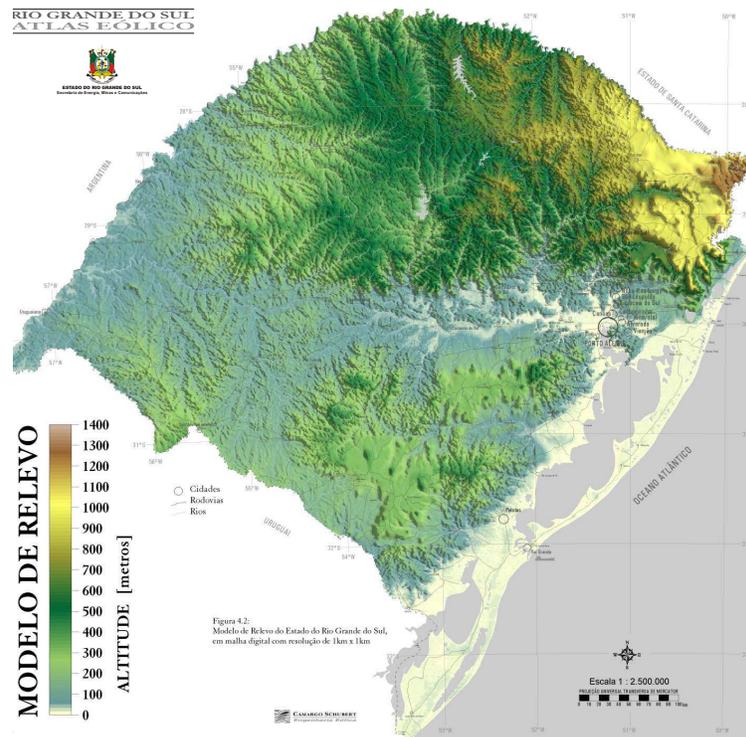


Figura 5.3 – Relevo Rio Grande do Sul.[ATLASRS, 2002]

## 5.8 Modelo de Avaliação Preliminar

### 5.8.1 Scilab

SciLab é um pacote de software livre que provê um ambiente de computação numérica para aplicações científicas e de engenharia. Sendo software livre, o usuário tem liberdade de copiar, distribuir e instalar em qualquer computador de sua propriedade ou de terceiros, além de ter total acesso ao código fonte, podendo modificá-lo e redistribuí-lo alterado [Caparica, 2008].

O SciLab está disponível para download, podendo ser executado em diversas plataformas de hardware e sistema operacional, no endereço <http://www.scilab.org>. Até a data de edição deste documento, o SciLab estava na versão 5.4.1. Para a realização dos cálculos estatísticos e o desenvolvimento dos gráficos desta dissertação, foram instalados os *toolbox Stibox, TimeFrequency, Signal\_Processing\_Supplementary, swt* e *Apifun* [Enterprises, 2013].

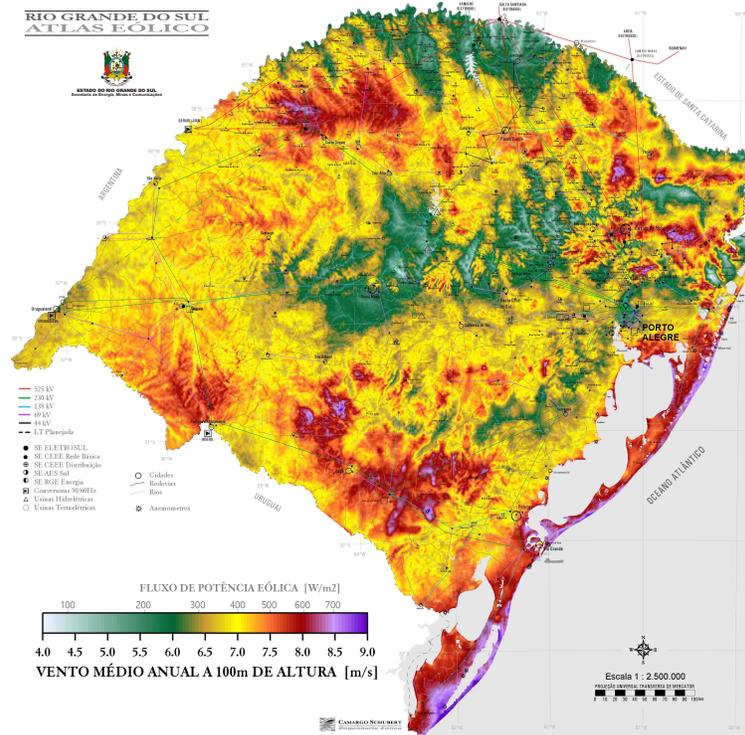


Figura 5.4 – Velocidade do Vento a 100m. [ATLASRS, 2002]

### 5.8.2 Modelo de Avaliação Preliminar

O modelo de avaliação foi desenvolvido na plataforma SciLab tendo em suas funções leitura e aquisição de dados (Tabela 5.2) e cálculos para avaliação (Tabela 5.3), visando a integração de todas as ferramentas para a avaliação dos recursos eólicos.

Tabela 5.2 – Dados de leitura do modelo de avaliação preliminar

Dados de Leitura
Estação Meteorológica 10m
Torre Meteorológica 100m
Modelo de Mesoescala WRF-ARW

### 5.9 WRPLOT

O WRPLOT é um programa gratuito que permite a construção de rosa dos ventos para dados meteorológicos. A rosa dos ventos permite uma visão abrangente de como a velocidade e a direção do vento são normalmente distribuídos em um determinado local.

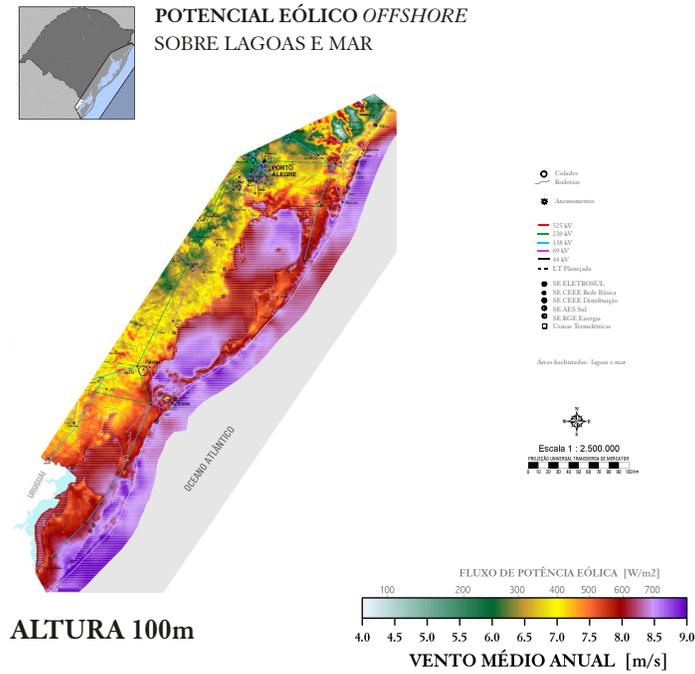


Figura 5.5 – Velocidade do Vento a 100m detalhe da área. [ATLASRS, 2002]

Tabela 5.3 – Dados de cálculo de modelo de avaliação preliminar

Dados de Cálculo
Médias dos dados meteorológicos
Fator de Forma (K)
Fator de Escala (c) [m/s]
Distribuição de Weibull
Densidade de Potência
Rugosidade $Z_0(m)$
Coefficiente de atrito ( $\alpha$ )
Lei de Potência
Lei Logarítmica
Geração
Fator de Capacidade (FC)
Estatística
Gráficos

Apresentados em formato circular, a rosa mostra a frequência dos ventos em uma direção particular e a velocidade com que esse vento sopra naquela direção.

## 5.10 Grandezas Estatísticas

Na avaliação do recurso eólico foram utilizadas grandezas estatísticas como a velocidade média e máxima, a regressão linear (m, b) e o respectivo coeficiente de correlação regressão linear (R2) e os desvios nos parâmetros de Weibull.

Os critérios estatísticos para avaliação dos erros globais de cada simulação utilizados consistiram no erro absoluto médio (MAE), no erro médio quadrático (RMSE), no erro médio (BIAS), no índice de concordância (d) e no desvio padrão (STDE).

O cálculo da mediana é feito através do histograma, ou através da função cumulativa de frequências relativas. A mediana é o ponto do eixo das abcissas correspondente a 50% da frequência relativa acumulada.

$$med = \int_{-\infty}^m f(x)dx \leq \frac{1}{2} \quad (5.1)$$

ou

$$med = \int_m^{-\infty} f(x)dx \leq \frac{1}{2} \quad (5.2)$$

No caso de variáveis discretas, e quando as frequências estão calculadas por unidade, a mediana é o ponto do eixo das Abscissas para o qual a frequência relativa acumulada é inferior ou igual a 50% e superior ou igual a 50% para o ponto imediatamente a seguir.

### 5.10.1 MAE

O MAE indica o desvio médio absoluto dos valores simulados face aos valores observados, sendo melhor quanto mais próximo de zero se encontrar.

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (|\Theta_i|) \quad (5.3)$$

onde  $\Theta = \Theta_S - \Theta_O$  com  $\Theta_S$  representa o valor simulado e  $\Theta_O$  representa o valor observado.

### 5.10.2 RMSE

O RMSE (erro médio quadrático) é uma medida da variação dos valores simulados face aos valores observados e assim como o MAE também é melhor quanto mais próximo de zero se encontrar.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Theta_i)^2} \quad (5.4)$$

### 5.10.3 BIAS

O BIAS (erro sistemático ou tendenciosidade) verifica a tendência dos dados, ou seja, se for positivo indica que os valores simulados se encontram sobrestimados face aos observados e se for negativo encontram-se subestimados.

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Theta_i) \quad (5.5)$$

### 5.10.4 Índice de Concordância

O índice de concordância da intensidade do vento indica o grau de ajuste dos dados simulados aos dados observados, sendo que  $d=1$  corresponde a uma concordância perfeita entre o simulado e o observado e  $d=0$  corresponde a uma discordância total entre ambos.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (p_i - o_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|p_i - \bar{o}| + |o_i - \bar{o}|)^2} \quad (5.6)$$

Onde  $p_i$  representa o valor simulado ou previsto,  $o_i$  representa o valor observado e  $\bar{o}$  valor médio observado.

### 5.10.5 Desvio Padrão

O desvio padrão é uma forma avaliação quantitativa dos dados simulados pelo modelo de simulação numérica WRF, esta medida avalia a dispersão do erros.

$$STDE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Theta_i - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Theta_i))^2} = \sqrt{RMSE^2 - BIAS^2} \quad (5.7)$$

No próximo capítulo serão abordadas essas grandezas, assim como o histograma de velocidades, parâmetros de distribuição de Weibull e rosas de distribuição setoriais.

## CAPÍTULO 6

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados deste trabalho abordarão a comparação dos dados de entrada das análises finais da previsão global (FNL) para o período de 24 meses com dados verificados em estação anemométrica no INMET e uma torre anemométrica. Foram observadas falhas na aquisição dos dados adquiridos do repositório das análises finais da previsão global (NCEP *final Analysis* - FNL) em dois meses, sendo que, um foi corrompido a partir das 8h do primeiro dia e o outro corrompido a partir das 18h do nono dia, esses dois meses foram excluídos da comparação.

Os histogramas e as curvas de Weibull dos dados a 100m são apresentados na Figura 6.1. Sendo que os histogramas apresentam uma pequenas diferença nas frequências, o modelo apresenta uma maior incidência de velocidade mais baixas até velocidade de  $8m/s$ , já os dados observados apresentam uma maior incidência de velocidades acima de  $9m/s$ , estas incidências diferentes se propagam para as velocidades médias (Tabela 6.1).

Tabela 6.1 – Médias e Desvios

	Média( $m/s$ )	Desvio Padrão( $m/s$ )	Mediana	Mínimo( $m/s$ )	Máximo( $m/s$ )
10m Observado	3,8	2,6	3,0	0,0	17,0
10m Simulado	4,7	2,0	4,6	0,0	12,6
100m Observado	8,1	3,2	8,0	0,2	24,3
100m Simulado	7,4	3,0	7,2	0,1	25,3

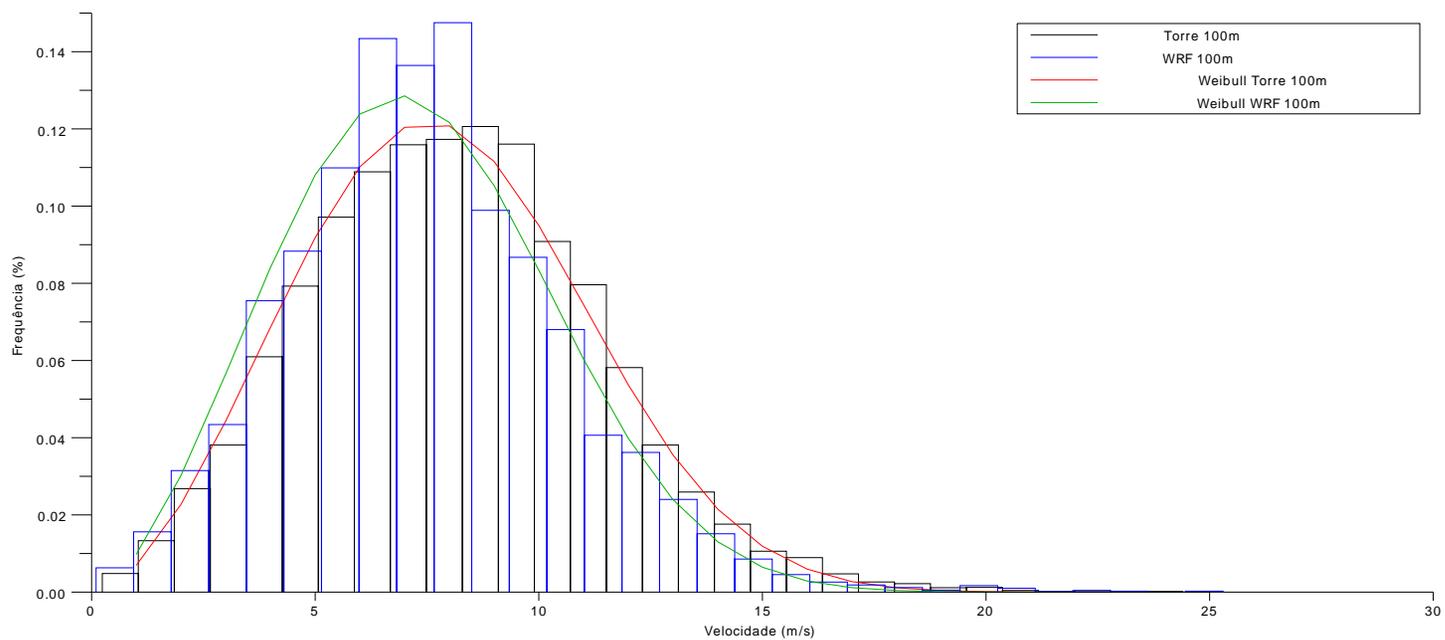


Figura 6.1 – Comparativo dos Histogramas de Distribuição do Vento em uma Torre Anemométrica e a Simulação a 100m.

As Figuras 6.2 e 6.3 apresentam os valores da velocidade do vento para a torre e para o WRF-ARW a 100m, com um tempo de 3000h na primeira e uma redução para 1500h na segunda para um maior detalhamento. Mostra-se, com isso que os dados do modelo WRF descrevem muito bem o comportamento estocástico do vento.

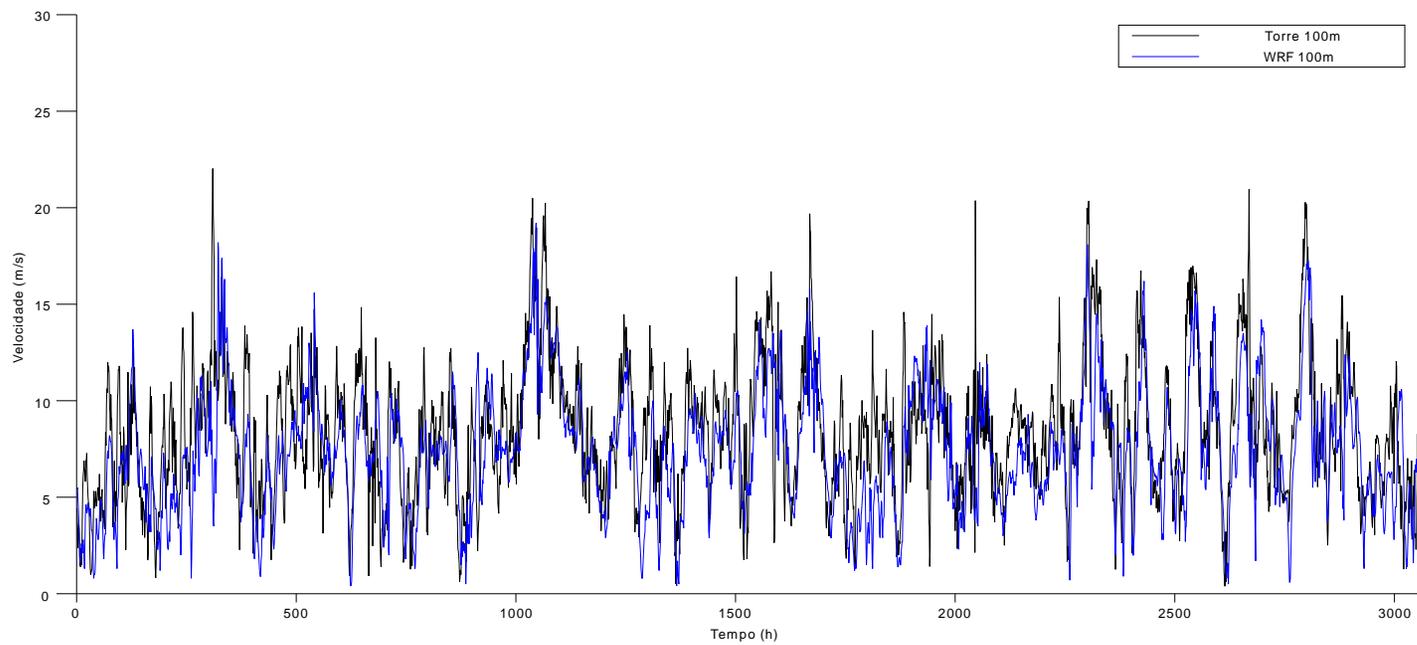


Figura 6.2 – Série temporal da velocidade do vento em 3000h a 100m.

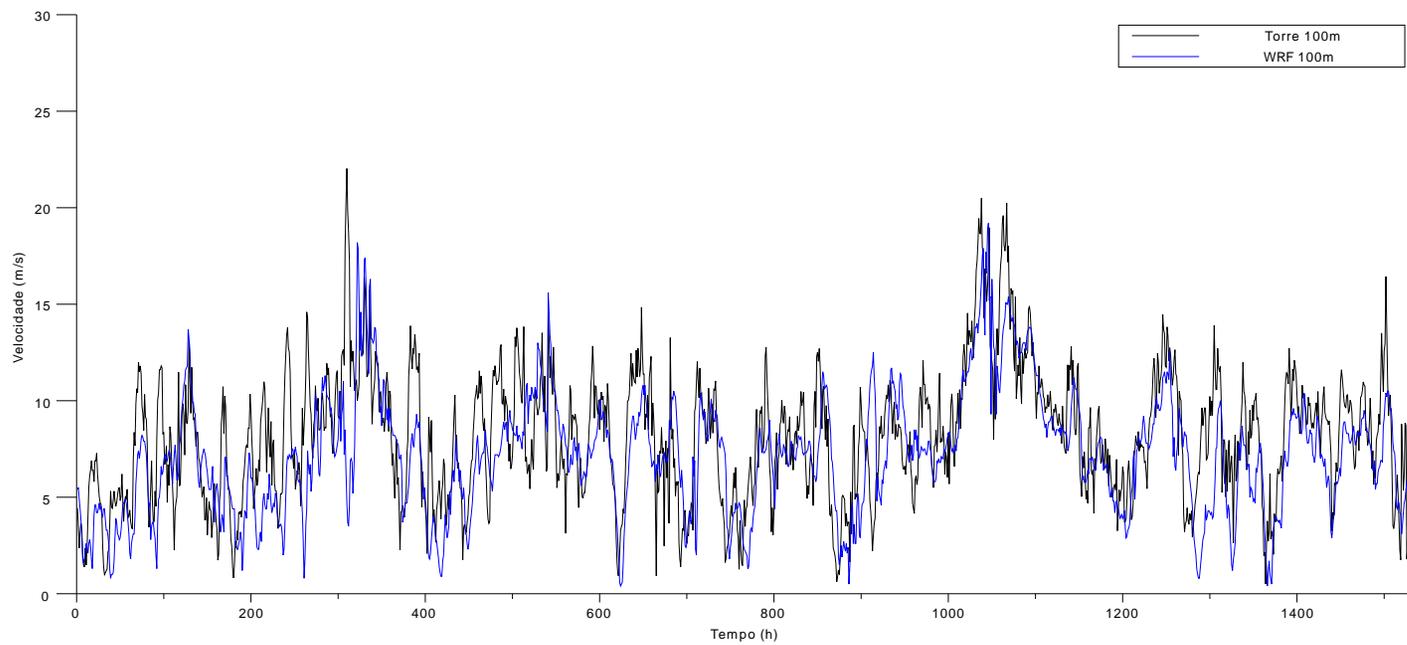


Figura 6.3 – Série temporal da velocidade do vento em 1500h a 100m.

As médias e os desvios das velocidade dos dados reais e simulados mantiveram-se próximas, o mesmo fato é observado na mediana, nos mínimos e nos máximos, como é visto na Tabela 6.1.

A Tabela 6.2 apresenta os comparativos da velocidade do vento -com base nos dados observados-, o desvio médio absoluto, o erro quadrático médio (RMSE), o índice de concordância e o desvio padrão (STDE). A evolução da tendência dos dados, quando positiva, indica que os valores simulados estão sobrestimados. Existe uma tendência de subestimar a velocidade vento por parte do modelo na altura de 100m, já a 10m a tendência é de sobrestimar, quando comparado com o observado, como se pode observar pelos valores do BIAS.

Tabela 6.2 – Dados Estatísticos

	MAE ( <i>m/s</i> )	RMSE ( <i>m/s</i> )	BIAS ( <i>m/s</i> )	Índice de concordância	STDE ( <i>m/s</i> )
10m	1,76	2,25	0,94	0,999819	2,04
100m	2,07	2,73	-0,60	0,999978	2,66

A Figura 6.4 apresenta o comparativo dos dados observados na torre a 100m e os dados do modelo WRF-ARW para a mesma altura. Nota-se a concentração de pontos bem próximo à área central do gráfico, o que mostra uma boa concordância dos dados.

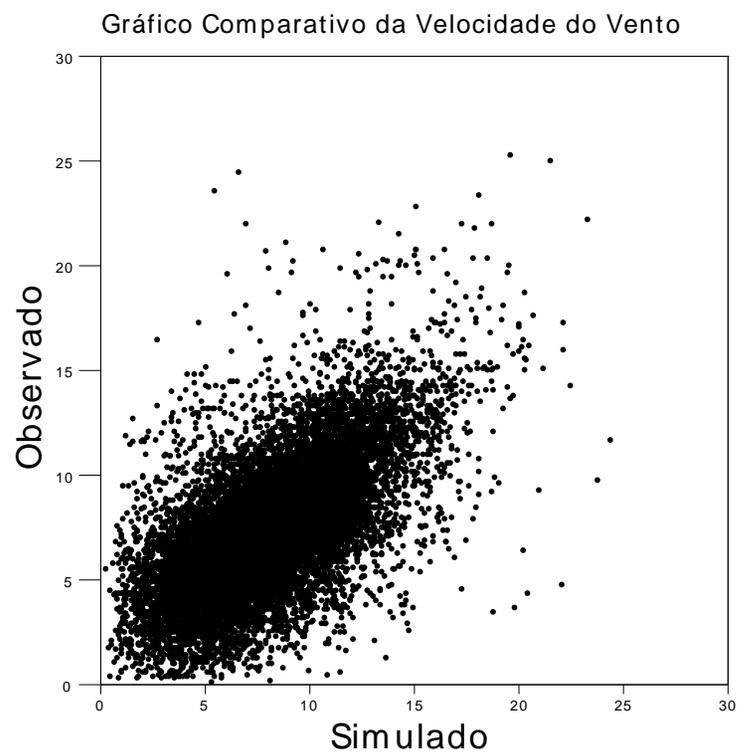


Figura 6.4 – Comparativo da velocidade do vento observações versus simulação

Já os histogramas e as curvas de Weibull dos dados a 10m são apresentados na Figura 6.5. Esse mostra a tendência que o modelo de mesoescala tem de sobrestimar os dados a baixas alturas, o que ocorre porque o modelo não foi desenvolvido para atuar nesta faixa tão próxima ao solo. É observado também a diferença nas frequências das velocidades próximas a zero, onde se evidencia a maior incidência de valores mais baixos na estação meteorológica. No WRF esta alta frequências não aparece nas velocidades iniciais, pois o modelo tende a descrever com uma curva “Gaussiana”.

A Figura 6.6 mostra os valores para a estação meteorológica e para o WRF-ARW com um tempo de 300h, onde fica evidente um bom detalhamento de comportamento aleatório de vento, inclusive a 10m.

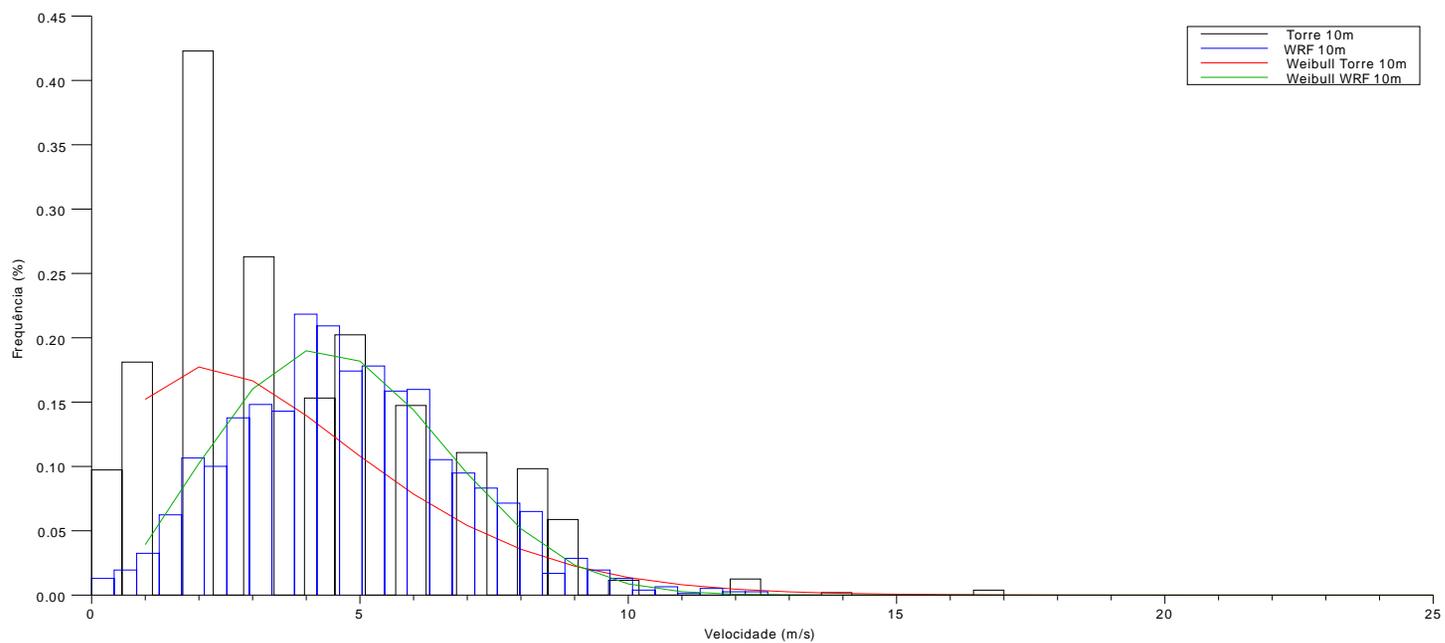


Figura 6.5 – Comparativo dos Histogramas de Distribuição do Vento na Estação Meteorológica e a Simulação a 10m.

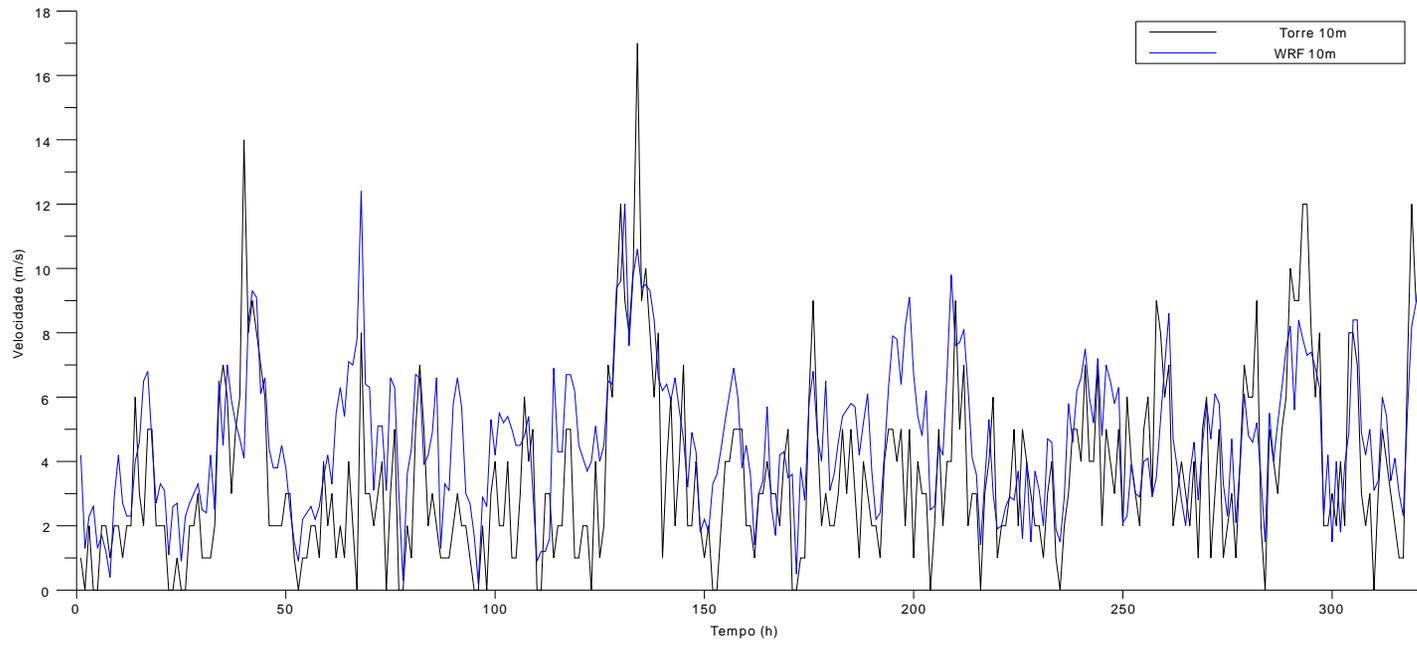


Figura 6.6 – Série temporal da velocidade do vento em 300h a 10m.

Para tornar possível uma análise gráfica do período total, foi elaborada a figura 6.7 que representa as médias mensais das velocidade dos ventos. Nota-se imediatamente que todas as simulações conseguem reproduzir as principais características do regime médio de vento no local. Todas as simulações numéricas acompanham os dados observados, o que comprova a capacidade do modelo de simular estas variáveis com a característica de subestimar a velocidade do vento 100m e sobrestimar o vento a 10m.

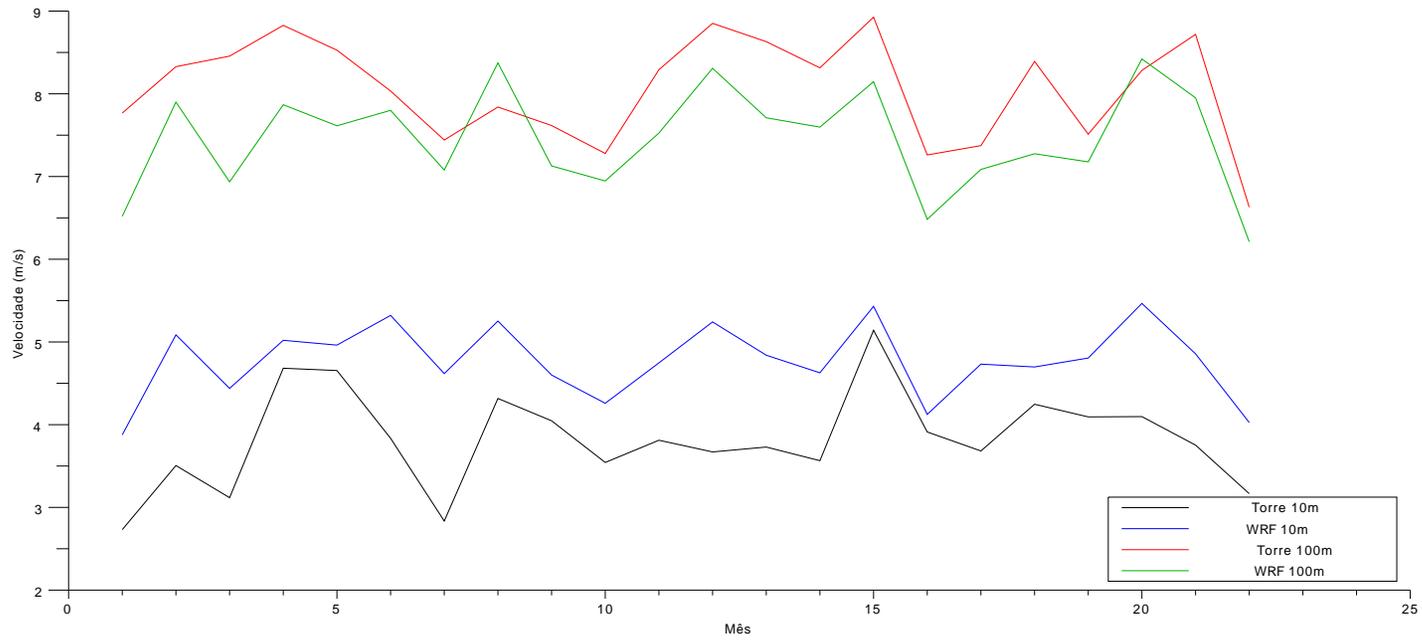


Figura 6.7 – Médias mensais da Torre e Simulação.

As Figuras 6.8 e 6.9 mostram as distribuições das direções em ciclos que cobrem as quatro estações de um ano. Através da comparação dos quadrantes das rosas-dos-ventos dos dados observados com os simulados pode-se aferir que a representação é aceitável.

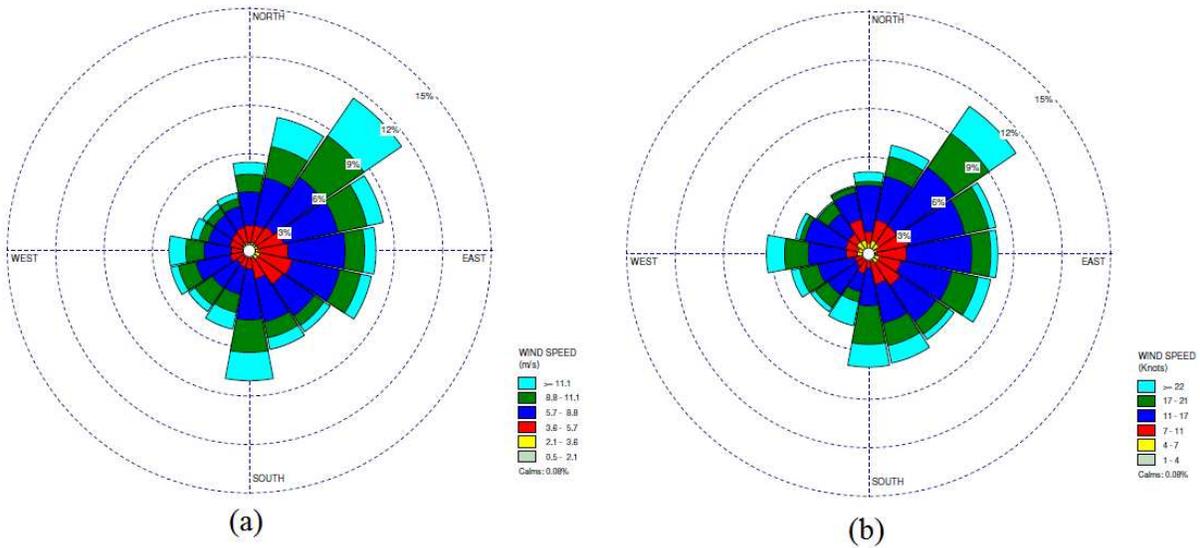


Figura 6.8 – Rosa dos Vento 100m ciclo 01 (a)Dados Observados (b)Dados Preditos.

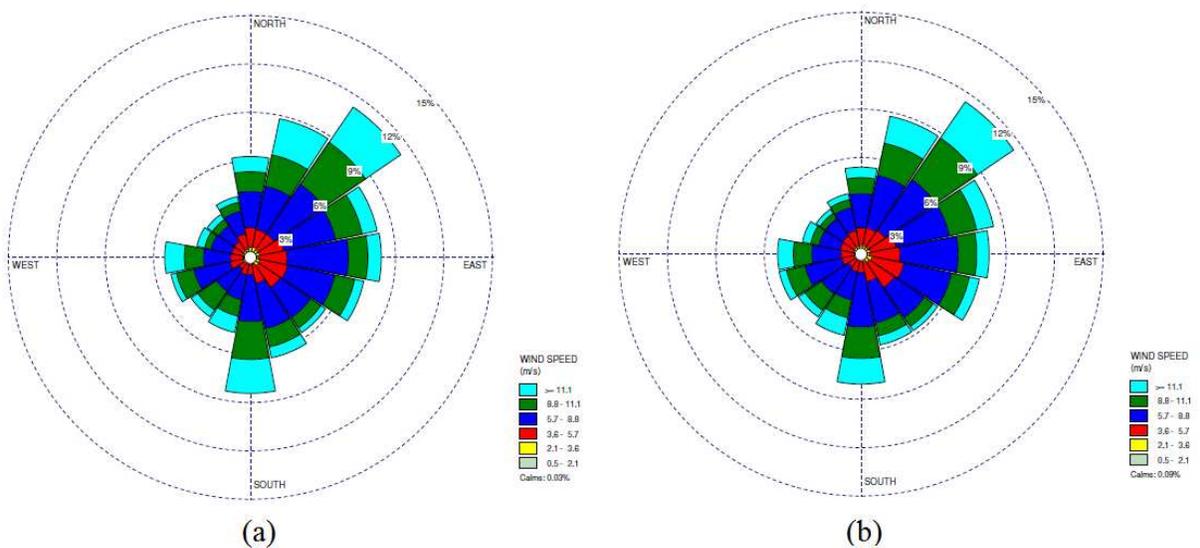


Figura 6.9 – Rosa dos Vento 100m ciclo 02 (a)Dados Observados (b)Dados Preditos.

O modelo numérico foi capaz de captar as direções predominantes, embora a frequência das ocorrências não seja totalmente idêntica. Analisando ambas as rosas e os seus desvios setoriais pode-se verificar a predominância de ventos de origem nordeste.

As Figuras 6.10 e 6.11 apresentam os valores da direção do vento para a torre e para o WRF-ARW a 100m, com um tempo de 3000h e uma redução para 1500h, respectivamente, o que possibilita um maior detalhamento. Mostrando que o modelo WRF também apresenta um bom desempenho ao descrever a direção do vento com bastante precisão, podendo assim, ser útil para determinar o posicionamento dos aerogeradores com relação ao vento principal.

O Modelo WRF-ARW a 10m (Figura 6.12) também apresentou uma boa correlação com os dados da estação. Os dados do WRF-ARW passaram por uma correção de escala para igualar com os dados da saída da estação. A direção predita pelo WRF também concorda muito bem com os dados reais mostrando a coerência na simulação.

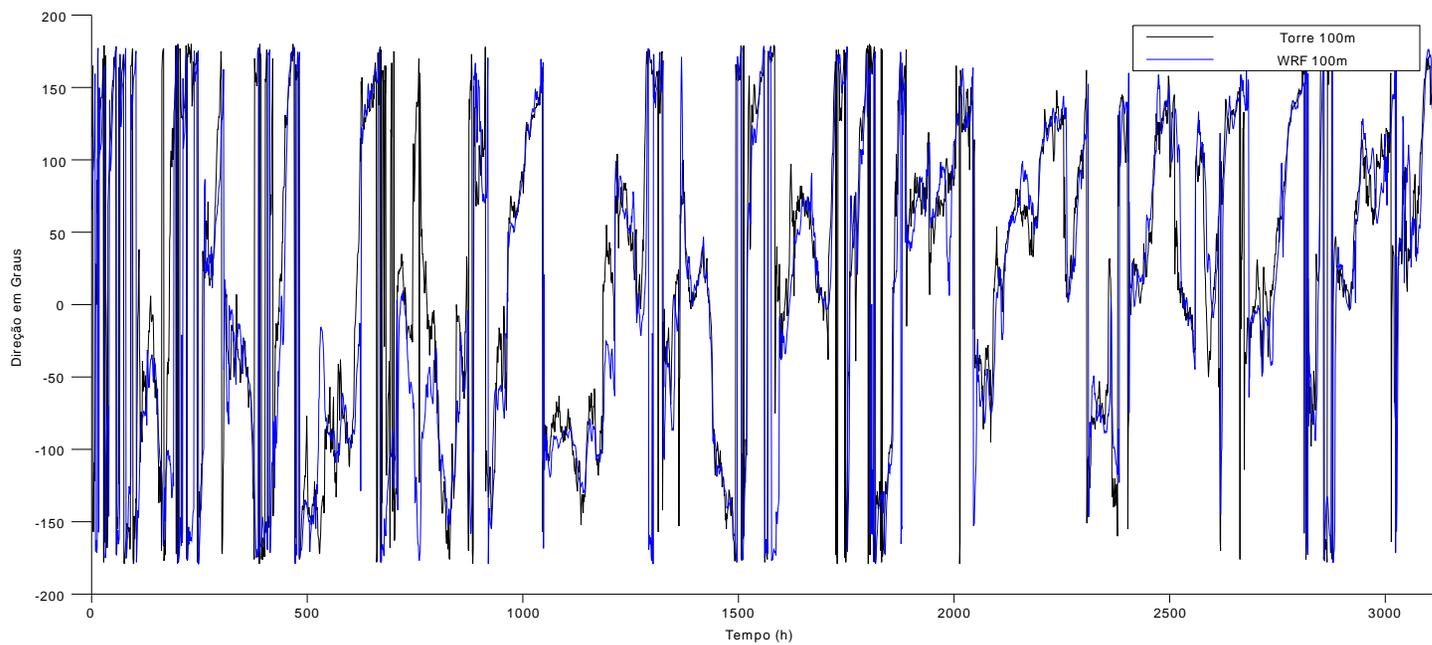


Figura 6.10 – Série temporal da direção do vento em 3000h a 100m.

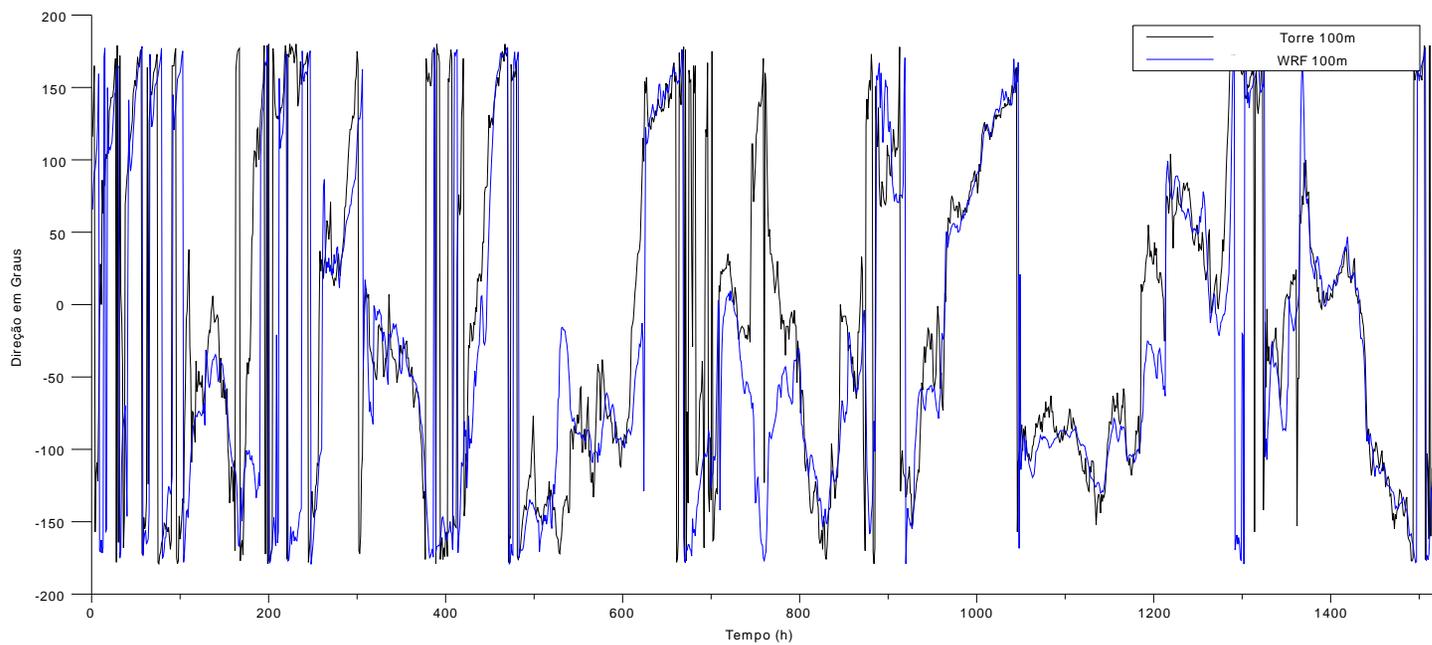


Figura 6.11 – Série temporal da direção do vento em 1500h a 100m.

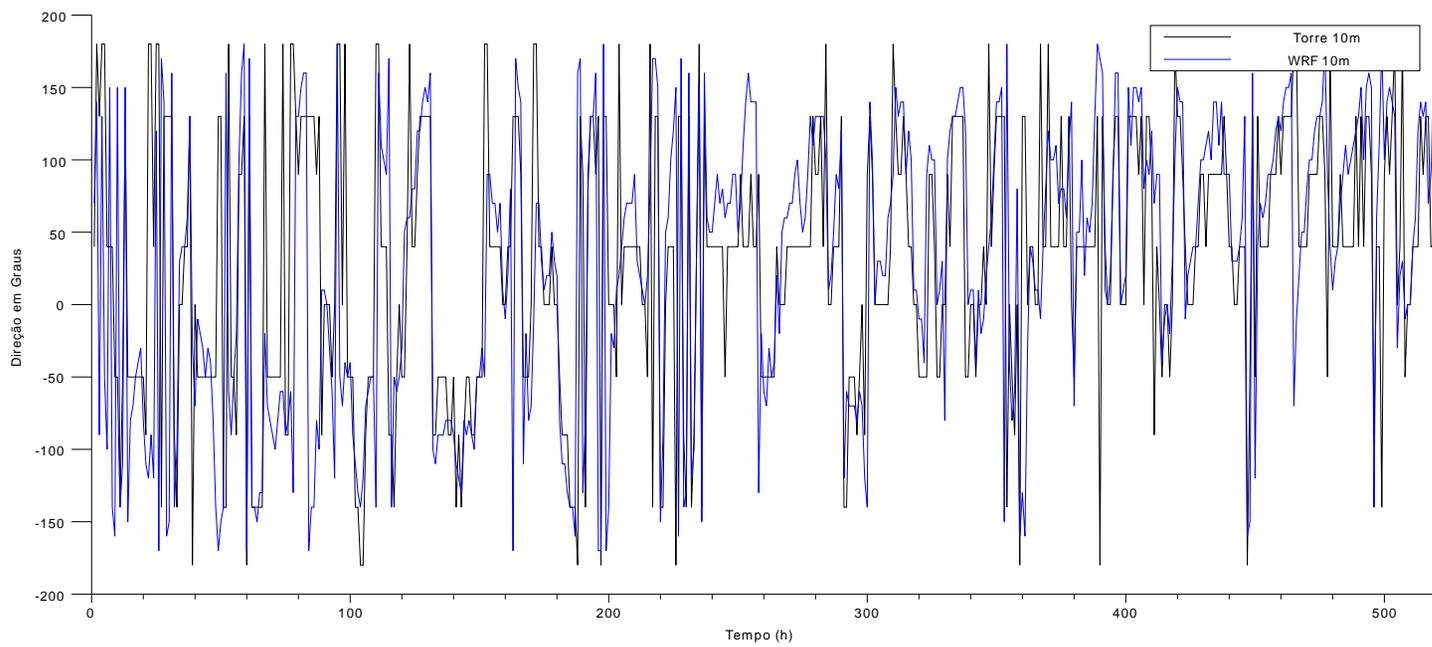


Figura 6.12 – Série temporal da direção do vento em 3000h a 10m.

As simulações conseguem reproduzir os padrões de velocidade e direção do vento, oferecendo resultados concordantes com a realidade. Este fato é mais visível na comparação entre a velocidade simulada e a observada, onde o modelo consegue ser mais fiel à série de velocidade observada como é visto na Figura 6.2. No que diz respeito à direção, as simulações apresentam um comportamento semelhante como mostra a figura 6.10. É verificado um comportamento de boa concordância da direção observada e predita.

Tabela 6.3 – Médias e Desvio Direção

	Média (°)	Desvio Padrão (°)
10m Observado	27,8	88,2
10m Simulado	32,6	97,3
100m Observado	39,5	96,5
100m Simulado	32,6	98,0

Tabela 6.4 – Dados Estatísticos Direção

	MAE (°)	RMSE (°)	BIAS (°)	Índice de concordância	STDE (°)
10 m	0,63	0,7023	-1,38E-02	0,9999999888	0,7021
100 m	0,64	0,7116	-4,65E-03	0,9999999986	0,7115

As médias e os desvios das direções também apresentam valor coerentes, com uma direção característica que é vista tanto na estação, quanto na torre meteorológica.

Os dados estatísticos da direção do vento, com base nos dados observados, apresentam bons índices de concordância, demonstrando que o modelo de mesoescala consegue reproduzir a tendência da direção com precisão.

A seguir, serão tratados os aspectos de climatologia do modelo WRF e suas comparações com dados observados.

A Figura 6.13 apresenta a comparação das temperaturas a 30m e 100m para um período de dois anos. Esta mostra claramente a transição de inverno e verão, com oscilações térmicas de quase 35°C.

Na figura 6.14 foi efetuado um corte em 200h para tornar possível a visualização da interferência do solo na altura mais baixa, percebe-se este fato através da maior oscilação na faixa de 30m do que na de 100m.

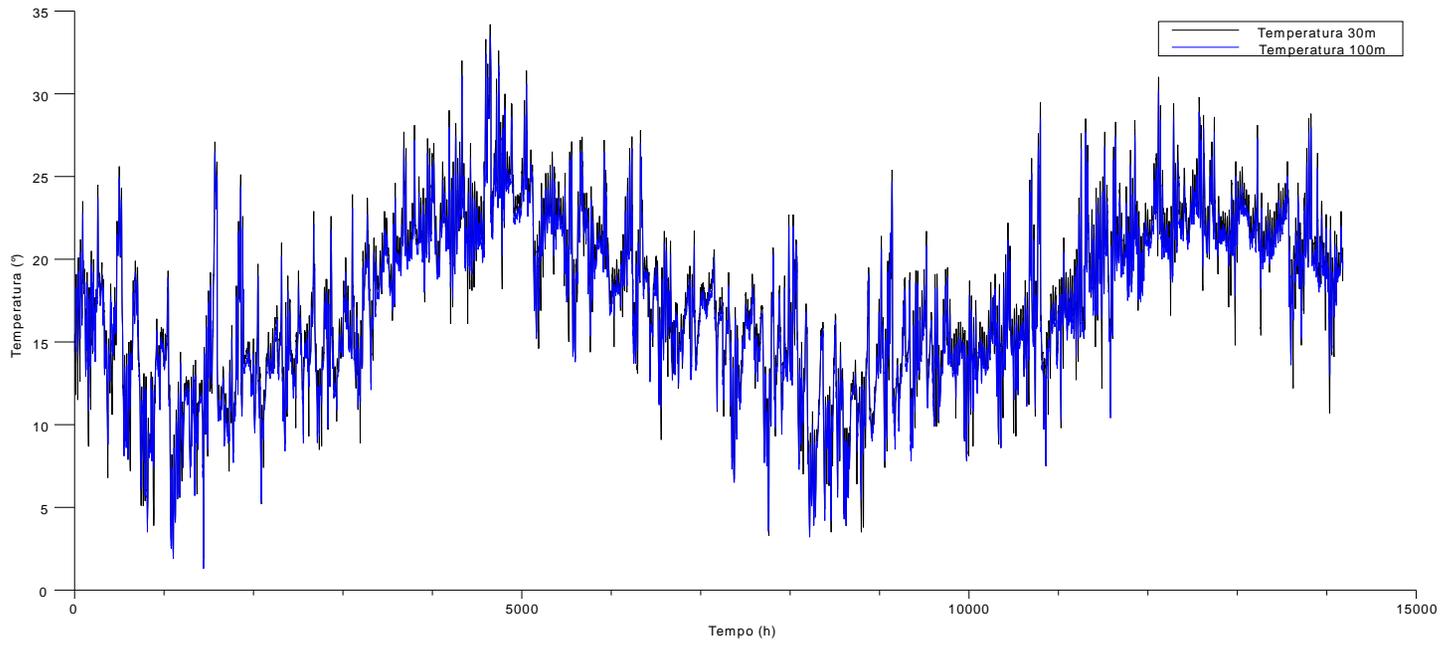


Figura 6.13 – Ciclo completo das Temperaturas em duas diferentes alturas simuladas

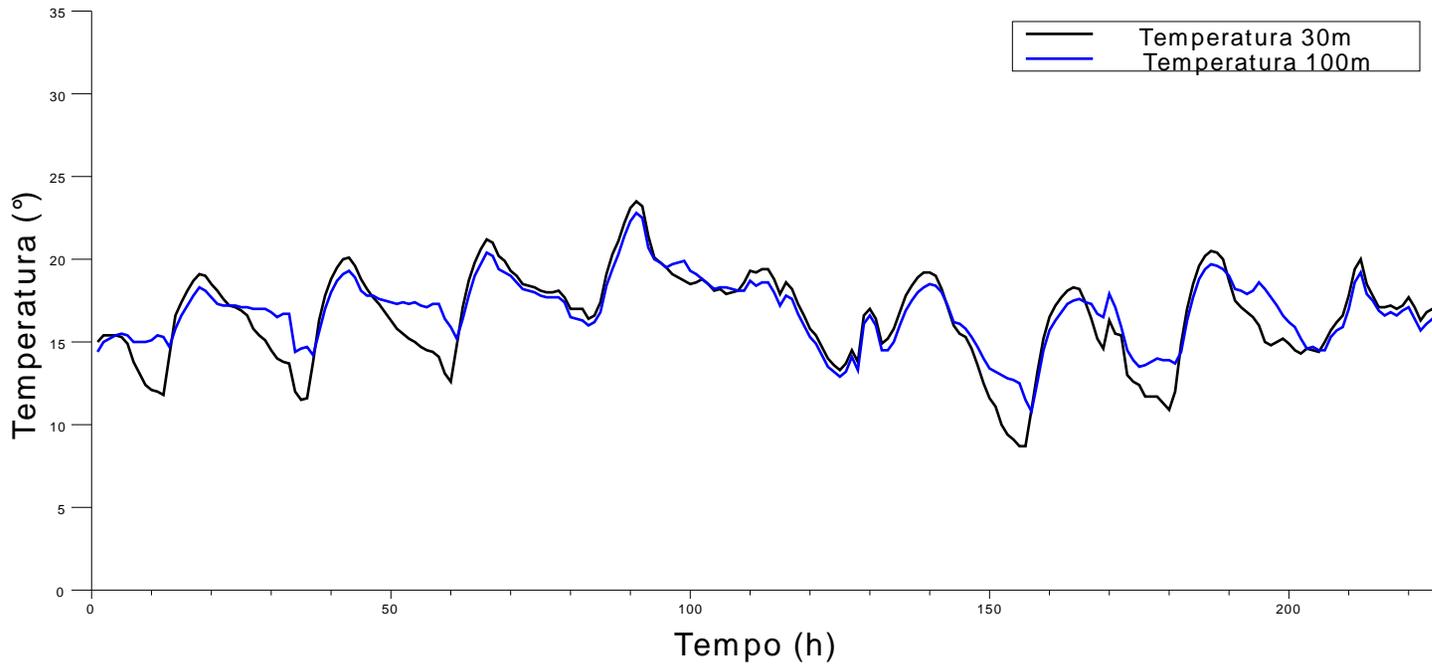


Figura 6.14 – Temperatura em duas diferentes alturas simuladas

O comparativo das pressões é apresentado na Figura 6.15, onde as pressões verificadas na estação meteorológica e as pressões simuladas no WRF demonstram uma concordância nas flutuações. O modelo tende a apresentar valores mais altos, mas bem próximos dos valores reais. Posteriormente foram plotados os gráficos das pressões a três alturas no ponto da torre anemométrica para se verificar a coerência do modelo em diferentes alturas, como a torre não possui dados de pressão e temperatura, a Figura 6.16 é somente com dados simulados.

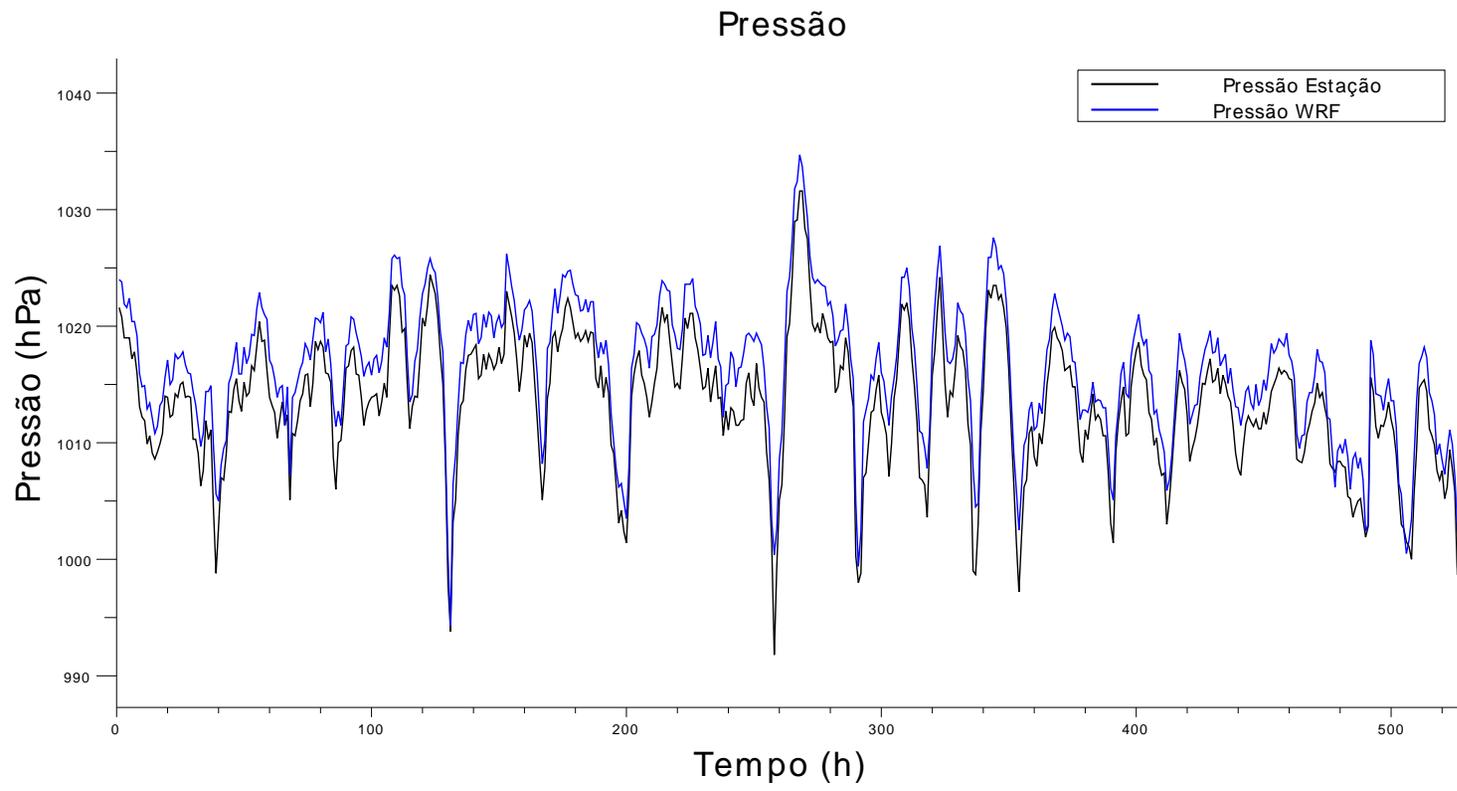


Figura 6.15 – Comparativo da pressão atmosférica entre a estação meteorológica e o WRF

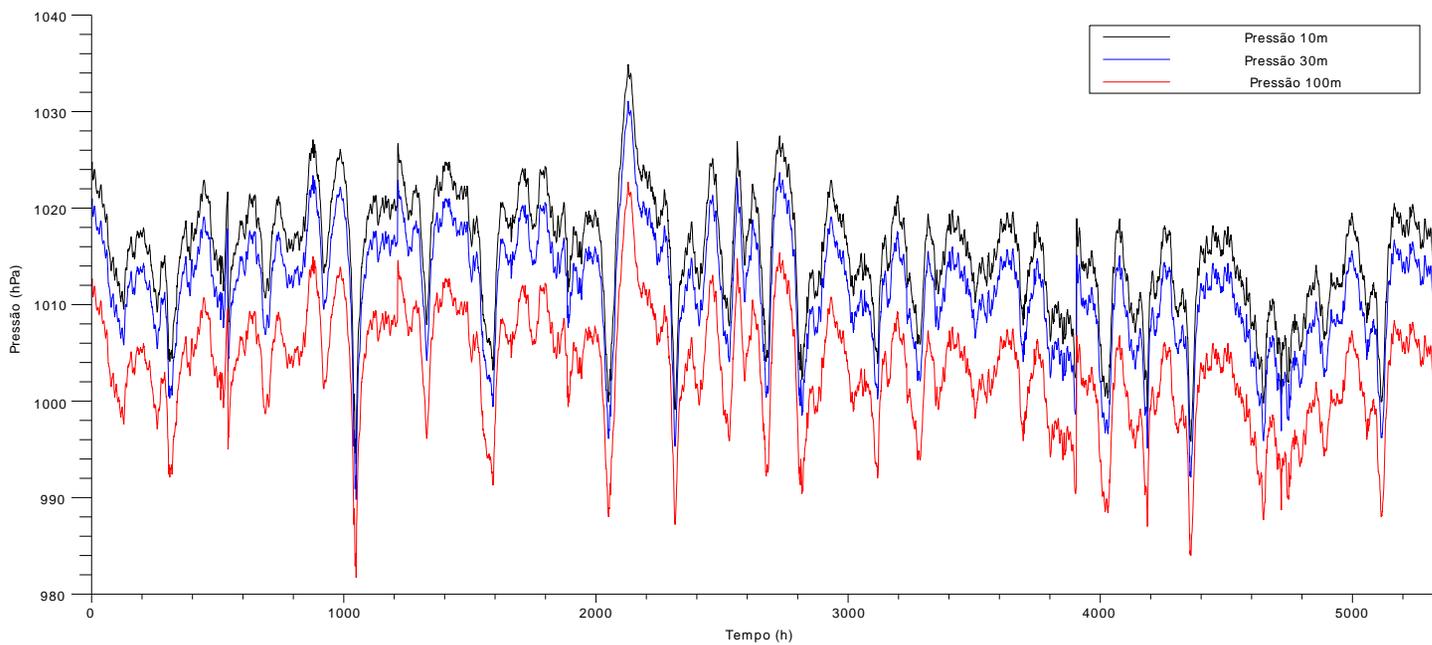


Figura 6.16 – Pressão atmosférica em três diferentes alturas Simuladas

Na Tabela 6.5 é possível ver a boa concordância do modelo WRF-ARW com os dados observados a 10m na estação meteorológica e a coerência nas pressões e temperaturas no local do Torre de medição.

Tabela 6.5 – Parâmetros Meteorológicos

	Pressão (hPa)	Temperatura (°)
10m Observado	1013,1	18,3
10m Simulado	1014,3	18,0
100m Observado		
30m Simulado	1012,1	17,5
100m Simulado	1003,9	17,1

A Tabela 6.6 apresenta a saída do modelo de avaliação preliminar para o Fator de Escala ( $A$ )(m/s) e Fator de forma ( $k$ ) que são indispensáveis para determinar as curvas de Weibull. A tabela mostra que os dados de vento gerados pelo modelo WRF-ARW apresentam concordância com os dados das medições.

Tabela 6.6 – Fator de Escala ( $A$ )(m/s) e Fator de forma ( $k$ )

	Fator de Escala ( $A$ )(m/s)	Fator de forma ( $k$ )
10m Observado	4,21	1,52
10m Simulado	5,25	2,49
100m Observado	8,90	2,73
100m Simulado	8,24	2,65

As rugosidades da superfície calculadas para a torre e para o modelo, apresentadas na Tabela 6.7, mostram-se coerentes com a norma brasileira [NBR 6123, 1988], ficando os dois parâmetros dentro da classe II, que condiz com a região costeira do Rio Grande do Sul, tendo a torre um comprimento de rugosidade ( $Z_0$ ) maior. Já o coeficiente de atrito ( $\alpha$ ) calculado oscila entre 0,15 e 0,16 que condiz com grama alta, arbustos e cercas, características comuns na região. Estes valores de expoente de Hellman também se encaixam na classificação de superfície plana com estabilidade atmosférica neutra como é visto na Tabela 4.3.

Tabela 6.7 – Parâmetros de Rugosidade

	$Z_0$ (m)	$\alpha$
100m Observado	0,12	0,1651
100m Simulado	0,084	0,1553

Após o cálculo do comprimento de rugosidade ( $Z_0$ ) e do coeficiente de atrito ( $\alpha$ ) foi calculado o perfil vertical do vento (Figura 6.17) utilizando os dois modelos, Lei Logarítmica e Lei Potencial. Foram utilizadas como velocidade de referência para o modelo WRF a velocidade do vento a  $30m$  e para a torre  $60m$ . Ambos modelos mostraram-se satisfatórios para o estudo, atingindo a  $100m$  velocidades próximas as registradas na torre e no modelo WRF-ARW.

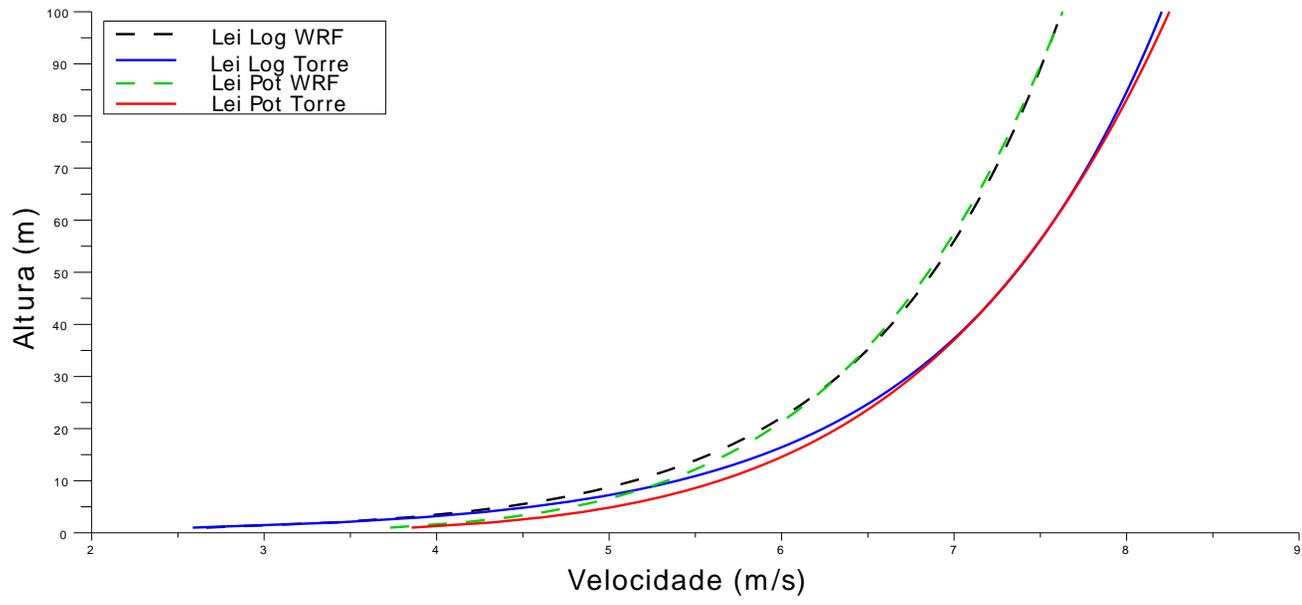


Figura 6.17 – Perfil vertical do Vento calculado com a Lei Logarítmica e com a Lei Potencial.

As médias são  $8,10m/s$  para os dados observados e  $7,49m/s$  para os dados simulados, esta pequena diferença que também é observada nos parâmetros (Tabela 6.6), quando comparada em termos de fator de capacidade e potência (Tabela 6.8), mostra um fator de capacidade mais elevado para os dados observados com 51% , 50% e 53% em comparação aos 34%, 29% e 52% da simulação, para aerogeradores comerciais (Figura 6.18). Esta grande diferença de potência se deve, principalmente, a diferença nas incidências das velocidades observadas e simuladas.

Tabela 6.8 – Fator de Capacidade e Potência

	Fator Capacidade (%)			Potência Média (Wh)		
100m Observado	51,09	50,06	53,17	1047,39	1051,30	1063,40
100m Simulado	34,09	29,89	42,01	698,99	627,87	840,28

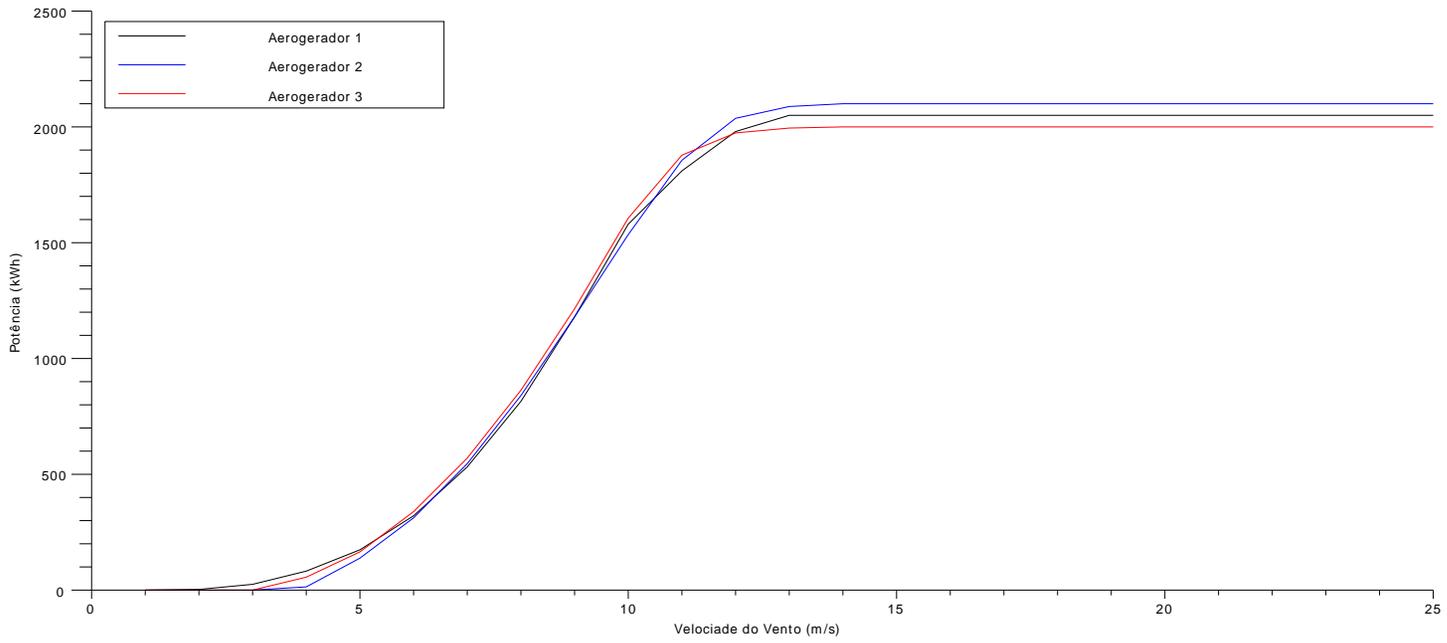


Figura 6.18 – Curva de potência de máquinas comerciais

A Figura 6.19 mostra que a variação de densidade de potência entre os dados observados e preditos não varia significativamente para ventos inferiores a  $9m/s$ . A densidade de potência cumulativa na velocidade de  $8m/s$  em ambos é de  $40W/m^2$ , já a  $10m/s$  a probabilidade é de  $60W/m^2$  para os dados observados e de  $50W/m^2$  para os dados preditos.

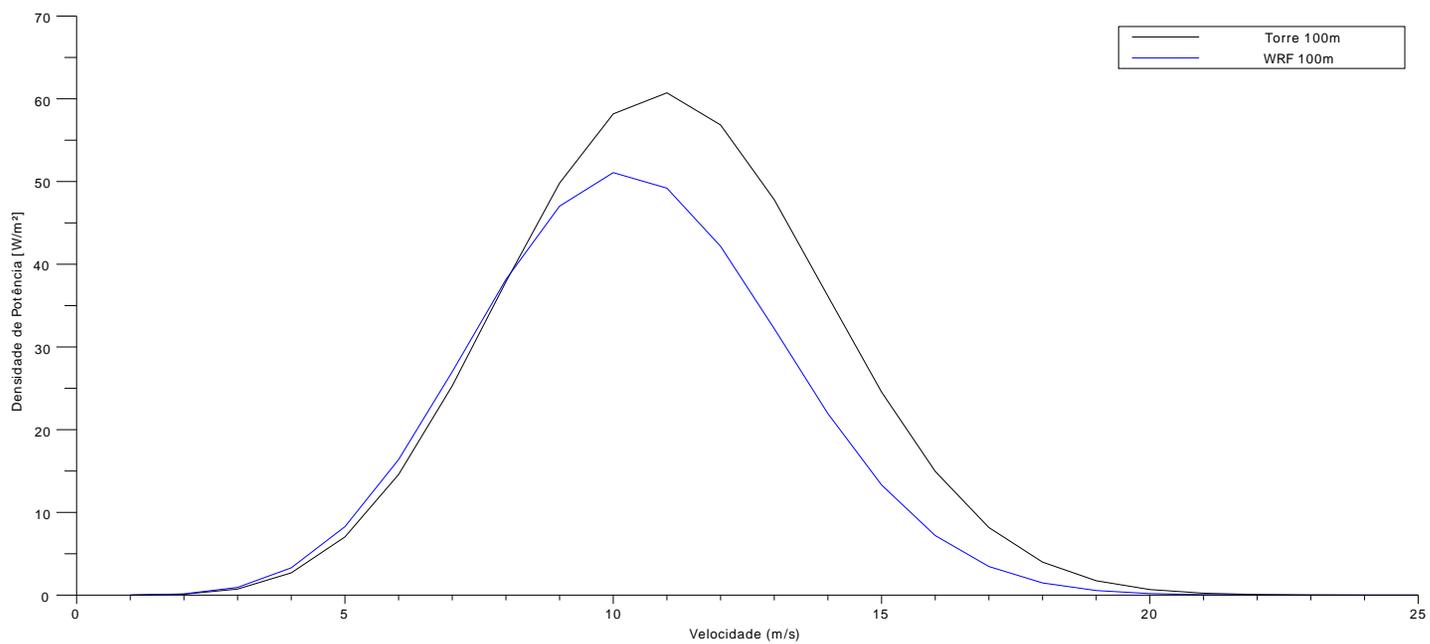


Figura 6.19 – Distribuição de densidade de potência na torre e no WRF a 100m.

Foi desenvolvido um *script* para as saídas do GrADS para que fossem obtidas as visualizações das magnitudes e direções do vento na região da simulação. A Figura 6.20 mostra as velocidades medias durante um ciclo de 12 meses cobrindo as 4 estações,(verão - Figura 6.21, outono - Figura 6.22, inverno - Figura 6.23 e primavera - Figura 6.24) com sua direções características. A imagem mostra também o grande potencial para a produção eólica offshore na costa do Rio Grande do Sul.

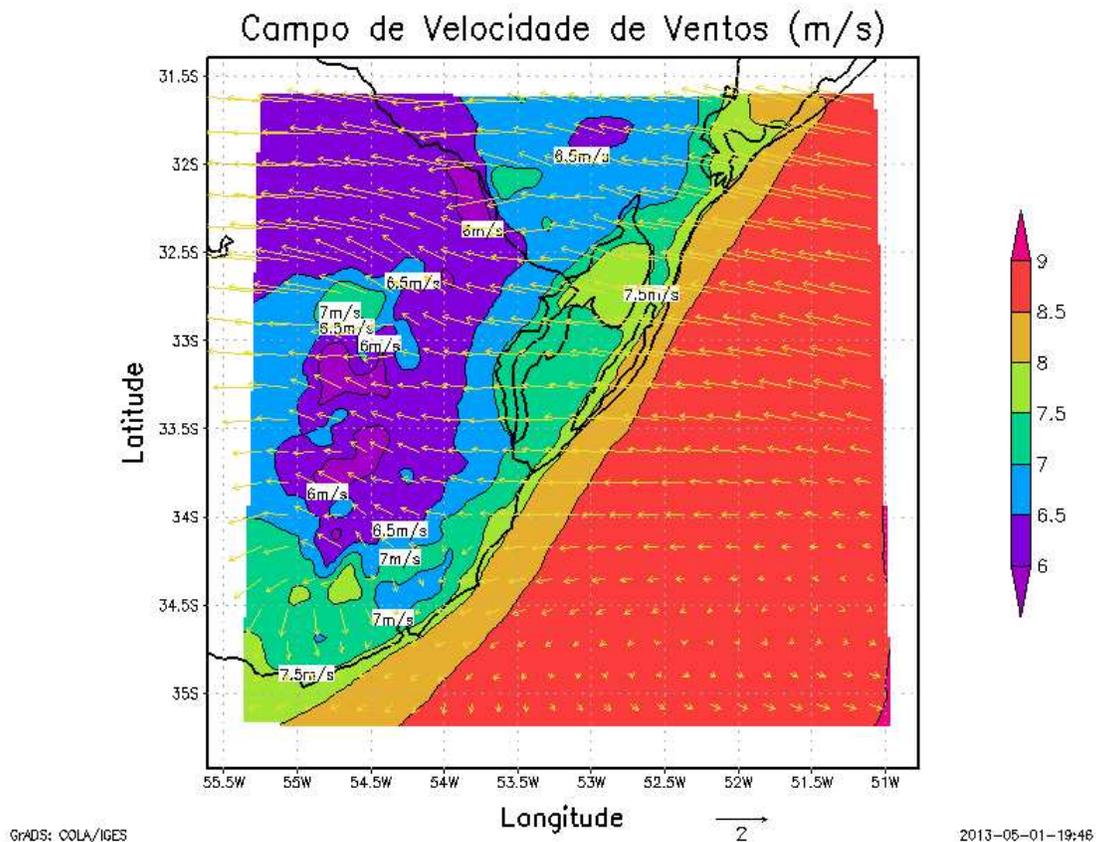


Figura 6.20 – Campo médio da Velocidade de Vento em 12 meses a 100m.

As parametrizações físicas utilizadas foram as *default* do WRF (Tabela 6.9), essas revelaram-se plausíveis, mostrando coerência entre os resultados da simulação e os dados observados.

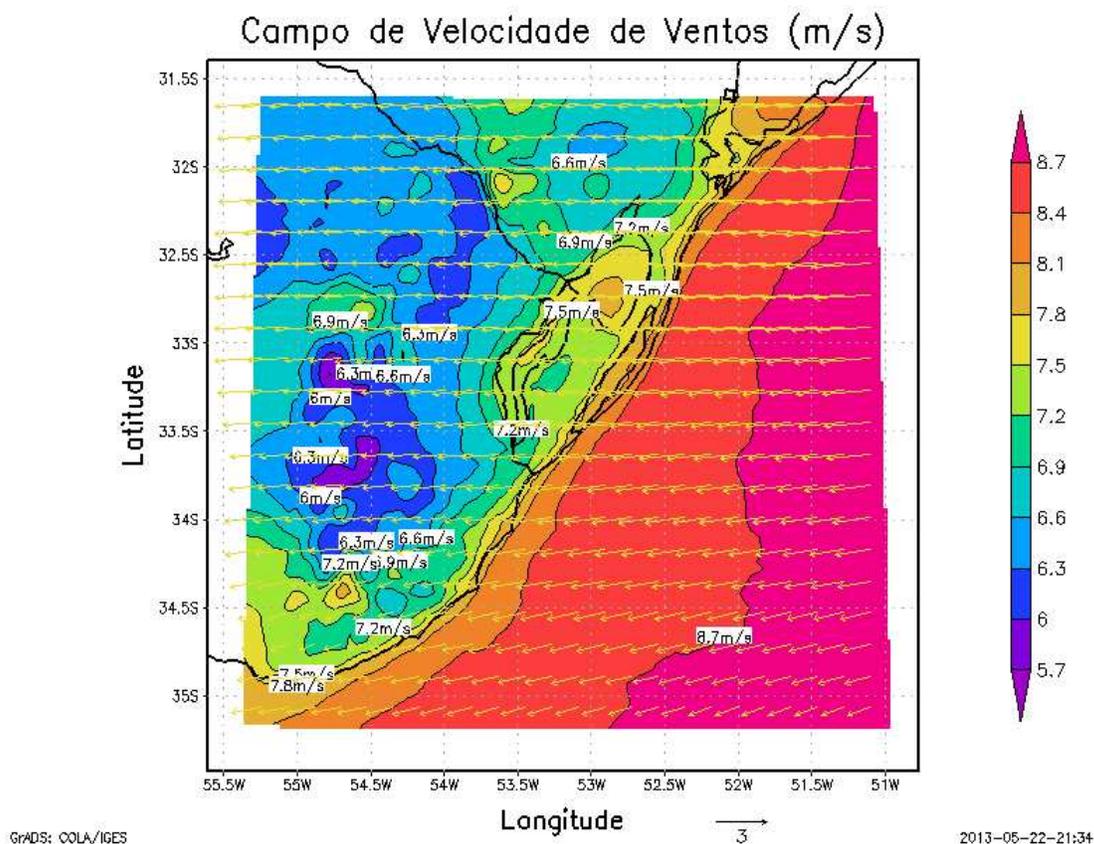


Figura 6.21 – Campo médio da Velocidade de Vento no verão a 100m.

Tabela 6.9 – Parametrização Utilizada

Parametrização	
Níveis Verticais	27
Camada de Superfície (CS)	MM5
Camada Limite Planetária (CLP)	YSU
Modelo de Superfície de Solo (MSS)	NOAH
Microfísica (MF)	WSM3
Radiação de Longo Comprimento de Onda (RLO)	Dudhia
Radiação de Curto Comprimento de Onda (RCO)	RRTM
Cumulus (PC)	Kain-Fritsh

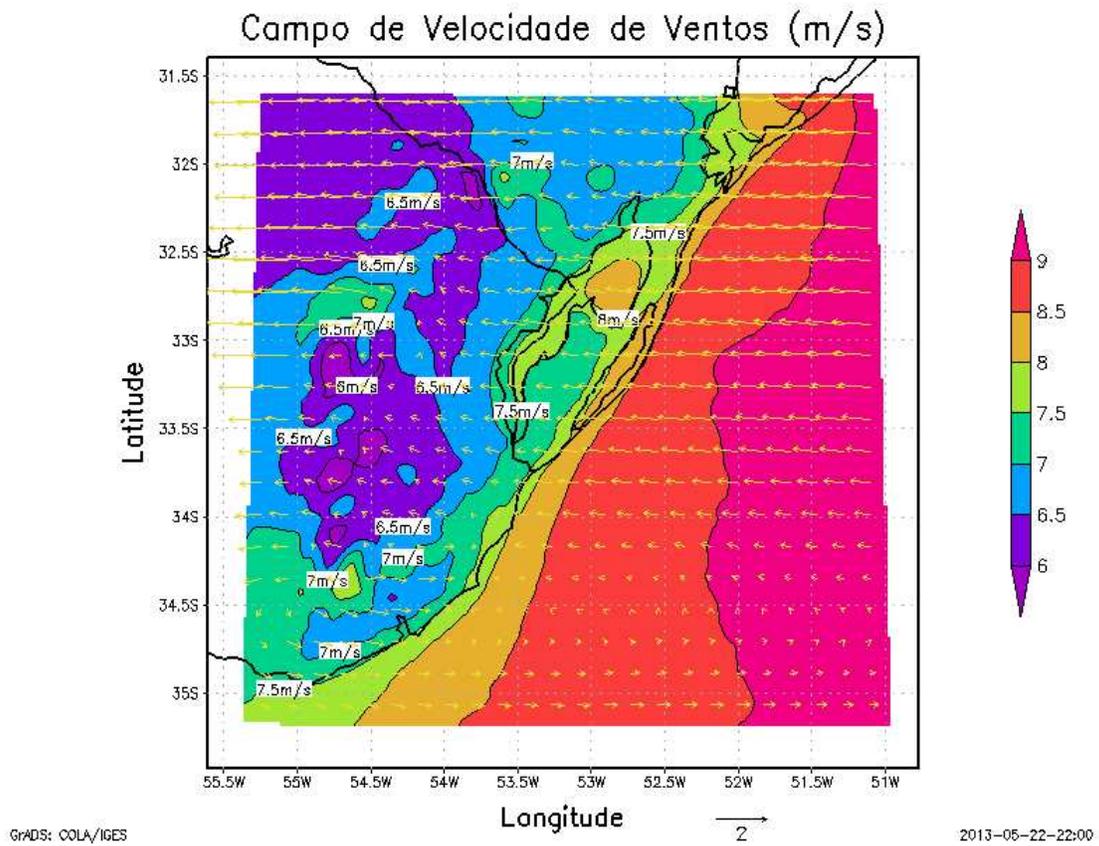


Figura 6.22 – Campo médio da Velocidade de Vento no outono a 100m.

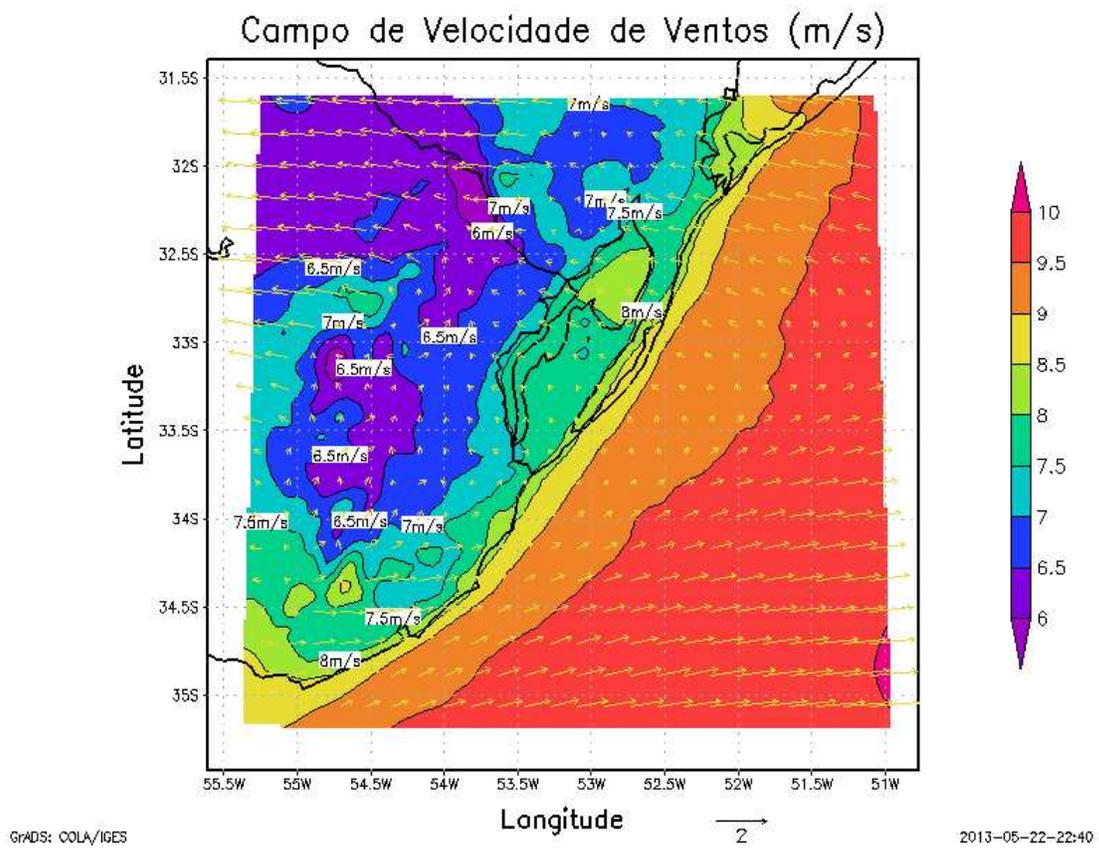


Figura 6.23 – Campo médio da Velocidade de Vento no inverno a 100m.

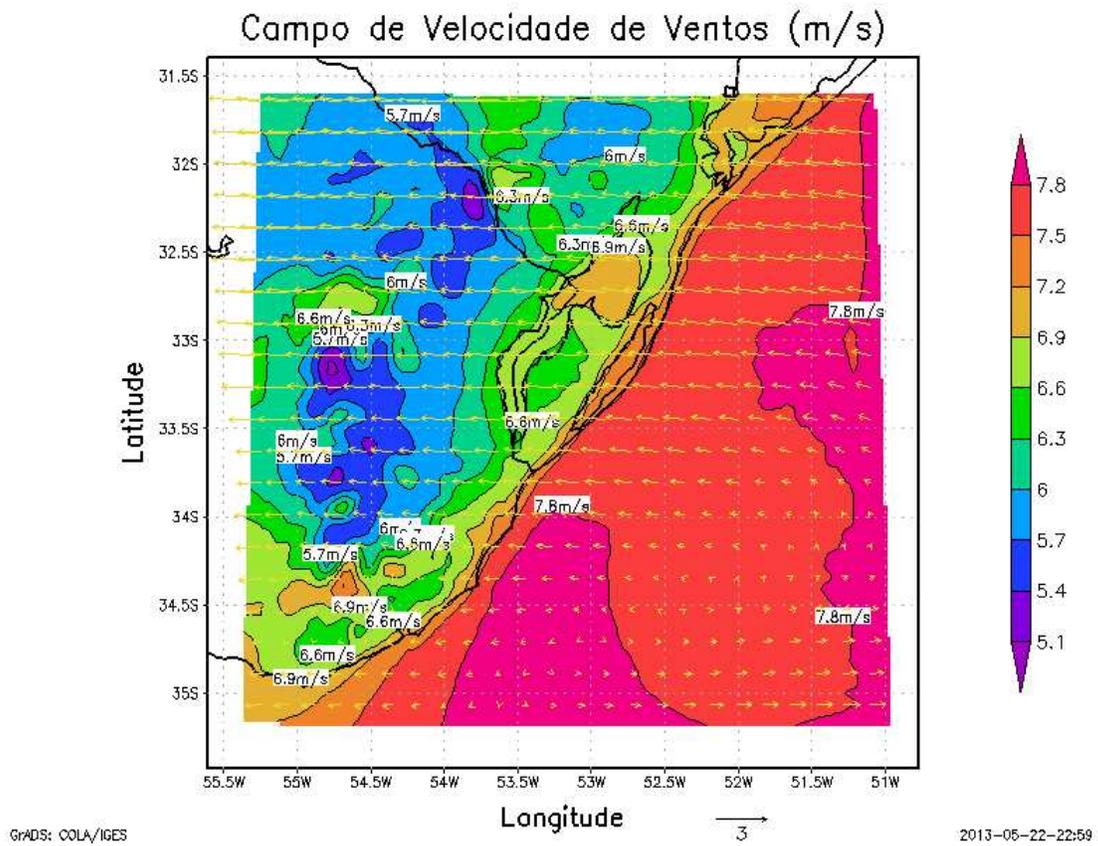


Figura 6.24 – Campo médio da Velocidade de Vento na primavera a 100m.

## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

O Presente trabalho trata do primeiro passo para a criação de uma ferramenta que futuramente pode auxiliar na avaliação de sítios para instalação de parques eólicos. Neste sentido, o autor dessa dissertação é consciente do fato que várias questões pertinentes ainda estão em aberto, no entanto o trabalho apresentado mostra as perspectivas que surgem da utilização do WRF para planejamento e desenvolvimento de parques eólicos. Futuramente os resultados podem ser refinados com outros recursos, permitindo simular o escoamento do ar no local, levando em consideração a orografia do terreno conjuntamente com impacto do próprio aerogerador no perfil do vento.

Neste intuito, conhecer bem o padrão de comportamento do vento ao longo dos anos é uma importante ferramenta para o planejamento. O modelo WRF-ARW mostra-se eficaz em demonstrar, com excelente concordância, a tendência dos dados observados, tanto na velocidade quanto na direção, ficando claro a subestimação dos dados da velocidade do vento a 100m e a sobrestimação da velocidade dos ventos a 10m. Sendo assim, o WRF-ARW serve, claramente, ao propósito de apoiar as medições e desenvolver séries temporais para demonstrar a climatologia local, melhorando a confiabilidade dos projetos eólicos e atuando como torres anemométricas virtuais.

Três anos de medições não servem para descrever a climatologia local, pois é um espaço de tempo muito curto para determiná-la, assim os modelos de mesoescala podem dar um melhor entendimento e servir como uma ferramenta auxiliar para a determinação do clima no local específico do projeto com séries temporais longas, de 20 ou 30 anos, de dados. Observa-se uma possível correção da tendência através dos dados do INMET de estações localizadas na mesma região.

A parametrização de instalação mostra-se satisfatória para a metodologia de simu-

lação onde se dispõem de poucos recursos computacionais, tornado esta metodologia facilmente aplicável em projetos de energia, porque o desenvolvedor de projeto eólico não terá um grande custo computacional. Contudo uma melhoria necessária é o aumento dos níveis verticais, assim a perspectiva de trabalhos futuros é analisar a parametrização para refinamento de resultados levando em conta o tempo computacional.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

3TIER, 2009. "The FirstLook Global Wind Dataset : Annual Mean Validation", pages 1–10.

Ammonit, M. G., 2013, "**Thies Anemometer First Class Advanced**".

Athanassiadou, M. and Castro, I. P., 2001. "Neutral flow over a series of rough hills: a laboratory experiment", **Boundary-layer meteorology**, vol. 101(1), pp. 1–30.

ATLASRS, A. E. R., 2002. "**ATLAS EÓLICO DO RIO GRANDE DO SUL**". Porto Alegre.

Beaucage, P., Brower, M. C., and Officer, C. T., 2012, WIND FLOW MODEL PERFORMANCE Do more sophisticated models produce more accurate wind resource estimates ? Technical report, AWS Truepower.

Beljaars, A., 1995. "The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection", **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 121(522), pp. 255–270.

Blackadar, A. K., 1976, "**Modeling the nocturnal boundary layer**", In *Proceedings of the Third Symposium on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality*, pages 46–49.

Burton, T., Jenkins, N., Sharpe, D., Bossanyi, E., and Jenkins, N., 2011. "**Wind Energy Handbook Second Edition**".

Byrkjedal, O. y. and Berge, E., 2008. "The Use of WRF for Wind Resource Mapping in Norway", (1), pp. 3–6.

Caparica, C. D., 2008. "**Iniciação ao Scilab**".

Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M., and Santos, C., 2012. "A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy", **Environmental Modelling & Software**, vol. 33, pp. 23–34.

Chen, F. and Dudhia, J., 2001. "Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity", **Monthly Weather Review**, vol. 129(4), pp. 569–585.

Doty, B. and Holt, T., 1999, "**Sistema de Exibição e Análise de Grade - GrADS**".

Dudhia, J., 1989. "Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model", **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 46(20), pp. 3077–3107.

Dyer, A. and Hicks, B., 1970. "Flux-gradient relationships in the constant flux layer", **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 96(410), pp. 715–721.

Enterprises, S., 2013, Manual Scilab. Technical report.

EPE, E. d. P. E., 2012, Instruções para as medições anemométricas e climatológicas em parques eólicos. Technical report.

(GWEC), G. W. E. C., 2011, Global Wind Report Annual market update. Technical report.

Hattori, Y., Tanaka, N., Moeng, C.-H., Suto, H., Ishihara, S., Eguchi, Y., Hirakuchi, H., and Sugimoto, S., 2011. "Numerical Simulation of Atmospheric Turbulence for Assessment of Wind Turbine", **Journal of Fluid Science and Technology**, vol. 6(3), pp. 342–356.

Holtstlag, A. and Boville, B., 1993. "Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model", **Journal of Climate**, vol. 6, pp. 1825–1825.

Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H., 2004. "A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation", **Monthly Weather Review**, vol. 132(1), pp. 103–120.

Hong, S.-Y., Juang, H.-M. H., and Zhao, Q., 1998. "Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model", **Monthly weather review**, vol. 126(10), pp. 2621–2639.

Hong, S.-Y. and Lim, J.-O. J., 2006. "The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6)", **J. Korean Meteor. Soc.**, vol. 42(2), pp. 129–151.

Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J., 2006. "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes", **Monthly Weather Review**, vol. 134(9), pp. 2318–2341.

IBGE, 2004, "MAPA FÍSICO DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL".

Jackson, P. S. and Hunt, J. C. R., 1975. "Turbulent wind flow over a low hill", **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 101(430), pp. 929–955.

Janjic, Z. I., 1994. "The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes", **Monthly Weather Review**, vol. 122(5), pp. 927–945.

Janjić, Z. I., 2002. "Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model", **NCEP office note**, vol. 437, pp. 61.

Jensen, N. O., Petersen, E. L., and Troen, I., 1984. "Extrapolation of mean wind statistics with special regard to wind energy applications". World Meteorological Organization Geneva.

Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J., 1994. "Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement". Oxford University Press on Demand.

Meissner, C. and As, W., 2011. "Utilizing WRF data in CFD Models for Wind Energy Assessment", **Wind Energy**, pages 2011–2011.

Mello, K. B., Bodmann, B. E. J., and Vilhena, M. T., 2013. "Turbulent Wind Profiles and Tracer Dispersion for Eolic Park Site Evaluation", vol. 3(4), pp. 147–169.

Mellor, G. L. and Yamada, T., 1982. "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems", **Reviews of Geophysics**, vol. 20(4), pp. 851–875.

Mendes, C. d. R. S., 2011. **”Proposta de uma Metodologia Livre para Avaliação de Potencial Eólico de Minas Gerais”**, PhD thesis, Universidade Federal de São João Del Rei.

Mendonça, Francisco; Danni-Oliveira, I. M., 2007. **”Climatologia: noções básicas e climas do Brasil”**. São Paulo.

Monin, A. S. and Obukhov, A. M., 1959. ”Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere”, vol. 24(151), pp. 163–187.

NBR 6123, 1988, NBR 6123 Forças devidas ao vento em edificações. Technical report.

Noh, Y., Cheon, W., Hong, S., and Raasch, S., 2003. ”Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data”, **Boundary-layer meteorology**, vol. 107(2), pp. 401–427.

Noilhan, J. and Planton, S., 1989. ”A simple parameterization of land surface processes for meteorological models”, **Monthly Weather Review**, vol. 117(3), pp. 536–549.

Paulson, C. A., 1970. ”The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer”, **Journal of Applied Meteorology**, vol. 9(6), pp. 857–861.

Petry, A. P. and Mattuella, J. M. L., 2007, ANÁLISE DO POTENCIAL EÓLICO E ESTIMATIVA DA GERAÇÃO DE ENERGIA EMPREGANDO O “ SOFTWARE ” LIVRE ALWIN. Technical report.

Pinto, M. d. O., 2013. **”Fundamentos de Energia Eólica”**. Rio de Janeiro.

Pleim, J. E., 2006. ”A simple, efficient solution of flux-profile relationships in the atmospheric surface layer”, **Journal of applied meteorology and climatology**, vol. 45(2), pp. 341–347.

Pleim, J. E., 2007. ”A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing”, **Journal of applied meteorology and climatology**, vol. 46(9), pp. 1383–1395.

Pleim, J. E. and Gilliam, R., 2009. "An indirect data assimilation scheme for deep soil temperature in the Pleim-Xiu land surface model", **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, vol. 48(7), pp. 1362–1376.

Pleim, J. E. and Xiu, A., 1995. "Development and testing of a surface flux and planetary boundary layer model for application in mesoscale models", **Journal of Applied Meteorology**, vol. 34(1), pp. 16–32.

Pleim, J. E. and Xiu, A., 2003. "Development of a land surface model. Part II: Data assimilation", **Journal of Applied Meteorology**, vol. 42(12), pp. 1811–1822.

SECONDWIND, 2013, "**Lidar Technology for Wind Measurement**".

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Wang, W., and Powers, J. G., 2008, A Description of the Advanced Research WRF Version 3. Technical Report June.

Soares, C. C., Chagas, G. O., and Guedes, R. A., 2011. "ESTIMATING WIND RESOURCE USING MESOSCALE MODELING", pages 1–9.

Stangroom, P., 2004. "**CFD modelling of wind flow over terrain**", PhD thesis, University of Nottingham.

Stull, R., 1988. "**Intro to Boundary Layer**". Atmospheric Sciences Library. Kluwer Academic Pub.

Tao, W.-K. and Simpson, J., 1989. "Modeling study of a tropical squall-type convective line", **Journal of the atmospheric sciences**, vol. 46(2), pp. 177–202.

Tolmasquim, M. T., 2011. "**Novo modelo do setor elétrico brasileiro**". Synergia.

Tolmasquim, M. T., Filho, A. V., Guerreiro, A. G., Nunes, E. R., Tolmasquim, M. T., Guerreiro, A. G., Oliveira, R. G. D., Isensee, J. V., Santini, L., and Menezes, S., 2012. "PLANO DECENAL DE EXPANSÃO DE ENERGIA 2021".

VanLuvanee, D. R., Rogers, T., Randall, G., Williamson, A., and Miller, T., 2009, "**COMPARISON OF WASP , CFD , NWP AND ANALYTICAL METHODS FOR ESTIMATING SITE WIDE WIND SPEEDS**", In *EWEC*, page 8.

Wang, W., Bruyère, C., Duda, M., Dudhia, J., Gill, D., Kavulich, M., Keene, K., Lin, H.-C., Michalakes, J., Rizvi, S., and Zhang, X., 2012, User's Guide Advanced Research WRF (ARW) Version 3.4. Technical report.

Webb, E., 1970. "Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability", **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 96(407), pp. 67–90.

Xiu, A. and Pleim, J. E., 2001. "Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model", **Journal of Applied Meteorology**, vol. 40(2), pp. 192–209.

Yim, S. H. L., Fung, J. C. H., and Lau, A. K. H., 2009. "Mesoscale Simulation of Year-to-Year Variation of Wind Power Potential over Southern China", **Energies**, vol. 2(2), pp. 340–361.

Zhang, D. and Anthes, R. A., 1982. "A high-resolution model of the planetary boundary layer- Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data", **Journal of Applied Meteorology**, vol. 21(11), pp. 1594–1609.

Zilitinkevich, S., 1995. "Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows", **Air Pollution III**, vol. 1, pp. 53–60.

## APÊNDICE I

### NAMELIST.WPS

arquivo de entrada no modulo WPS do WRF-ARW

#### I.1 Namelist.wps

```

      &share
wrf_core = ' ARW',
max_dom = 2,
start_date = ' 2000 - 09 - 22_00 : 00 : 00',' 2000 - 09 - 22_00 : 00 : 00',' 2000 - 05 - 29_00 :
00 : 00',
end_date = ' 2000-09-29_00 : 00 : 00',' 2000-09-29_00 : 00 : 00',' 2000-05-01_00 : 00 : 00',
interval_seconds = 21600
io_form_geogrid = 2,
/
/&geogrid
parent_id = 0, 1, 2,
parent_grid_ratio = 1, 5, 5,
i_parent_start = 1, 32, 54,
j_parent_start = 1, 30, 65,
e_we = 80, 81, 101,
e_sn = 80, 81, 101,
geog_data_res = ' 30s',' 30s',' 30s',
dx = 25000
dy = 25000

```

```
map_proj = 'lambert',  
ref_lat = -32.83,  
ref_lon = -53.03,  
truelat1 = -30.0,  
truelat2 = -60.03,  
stand_lon = -53.03,  
geog_data_path = '/home/dorado/WRFV3/WPS/geog'  
/  
/&ungrib  
out_format = 'WPS',  
prefix = 'FILE',  
//&metgrid  
fg_name = 'FILE'  
io_form_metgrid = 2,  
/  

```

## APÊNDICE II

### NAMELIST.INPUT

arquivo de entrada no modulo WRF do WRF-ARW

#### II.1 Namelist.input

```
&time_control  
run_days = 0,  
run_hours = 168,  
run_minutes = 0,  
run_seconds = 0,  
start_year = 2000, 2000, 2000,  
start_month = 10, 10, 01,  
start_day = 01, 01, 24,  
start_hour = 00, 00, 12,  
start_minute = 00, 00, 00,  
start_second = 00, 00, 00,  
end_year = 2000, 2000, 2000,  
end_month = 10, 10, 01,  
end_day = 08, 08, 25,  
end_hour = 00, 00, 12,  
end_minute = 00, 00, 00,  
end_second = 00, 00, 00,  
interval_seconds = 21600  
input_from_file = .true., .true., .true., history_interval = 180, 60, 60,
```

```
frames_per_outfile = 1000,1000,1000,
```

```
restart = .false.,
```

```
restart_interval = 5000,
```

```
io_form_history = 2
```

```
io_form_restart = 2
```

```
io_form_input = 2
```

```
io_form_boundary = 2
```

```
debug_level = 0
```

```
/
```

```
&domains
```

```
time_step = 180,
```

```
time_step_fract_num = 0,
```

```
time_step_fract_den = 1,
```

```
max_dom = 2,
```

```
e_we = 80,81,101,
```

```
e_sn = 80,81,101,
```

```
e_vert = 28,28,28,
```

```
p_top_requested = 5000,
```

```
num_metgrid_levels = 27,
```

```
num_metgrid_soil_levels = 4,
```

```
dx = 25000,5000,3333.33,
```

```
dy = 25000,5000,3333.33,
```

```
grid_id = 1,2,3,
```

```
parent_id = 0,1,2,
```

```
i_parent_start = 1,32,30,
```

```
j_parent_start = 1,30,30,
```

```
parent_grid_ratio = 1,5,3,
```

```
parent_time_step_ratio = 1,5,3,
```

```
feedback = 1,
```

```
smooth_option = 0
```

```
/
```

*&physics*

*mp\_physics* = 3, 3, 3,

*ra\_lw\_physics* = 1, 1, 1,

*ra\_sw\_physics* = 1, 1, 1,

*radt* = 27, 30, 30,

*sf\_sfclay\_physics* = 1, 1, 1,

*sf\_surface\_physics* = 2, 2, 2,

*bl\_pbl\_physics* = 1, 1, 1,

*bldt* = 0, 0, 0,

*cu\_physics* = 1, 1, 0,

*cudt* = 5, 5, 5,

*isflux* = 1,

*ifsnow* = 0,

*icloud* = 1,

*surface\_input\_source* = 1,

*num\_soil\_layers* = 4,

*sf\_urban\_physics* = 0, 0, 0,

/

*&fdda*

/

*&dynamics*

*w\_damping* = 0,

*diff\_opt* = 1,

*km\_opt* = 4,

*diff\_6th\_opt* = 0, 0, 0,

*diff\_6th\_factor* = 0.12, 0.12, 0.12,

*base\_temp* = 290.

*damp\_opt* = 0,

*zdamp* = 5000., 5000., 5000.,

*dampcoef* = 0.2, 0.2, 0.2

*khdif* = 0, 0, 0,

```
kvdif = 0,0,0,  
non_hydrostatic = .true., .true., .true.,  
moist_adv_opt = 1,1,1,  
scalar_adv_opt = 1,1,1,  
/  
&bdy_control  
spec_bdy_width = 5,  
spec_zone = 1,  
relax_zone = 4,  
specified = .true., .false., .false.,  
nested = .false., .true., .true.,  
/  
&grib2  
/  
&namelist_quilt  
nio_tasks_per_group = 0,  
nio_groups = 1,  
/
```