

Érick Batista de Alencar de Castro Cunha

***Investigação do Potencial Eólico de Região Serrana
no Ceará***

Fortaleza – CE, Brasil

Janeiro de 2008

Érick Batista de Alencar de Castro Cunha

***Investigação do Potencial Eólico de Região Serrana
no Ceará***

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas da Universidade Estadual do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências Físicas Aplicadas.

Orientador:

João Bosco Verçosa Leal Junior

Co-orientador:

Lutero Carmo de Lima

MESTRADO ACADÊMICO EM CIÊNCIAS FÍSICAS APLICADAS
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

Fortaleza – CE, Brasil

Janeiro de 2008

C972i Cunha, Erick Batista de Alencar de Castro

Investigação do potencial eólico de região serrana
no Ceará. / Erick Batista de Alencar de Castro Cunha.
____ Fortaleza, 2008.

85p.: il.

Orientador: Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Júnior.

Dissertação (Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas
Aplicadas) - Universidade Estadual do Ceará. Centro de Ciências
e Tecnologia.

1. Potencial eólico 2. Modelagem numérica
3. Terreno complexo I. Universidade
Estadual do Ceará, Centro de Ciências e Tecnologia.

CDD 621.319

Dissertação de Mestrado sob o título “*Investigação do Potencial Eólico de Região Serrana no Ceará*”, defendida por Érick Batista de Alencar de Castro Cunha e aprovada em 30 de janeiro de 2008, em Fortaleza, Ceará, pela banca examinadora constituída pelos doutores:

Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior
Universidade Estadual do Ceará (UECE)
Orientador

Prof. Dr. Lutero Carmo de Lima
Universidade Estadual do Ceará (UECE)
Co-Orientador

Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida
Universidade Estadual do Ceará (UECE)

Dr. Sérgio Sousa Sombra
Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
(FUNCEME)

*Ao meu pai (In Memoriam),
à minha família e
à minha amada Marcela.*

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Junior, pela valiosa orientação, pela confiança, apoio e convívio.

Ao coordenador do Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, Prof. Dr. Francisco Sales Ávila Cavalcante, por todas as condições oferecidas para o desenvolvimento deste trabalho.

A todos os professores do Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, em especial aos professores Alexandre Araújo Costa, Lutero Carmo de Lima, Fernando Pinto Ramalho, Jaidete Monteiro de Souza, Paulo Carvalho e Antônio Carlos Santana dos Santos, pela formação no curso de pós-graduação.

Aos meus colegas estudantes do curso de pós-graduação da UECE e, em particular, a Elisandro, Paulo Henrique, Otacílio, Henrique, Majela, Luís, Juliana e Djalma pelo apoio e convívio.

À FUNCEME, nas pessoas do Dr. Alexandre Araújo Costa, do Dr. Carlos Santana, do Dr. Sérgio Sombra, e do senhor Wagner, pelo suporte técnico, cessão de dados e informações.

À FUNCAP, na pessoa do seu Presidente, Prof. Dr. Tarcísio Haroldo Cavalcante Pequeno, pelo apoio financeiro via bolsa de mestrado.

E por fim, a todos os funcionários do curso de Física.

“No meio da dificuldade, está a oportunidade”

Albert Einstein

“The answer is blowin’ in the wind.”

Bob Dylan

“All we are is dust in the wind”

Cat Stevens

Resumo

Este trabalho destina-se a descrever o potencial eólico de duas localidades da serra da Ibiapaba, localizada no estado do Ceará, de forma pontual e também a avaliar a capacidade do modelo RAMS em descrever a intensidade do vento em tal região. Para isso, são descritas as técnicas e as grandezas utilizadas no mapeamento eólico de uma região. São efetuadas análises estatísticas dos dados de vento relativos a velocidade e direção, correspondentes ao ano de 2005, de duas estações meteorológicas localizadas na serra da Ibiapaba, de forma a obter-se uma visão dos recursos eólicos ali presentes pontualmente. Posteriormente, é descrito o modelo numérico RAMS e são feitas simulações de aproximadamente 8 dias de dois meses do ano que correspondem a períodos de diferentes regimes de vento: mês de março, período chuvoso e de baixa intensidade dos ventos; e mês de setembro, período de estiagem e de alta intensidade dos ventos. Tais simulações tiveram como objetivo verificar, além da capacidade do modelo em descrever a intensidade do vento nessas localidades, qual a configuração do modelo melhor se adequa à região estudada. Dentre as várias opções do modelo, elegeu-se 3 que possuem grande importância no estudo de regiões de topografia complexa, como é o caso de serras. Assim, foram feitos testes utilizando diferentes parametrizações de turbulência, diferentes coordenadas verticais, e opção de *nudging* central ligado e desligado. Constatou-se que a serra da Ibiapaba possui um razoável potencial eólico, mas adequado apenas para atender a demanda de energia elétrica daquela região, não sendo adequada portanto para a geração de energia elétrica de forma a atender significativamente o estado como um todo. Concluiu-se que a melhor configuração do RAMS é aquela que utiliza o esquema de Mellor e Yamada para parametrizar a turbulência, a coordenada vertical sigma- z e a opção de *nudging* central desligada. Também concluiu-se que o modelo RAMS foi capaz de reproduzir satisfatoriamente os ciclos diurnos do vento nos dois regimes considerados, mas que, em geral, subestimou os valores da intensidade do vento, principalmente no período de maior intensidade, que é durante o mês de setembro.

Abstract

This work aims to describe the wind potential of two localities in the Ibiapaba Mountain situated in the Ceará State of Brazil. Also, this work evaluates the RAMS ability in describing the wind intensity in this region. Technics and quantities used in wind assessment are described and statistical analysis of wind speed and wind direction data are performed, corresponding to the year 2005, at two weather stations situated in the Ibiapaba Mountain, in order to obtain an overview of wind resources presented there punctually. Then, the RAMS numerical model is described and simulations are performed for approximately 8 days of two months that correspond to periods of different wind regimes: March, rainy period and low wind speeds; and September, period of drought and high wind speeds. These simulations aim to verify, besides the ability of the model in describing the wind flow in those localities, which is the configuration that best fits the studied region. Among the various options of the model, it is elected up to 3 of which have great importance in the study of complex topography. Thus, tests are made using different parameterizations of turbulence, different vertical coordinates and nudging at the domain's center. It is found that the Ibiapaba Mountain has a reasonable wind power, but just adequate to satisfy the demand of electricity in the region, not suitable for generating electricity in order to satisfy significantly the state as a whole. It is concluded that the best configuration of RAMS is the one that uses the Mellor-Yamada scheme to describe the turbulence, the sigma-z as vertical coordinate, and nudging central option turned off. It is also concluded that the model RAMS is able to reproduce satisfactorily the wind diurnal cycles in the two scenarios considered, but, in general, it underestimates the wind speed values, especially in the highest period of intensity, that is during September.

Lista de Figuras

- 1 Crescimento setorial da demanda de eletricidade em megatoneladas equivalentes de óleo (uma megatonelada equivalente de óleo, ou 1 Mtoe, corresponde a 11.630 GWh ou 107 Gcal). Fonte: IEA (2004). p. 16
- 2 Torres anemométricas utilizadas no Mapa do Potencial Eólico do Estado do Ceará. Fonte: SEINFRA. p. 18
- 3 Topografia do Ceará. A região circundada em vermelho corresponde à serra da Ibiapaba e o círculo vermelho à cidade de Fortaleza. Fonte: SEINFRA. . . p. 18
- 4 Espectro da velocidade do vento próximo do solo, estimado no estudo de Hoven (1957). Adaptado de Stull (1988). p. 23
- 5 Tubo de corrente de ar através das pás de uma turbina eólica. Adaptado de Carvalho (2004). p. 24
- 6 Disposição das turbinas num parque eólico levando em consideração a direção preferencial do vento indicada pela seta. Os números representam os espaçamentos indicados com relação ao diâmetro das pás. Assim, as linhas de turbinas devem estar a pelo menos 7 diâmetros de distância uma da outra. As turbinas também devem manter um espaçamento de 4 diâmetros lateralmente uma da outra. p. 27
- 7 Velocidade média mensal, a 10 m, no ano de 2005. p. 32
- 8 Frequência da direção do vento, a 10 m, no ano de 2005 para as PCDs de (a) São Benedito e (b) Ubajara. O norte corresponde a 0°. p. 33
- 9 Função densidade de probabilidade (histograma) da velocidade do vento, a 10 m, na PCD de São Benedito. p. 34
- 10 Função densidade de probabilidade (histograma) da velocidade do vento, a 10 m, na PCD de Ubajara. p. 35
- 11 Variação mensal do parâmetro k da distribuição de Weibull, no decorrer de 2005. p. 35

12	Curva de potência para a turbina E-82 da empresa Enercon. Fonte: Enercon. .	p. 36
13	Escala espacial e temporal dos principais fenômenos atmosféricos. Adaptado de Ahrens (2000).	p. 39
14	Representação das coordenadas verticais utilizadas pelo modelo atmosférico RAMS. Adaptado de Adcroft, Hill e Marshall (1997).	p. 48
15	Fluxograma da metodologia utilizada nas simulações numéricas com o RAMS.	p. 51
16	Representação das grades do modelo numérico: (a) domínio das três grades de simulação; (b) topografia da serra da Ibiapaba de acordo com a grade de maior resolução (grade mais “fina”). Os dois pontos pretos representam a localização das PCDs de Ubajara (acima e à esquerda) e São Benedito (abaixo e à direita).	p. 52
17	Grade mais “grossa” do RAMS (retângulo interno) e os pontos do modelo global do NCEP.	p. 53
18	Séries temporais dos testes de turbulência para São Benedito.	p. 58
19	Séries temporais dos testes de turbulência para Ubajara.	p. 60
20	Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para São Benedito. . . .	p. 63
21	Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para Ubajara.	p. 64
22	Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para São Benedito. . . .	p. 67
23	Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para Ubajara.	p. 68
24	Correlação linear entre os dados modelados e os observados para São Benedito, ambos da configuração vencedora.	p. 72
25	Correlação linear entre os dados modelados e os observados para Ubajara, ambos da configuração vencedora.	p. 73
26	Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 00:00 UTC, (b) 03:00 UTC, (c) 06:00 UTC e (d) 09:00 UTC do mês de março. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito. . . .	p. 74

- 27 Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 12:00 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC do mês de março. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito. . . . p. 75
- 28 Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 00:00 UTC, (b) 03:00 UTC, (c) 06:00 UTC e (d) 09:00 UTC do mês de setembro. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito. p. 76
- 29 Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 12:00 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC do mês de setembro. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito. p. 77
- 30 Médias diárias por hora para as séries modelada e observada em São Benedito. p. 78
- 31 Médias diárias por hora para as séries modelada e observada em Ubajara. . . p. 79

Lista de Tabelas

1	Classes de vento de acordo com a densidade de potência média, D_{pm} , medida em (W/m^2), e a velocidade média, $\bar{v}$, medida em (m/s), ambas medidas a 10 m e a 50 m acima do solo. Fonte: NREL.	p. 29
2	Coordenadas geográficas das PCDs. Fonte: FUNCEME.	p. 31
3	Classificação do potencial eólico de duas localidades da serra da Ibiapaba. . .	p. 36
4	Escalas, resolução e número de pontos das grades das simulações com o RAMS.	p. 52
5	Índices estatísticos com os símbolos e os escores correspondentes. Fonte: (MARIA, 2007)	p. 55
6	Critério de interpretação do desempenho das simulações pelo índice de confiança, c . Adaptado de Camargo e Sentelhas (1997).	p. 56
7	Índices estatísticos dos testes dos esquemas de turbulência para o mês de março.	p. 61
8	Índices estatísticos dos testes dos esquemas de turbulência para setembro. . .	p. 61
9	Índices estatísticos dos testes das coordenadas verticais para o mês de março.	p. 65
10	Índices estatísticos dos testes das coordenadas verticais para setembro. . . .	p. 65
11	Índices estatísticos dos testes de <i>nudging</i> central para o mês de março. . . .	p. 69
12	Índices estatísticos dos testes de <i>nudging</i> central para o mês de setembro. . .	p. 69
13	Índice de confiança das opções vencedoras.	p. 70
14	Correlações estatísticas das opções vencedoras.	p. 71

Lista de Abreviaturas e Siglas

ABRH	–	Associação Brasileira de Recursos Hídricos
ANEEL	–	Agência Nacional de Energia Elétrica
ATMET	–	<i>Atmospheric, Meteorological, and Environmental Technologies</i>
AWEA	–	<i>American Wind Energy Association</i>
CEPEL	–	Centro de Pesquisas de Energia Elétrica
CRESESB	–	Centro de Referência para Energias Solar e Eólica Sérgio Brito
CSU	–	<i>Colorado State University</i>
ECMWF	–	<i>European Center for Medium Range Weather Forecasting</i>
FUNCEME	–	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IEA	–	<i>International Energy Agency</i>
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPECE	–	Instituto de Pesquisas e Estratégia Econômica do Ceará
MME	–	Ministério das Minas e Energias
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	–	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOMADS	–	<i>National Operational Model Archive Distribution System</i>
NREL	–	<i>National Renewable Energy Laboratory</i>
ONS	–	Operador Nacional do Sistema Elétrico
PROINFA	–	Prog. de Incentivo às Fontes Alternativas de Energia Elétrica
PCD	–	Plataforma de Coleta de Dados
RAMS	–	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
SBMET	–	Sociedade Brasileira de Meteorologia
SEINFRA	–	Secretaria da Infra-Estrutura do Ceará
SIN	–	Sistema Interligado Nacional
WMO	–	<i>World Meteorological Organization</i>

Lista de Símbolos

u	–	Componente zonal do vento
v	–	Componente meridional do vento
w	–	Componente vertical do vento
x	–	Coordenada zonal (positiva para o leste)
y	–	Coordenada meridional (positiva para o norte)
z	–	Coordenada vertical (positiva para cima)
p	–	Pressão atmosférica
f	–	Parâmetro de Coriolis
T	–	Temperatura
θ_v	–	Temperatura potencial
θ_{il}	–	Temperatura potencial da água líquida e do gelo
K_m	–	Coefficiente de viscosidade turbulenta para o <i>momentum</i>
K_h	–	Coefficiente de viscosidade turbulenta para o calor e umidade
ρ	–	Massa específica do ar
r_n	–	Razão de mistura da água, chuva, neve, gelo etc
con	–	Sub-índice denotando tendência da parametrização de convecção
rad	–	Sub-índice denotando tendência da parametrização de radiação
$turb$	–	Sub-índice denotando tendência da parametrização de turbulência
g	–	Aceleração da gravidade
r_t	–	Razão de mistura total da água
r_v	–	Razão de mistura do vapor d'água
π	–	Função de Exner
π'	–	Pertubação da função de Exner

Sumário

1	Introdução	p. 16
1.1	Visão Geral do Problema	p. 17
1.2	Objetivo e Meta do Trabalho	p. 19
1.3	Estrutura do Trabalho	p. 19
2	Caracterização do Potencial Eólico de uma Região	p. 21
2.1	Introdução	p. 21
2.2	Estrutura do Vento	p. 21
2.3	Grandezas Utilizadas Para Caracterizar o Potencial Eólico	p. 23
2.4	Perfil Vertical de Velocidade e a Camada Limite Superficial	p. 28
2.5	Classificação do Potencial Eólico	p. 29
2.6	Metodologias de Avaliação do Potencial Eólico	p. 29
3	Análise dos Dados Observados	p. 31
3.1	Introdução	p. 31
3.2	Descrição dos Dados Observados	p. 31
3.3	Potencial Eólico	p. 32
4	Descrição do Modelo Numérico Atmosférico	p. 38
4.1	Introdução	p. 38
4.1.1	Visão Geral do Modelo RAMS	p. 39
4.2	Parametrização de Turbulência	p. 41
4.2.1	Esquema de Smagorinsky Anisotrópico	p. 43

4.2.2	Esquema de Mellor e Yamada	p. 44
4.3	Relaxamento Newtoniano (<i>Nudging</i>)	p. 46
4.4	Coordenadas Verticais	p. 48
5	Simulações Numéricas	p. 50
5.1	Estrutura das Grades	p. 51
5.2	Inicialização e Condições de Contorno	p. 53
5.3	Passo de Tempo e Opções de <i>Nudging</i>	p. 54
5.4	Outras Opções	p. 54
5.5	Análise Estatística da Simulação	p. 55
6	Resultado das Simulações Numéricas	p. 57
6.1	Parametrização de Turbulência	p. 57
6.2	Coordenadas Verticais	p. 59
6.3	<i>Nudging</i> no Centro	p. 62
6.4	Discussões Complementares	p. 70
7	Conclusões e Perspectivas	p. 80
	Referências	p. 82

1 Introdução

A demanda por energia elétrica no Brasil e no mundo vem crescendo e irá praticamente dobrar até o final de 2030, segundo cenário proposto pela Agência Internacional de Energia¹ (IEA, 2004) (vide Fig. 1). Ainda segundo essa agência, a maior parte dessa energia mundial é oriunda de fontes que acarretam e agravam o efeito estufa.

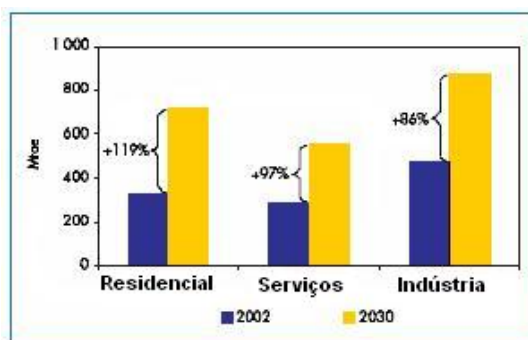


Figura 1. Crescimento setorial da demanda de eletricidade em megatoneladas equivalentes de óleo (uma megatonelada equivalente de óleo, ou 1 Mtoe, corresponde a 11.630 GWh ou 107 Gcal). Fonte: IEA (2004).

No que diz respeito à forma de geração, o Brasil é uma exceção. Aqui, aproximadamente 75% da energia elétrica provém de usinas hidrelétricas (ANEEL, 2007a). Essa fonte é considerada renovável e amigável em termos do efeito estufa. No entanto sua implementação requer rios que tenham grandes vazões ou desníveis acentuados, caso contrário é necessária a construção de grandes barragens para controlar a vazão cuja implementação é dispendiosa e causa impactos ambientais profundos devido ao alagamento de grandes áreas e retenção de sedimentos (HINRICHS; KLEINBACH, 2003). Outro problema dessa fonte é a dependência da incidência de chuvas para a manutenção do nível d'água dos reservatórios. Portanto, a implementação de novas usinas hidrelétricas não será suficiente para acompanhar o crescimento da demanda por energia elétrica no Brasil que, segundo a Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL, 2007b), está em torno de 4,5% ao ano e deve ultrapassar 100 mil MW já em 2008. Diante disso, é necessário que o país diversifique a sua forma de geração de eletricidade observando as aptidões naturais de cada região, utilizando preferencialmente fontes de energia que tenham um impacto

¹Tradução livre de *International Energy Agency* (<http://www.iea.org>).

mínimo na natureza. Caso contrário, o Brasil poderá passar por um colapso energético ou aumentará ainda mais o passivo ambiental que, inclusive, já está sendo pago através das mudanças climáticas globais.

Um passo nessa direção já foi dado com a criação da lei federal 10.482 em abril de 2002, que cria o Programa de Incentivo às Fontes Alternativas de Energia Elétrica (PROINFA). A meta desse programa é assegurar que nos próximos 20 anos, 10% da energia produzida no Brasil seja proveniente de fontes alternativas. O principal destaque desse programa tem sido a energia eólica, pois é uma fonte que já possui um grande uso comercial, principalmente na Europa (CAMARGO, 2005).

Desta forma, o estado do Ceará adquire um papel importante na política energética nacional, já que possui, senão o maior, um dos maiores potenciais eólicos do país com 25 GW em terra, e mais 10 GW estimados na plataforma continental. Isso foi evidenciado com a criação do Atlas do Potencial Eólico Brasileiro em 2001 (AMARANTE et al., 2001) e com o Mapa do Potencial Eólico do Estado do Ceará no mesmo ano (SEINFRA, 2001).

1.1 Visão Geral do Problema

Para a construção do mapa ou atlas eólico cearense foi utilizado o modelo *WindMap*TM (Brower & Co, EUA). Este tipo de modelo exige a inserção de dados observacionais de vento medidos pontualmente para que, através de interpolações e aplicações de equações diferenciais parciais, como a da conservação da massa e do *momentum*, seja possível a obtenção de um mapa ou gráfico da intensidade e direção do vento sobre toda a região estudada. No entanto, é possível ver pelas Figs. 2 e 3 que, na confecção do mapa eólico do Ceará, não foram utilizados dados observacionais suficientes sobre as regiões montanhosas e, em particular, sobre a serra da Ibiapaba (região circundada em vermelho), que está localizada na porção noroeste do estado. Tal carência de dados resultou em erros na medida da velocidade dos ventos de algo em torno de 25% nessas regiões (SEINFRA, 2001). Com exceção de algumas localidades do litoral, as torres anemométricas utilizadas encontravam-se muito espaçadas, o que aumentou o erro percentual de acerto nas regiões vizinhas às torres de medições.

Por outro lado, sabe-se que regiões montanhosas podem atuar de forma a intensificar a velocidade do vento (BURTON et al., 2001), seja através do acoplamento da circulação vale-montanha com outros sistemas meteorológicos, ou através do efeito de canalização propiciada por passagens ou longos vales alinhados com a direção do fluxo. Também sabe-se que a topografia pode produzir áreas com baixa intensidade dos ventos, como nos vales cercados por montanhas, no



Figura 2. Torres anemométricas utilizadas no Mapa do Potencial Eólico do Estado do Ceará. Fonte: SEINFRA.

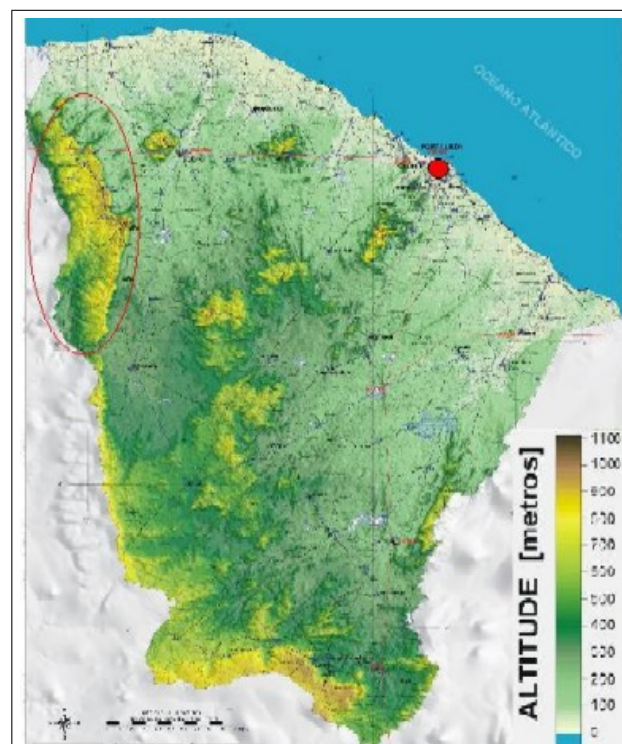


Figura 3. Topografia do Ceará. A região circundada em vermelho corresponde à serra da Ibiapaba e o círculo vermelho à cidade de Fortaleza. Fonte: SEINFRA.

sotavento² de serras ou em lugares onde o padrão do vento forme pontos de estagnação.

Pesquisas feitas sobre o potencial dessas regiões tem mostrado que as mesmas são realmente viáveis para projetos eólicos (TURKSOY, 1995; TURNIPSEED et al., 2004). Além disso, segundo a Associação Americana de Energia Eólica³ (AWEA), em alguns países já existem parques instalados em tais regiões.

Portanto, é importante que estudos mais detalhados sobre o potencial eólico de regiões serranas sejam feitos utilizando metodologias que diminuam a imprecisão dada pelo atlas do potencial eólico do estado nessas regiões.

1.2 Objetivo e Meta do Trabalho

O objetivo geral desse estudo é avaliar a capacidade de um modelo numérico prognóstico em prever os campos de vento, para fins de avaliação do potencial eólico, na serra da Ibiapaba. Espera-se que o modelo auxilie na produção de um mapa primário do potencial eólico da região, para que se possa saber se ela pode ser utilizada para a instalação de parques eólicos, de forma a atender parte ou toda a demanda de energia elétrica da região.

Também pretende-se que esse trabalho sirva de instrumento para a tomada de decisões em políticas energéticas de forma a interiorizar a energia eólica no estado do Ceará.

1.3 Estrutura do Trabalho

Este trabalho está dividido em 7 capítulos. O Capítulo 1 traz, além do panorama resumido sobre a situação energética do país, a visão geral do problema e os objetivos deste trabalho.

No Capítulo 2, será mostrado como se caracteriza o potencial eólico de uma região, destacando quais grandezas são relevantes e identificando fatores que modificam a estrutura do vento. Também serão apresentadas nesse capítulo as metodologias mais utilizadas na investigação sobre o potencial eólico.

No Capítulo 3 é feita uma análise dos dados coletados em duas plataformas de coleta de dados (PCD), ambas pertencentes à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), localizadas na serra da Ibiapaba e próximas aos municípios de São Benedito

²Lado de uma montanha ou serra oposta de onde “sopra” o vento.

³Tradução livre de *American Wind Energy Association* (<http://www.awea.org>).

e Ubajara, com o objetivo de avaliar preliminarmente o potencial eólico da região de forma pontual.

Como os modelos de previsão de vento são amplamente utilizados na prospecção dos recursos eólicos, inclusive neste trabalho, no Capítulo 4 será tipificado e descrito de forma geral o modelo escolhido para esse trabalho: o Sistema de Modelagem Atmosférica Regional⁴ ou RAMS. Ainda nesse capítulo serão descritas as principais opções do RAMS que serão analisadas neste trabalho.

No Capítulo 5 será apresentada a metodologia do estudo numérico juntamente com as principais opções utilizadas nas simulações como: grade horizontal, grade vertical, condições iniciais, parametrizações utilizadas e a análise estatística das simulações.

Os resultados das simulações, das análises estatísticas e dos testes de sensibilidade serão mostrados no Capítulo 6, juntamente com suas discussões.

Por fim, no Capítulo 7, serão discutidas as conclusões e perspectivas de futuros trabalhos.

⁴Tradução livre de *Regional Atmospheric Modeling System*.

2 *Caracterização do Potencial Eólico de uma Região*

2.1 Introdução

Para poder caracterizar o potencial eólico de uma região, é preciso conhecer a estrutura do vento e os fatores que a afetam. Também é importante que se conheça as grandezas físicas que são utilizadas para se caracterizar os recursos eólicos, bem como os seus critérios de classificação. Esse é o objetivo desse capítulo.

2.2 Estrutura do Vento

A característica que mais chama atenção nos recursos eólicos é a sua variabilidade. O vento é altamente variável tanto geograficamente quanto temporalmente. Além disso, sua variabilidade incide sobre diferentes escalas no tempo e no espaço.

Na grande escala, essa variabilidade espacial reside no fato de que existem diferentes regiões climáticas no mundo, devido principalmente à distribuição irregular da radiação solar incidente sobre o globo ao longo da latitude. Já a variação dentro de uma dessas regiões climáticas é proporcionada por aspectos como as quantidades de massas de terra e de mar, bem como pela presença de regiões planas e montanhosas. Nessa escala, a vegetação também tem uma influência significativa por alterar a absorção e reflexão da radiação solar, afetando assim a temperatura superficial e sua umidade.

À medida que diminui a escala, a topografia ganha cada vez mais importância. É fato que, no topo das serras, montanhas e colinas, a velocidade do vento é maior do que no sotavento ou em vales protegidos. Assim como também é sabido que, dependendo da disposição da topografia em relação à incidência do vento, o ar pode ser canalizado, acarretando um incremento na sua velocidade. Numa escala menor ainda, obstáculos como árvores e edifícios passam a atuar de forma a diminuir significativamente a velocidade do vento.

A escala da variabilidade temporal diminui à medida que diminui a escala espacial considerada. Num dado domínio de grande escala, por exemplo, a intensidade do vento pode variar de um ano para o outro e até mesmo num período de décadas ou mais. Apesar de trabalhos como o de Meneses Neto et al. (2006) mostrarem que a variação anual se deve em parte a fenômenos como *El Niño* e *La Niña*, essas variações de longo prazo não são bem entendidas e podem tornar difícil a exatidão das análises de viabilidade econômica de um projeto eólico particular.

Nas escalas de tempo menores do que um ano, existem as variações sazonais que são muito mais previsíveis, mas, apesar disso, ainda são variações grandes num tempo relativamente curto. Essas variações podem ser devidas à passagem de sistemas climáticos, ou aos ciclos diurnos de aquecimento e resfriamento da superfície. Nessas escalas de tempo (meses, dias, horas), a previsão do vento é importante para o gerenciamento dos sistemas eólicos ligados à rede elétrica, por dar tempo para que a concessionária de energia elétrica e o Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS) possam utilizar outras formas de geração para suprir a rede elétrica.

O ONS é uma entidade brasileira de direito privado sem fins lucrativos, que é responsável pela coordenação e controle da operação das instalações de geração e transmissão de energia elétrica do Sistema Interligado Nacional (SIN), sob a fiscalização e regulamentação da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL) do Brasil.

Variações do vento em escalas de tempo menores ainda, de minutos até segundos, chamadas de turbulência, podem ter importância significativa no projeto de uma turbina eólica e na qualidade da energia entregue à rede elétrica. Segundo Stull (1988):

Se cada uma dessas variações temporais está associada com um diferente tamanho de turbilhão, então é possível concluir que trata-se da assinatura dos turbilhões variando em tamanho entre 50 m a 3.000 m aproximadamente. Em outras palavras, observa-se a evidência do espectro de turbulência. (Tradução livre)

Ainda segundo Stull, o espectro de turbulência é importante para que se possa entender a contribuição de cada escala de turbilhão na energia cinética turbulenta total e, conseqüentemente na variação do vento.

A Fig. 4 mostra um exemplo do espectro da velocidade do vento medida próximo à superfície. A ordenada representa a energia cinética turbulenta associada a um determinado tamanho de turbilhão, enquanto que a abscissa fornece o tamanho dos turbilhões, em termos do período de tempo, e a frequência da variação da velocidade do vento.

A análise da figura revela a existência de três picos, sendo dois próximo um do outro, e um vale. Assim, há três regiões distintas:

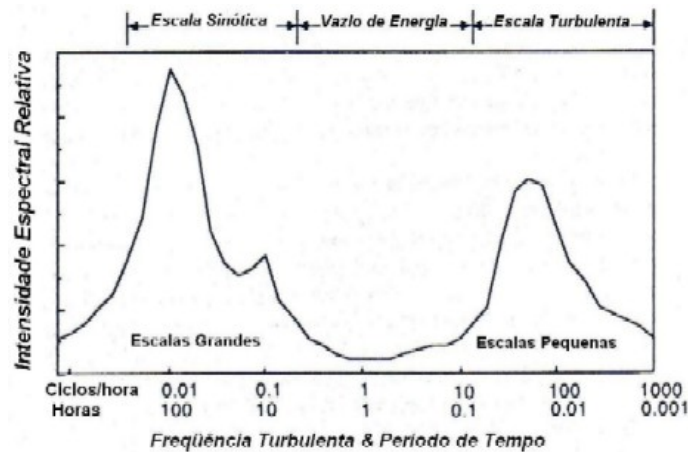


Figura 4. Espectro da velocidade do vento próximo do solo, estimado no estudo de Hoven (1957). Adaptado de Stull (1988).

- A região de escala sinótica, que compreende dois picos próximos. O primeiro (pico sinótico) está relacionado ao movimento de grandes massas de ar e de baixa frequência (da ordem de alguns dias). O segundo (pico diurno) está relacionado ao ciclo diurno da variação da velocidade do vento influenciada pelo aquecimento e resfriamento da superfície;
- A região de escala micrometeorológica está associada a frequências mais altas, da ordem de 10 min a 10 s, relacionada com a turbulência atmosférica; e
- A região de vazio espectral, compreendida entre o pico diurno e o pico turbulento com frequências entre 2 h a 10 min. Segundo Burton et al. (2001), devido à existência dessa região, as variações sinóticas e diurnas podem ser tratadas como sendo completamente distintas das flutuações de alta frequência devidas à turbulência.

2.3 Grandezas Utilizadas Para Caracterizar o Potencial Eólico

Chama-se de energia eólica a energia associada ao movimento de uma dada quantidade de ar. Parte dessa energia é capturada por uma turbina eólica, que consiste basicamente de um rotor de duas ou três hélices acoplado a um gerador elétrico. Considerando um rotor de eixo de rotação horizontal, é possível ver na Fig. 5 que suas pás ou hélices varrem um tubo de corrente de área A .

Sabe-se que a energia, dE , associada ao movimento de uma dada massa de ar, dm , é dada por

$$dE = \frac{1}{2}v^2 dm, \quad (2.1)$$

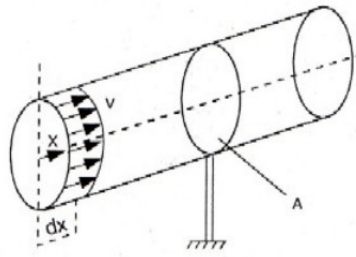


Figura 5. Tubo de corrente de ar através das pás de uma turbina eólica. Adaptado de Carvalho (2004).

onde v é a velocidade do vento num dado momento.

A partir da Fig. 5 obtém-se que $dm = \rho \cdot (A \cdot dx)$, sendo ρ a massa específica do ar. Substituindo esse resultado na Eq. (2.1) e derivando em relação ao tempo, encontra-se a equação da potência disponibilizada pelo vento, P , numa dada velocidade,

$$P = \frac{dE}{dt} = \frac{1}{2} \rho A v^3. \quad (2.2)$$

É importante salientar que a equação acima fornece a potência do vento na ausência da turbina. A potência que a turbina irá extrair depende de fatores como aerodinâmica das pás e rendimento do aerogerador, sendo, portanto, sempre uma fração da potência disponibilizada pelo vento, pois o ar não pode deixar a turbina com velocidade nula. Essa fração da potência extraída é chamada na literatura especializada de coeficiente de potência, sendo seu valor máximo teórico denominado de coeficiente de Betz, igual a $16/27$, ou 59% aproximadamente. “Na prática, para turbinas eólicas modernas os valores máximos para o coeficiente de potência são da ordem de 50%.” (CARVALHO, 2004, p. 21), ou seja, metade da potência disponível é capturada pela turbina.

A Eq. (2.2) é válida para uma turbina eólica cujas pás varrem uma determinada área A . Assim, para avaliar-se o potencial eólico de uma região é melhor utilizar-se de uma grandeza independente da turbina que irá ser instalada: a densidade de potência, D_P . Ela é definida como sendo a potência eólica disponível por unidade de área varrida pelas pás, em W/m^2 , podendo ser escrita como

$$D_P = \frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho v^3, \quad (2.3)$$

onde v representa a velocidade do vento na altura do cubo da turbina, ou seja, no centro de rotação de suas pás.

A partir da Eq. (2.3) pode-se obter uma expressão matemática para a densidade de potência

média, D_{Pm} , de um conjunto de dados discretos. Essa relação está representada por

$$D_{Pm} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{2} \rho v_i^3. \quad (2.4)$$

Os valores da densidade de potência média anual e da velocidade média anual do vento constituem as duas principais grandezas a serem utilizadas na avaliação do potencial eólico de uma região. Através delas pode-se estimar a produção específica de energia elétrica anual em kWh/m². Esses dados são usualmente representados por mapas das regiões analisadas nos quais se inserem gráficos de contornos (PATEL, 1999).

Outro dado importante é a distribuição de velocidades do vento ao longo de um ano, pois ela permite otimizar o gerenciamento do funcionamento do parque ao efetuar grandes manutenções, por exemplo, num período de menor intensidade do vento, além do gerenciamento da rede elétrica, de modo que outras formas de geração possam ser utilizadas no período de menor intensidade dos ventos e vice-versa.

Essa distribuição de velocidades pode ser descrita por uma função densidade de probabilidade empírica (PATEL, 1999; BURTON et al., 2001; FEITOSA et al., 2002), isto é, uma função empírica que descreva a probabilidade da velocidade do vento ser igual a um determinado valor.

Livros especializados e pesquisas como a de Justus et al. (1978) mostram a distribuição de Weibull como a melhor alternativa na representação da distribuição de frequências da velocidade do vento. A expressão matemática da função densidade de probabilidade de Weibull é escrita como

$$f(v) = \frac{k}{c} \left(\frac{v}{c} \right)^{k-1} \exp \left[- \left(\frac{v}{c} \right)^k \right], \quad (2.5)$$

onde v é a velocidade do vento num dado momento, $f(v)$ representa a probabilidade da velocidade do vento ser v num dado intervalo de tempo, k e c são os parâmetros de forma e de escala, respectivamente.

Dessa forma, a velocidade média anual do vento pode ser calculada por

$$\bar{v} = \frac{1}{T} \int_0^{\infty} v f(v) dv, \quad (2.6)$$

onde T é o período de tempo considerado.

No entanto, os dados observacionais existentes são em sua maioria velocidades médias horárias, isto é, um conjunto de valores discretos. Assim, a densidade de probabilidade representa a probabilidade da velocidade do vento estar entre dois valores. Quão largo será esse intervalo

de valores é um problema a se discutir. Se for muito estreito, pode acontecer de velocidades de vento de baixas frequências de ocorrência terem um peso maior do que o restante. Por outro lado, se for excessivamente largo esse intervalo, é provável que não sejam contabilizados valores que têm pesos significativos na distribuição de velocidades. Em geral se utiliza 1 m/s para a largura desse intervalo, sendo denominada habitualmente de classe de vento. Assim, é possível reescrever a Eq. (2.6) na sua forma discreta da seguinte forma

$$\bar{v} = \frac{1}{T} \sum_{i=1}^n v_i f_R(v_i), \quad (2.7)$$

onde v_i representa a velocidade de vento da classe i e $f_R(v_i)$ sua frequência relativa.

Outra forma de se determinar a velocidade média é utilizando a expressão que a relaciona com parâmetro de forma, k , com o parâmetro de escala, c , e com a função gamma, Γ , ou seja,

$$\bar{v} = c \Gamma \left(1 + \frac{1}{k} \right). \quad (2.8)$$

Pode-se ainda determinar o desvio padrão através desses parâmetros utilizando a equação a seguir

$$\sigma^2 = c^2 \left[\Gamma \left(1 + \frac{2}{k} \right) - \left(\Gamma \left(1 + \frac{1}{k} \right) \right)^2 \right]. \quad (2.9)$$

Para se determinar os valores dos parâmetros k e c , utiliza-se a função probabilidade acumulada, $F(v)$, que representa a probabilidade de uma variável aleatória (V no nosso caso) assumir valores menores ou iguais a v , isto é,

$$F(v) = Pr[V \leq v]. \quad (2.10)$$

Para uma distribuição contínua, isso pode ser expresso matematicamente como

$$F(v) = \int_{-\infty}^v f(v) dv. \quad (2.11)$$

Ao integrar a Eq. (2.11) encontra-se

$$F(v) = 1 - \exp \left(- \left(\frac{v}{c} \right)^k \right). \quad (2.12)$$

A Eq. (2.12) pode ser expressa como uma função linear do tipo

$$Y = AX + B, \quad (2.13)$$

onde

$$\begin{aligned} Y &= \ln[-\ln(1 - F(v))], \\ X &= \ln(v). \end{aligned} \quad (2.14)$$

Os parâmetros k e c se relacionam com A e B através de

$$\begin{aligned} k &= A, \\ c &= \exp\left(\frac{B}{A}\right). \end{aligned} \quad (2.15)$$

Outra grandeza de grande interesse na avaliação do potencial eólico é a direção do vento e sua variabilidade. Sua importância se deve ao fato de que uma turbina possui um aproveitamento ótimo quando o vento a atinge de forma frontal. Por conta disso, as turbinas atuais possuem um sistema que gira toda a estrutura do topo de uma torre eólica, de modo que o vento sempre incida de forma frontal. Assim, se a variabilidade da direção do vento é pequena, maior será o rendimento da turbina.

Além disso, a direção preferencial do vento é fundamental para a instalação dos parques, pois conhecendo-a pode-se evitar ao máximo que uma turbina seja instalada na região de sombra ou esteira de outra operando a montante. Na Fig. 6, pode-se ver um esquema de colocação de turbinas num parque.

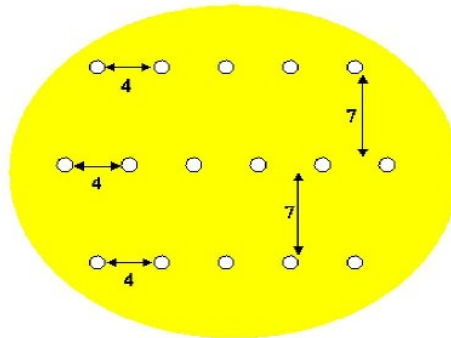


Figura 6. Disposição das turbinas num parque eólico levando em consideração a direção preferencial do vento indicada pela seta. Os números representam os espaçamentos indicados com relação ao diâmetro das pás. Assim, as linhas de turbinas devem estar a pelo menos 7 diâmetros de distância uma da outra. As turbinas também devem manter um espaçamento de 4 diâmetros lateralmente uma da outra.

Todo o tratamento estatístico que foi dispensado à velocidade do vento pode ser dado à sua direção. No entanto, costuma-se representar a frequência ou probabilidade da direção do vento num gráfico polar (circular) de 360° . Nele 0° representa o norte, 90° o leste e assim sucessivamente. Em geral esse tipo de gráfico é chamado de rosa dos ventos.

2.4 Perfil Vertical de Velocidade e a Camada Limite Superficial

O vento próximo à superfície terrestre sofre influência do atrito de modo a retardar a velocidade do vento. Desta forma, camadas de ar mais baixas e em contato direto com o solo são desaceleradas. Essas, por sua vez, desaceleram as camadas superiores de modo a criar um perfil vertical de velocidade.

Quanto mais afastado da superfície o ar estiver fluindo, menor será o efeito da força de atrito com a superfície. A 3.000 m de altura, a atmosfera terrestre não mais sofre os efeitos do solo. A camada de ar até essa altura é denominada de Camada Limite Planetária (CLP). Dentro dela, há uma subcamada que é a zona interesse de estudos sobre potencial eólico, a Camada Limite Superficial (CLS), que se estende desde o solo até uma altura de aproximadamente 100 m.

A região acima da CLP é chamada de Atmosfera Livre (AL). Nela, o ar flui sem influência direta da superfície terrestre, sendo denominado aqui por vento geostrófico. No entanto, na CLS, a intensidade dos ventos é altamente influenciável pela superfície e sua variação com a altitude pode ser obtida através da equação logarítmica a seguir

$$\bar{v}(z) = \frac{v_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (2.16)$$

onde $\bar{v}(z)$ é a velocidade média do vento numa determinada altitude de interesse z , v_* é a chamada velocidade de fricção, κ é a constante de Von Karman e z_0 indica o comprimento de rugosidade.

Devido ao fato da velocidade de fricção ser de difícil determinação, pois depende de vários fatores como a rugosidade do solo, a velocidade do vento e a estabilidade atmosférica, uma outra expressão para determinar a velocidade do vento numa altura específica, baseada em extrapolação entre duas alturas a partir da Eq. (2.16), é dada por

$$\bar{v}(z) = \bar{v}_R \frac{\ln \left(\frac{z}{z_0} \right)}{\ln \left(\frac{z_R}{z_0} \right)}, \quad (2.17)$$

em que $\bar{v}_R$ é a velocidade média do vento numa altura de referência z_R .

2.5 Classificação do Potencial Eólico

Para se classificar os recursos eólicos de uma região, se utiliza, na maioria das vezes, as médias anuais da densidade de potência disponibilizada, ou da velocidade do vento, divididas em categorias denominadas de classes de vento, às quais são atribuídas cores para que posteriormente gráficos de contorno sejam elaborados.

Não há uma padronização quanto às classes de vento. No entanto, a classificação utilizada no Laboratório Nacional de Energias Renováveis dos Estados Unidos tem sido usada em muitas pesquisas. Ela encontra-se especificada na Tab. 1.

Tabela 1. Classes de vento de acordo com a densidade de potência média, D_{Pm} , medida em (W/m^2), e a velocidade média, $\bar{v}$, medida em (m/s), ambas medidas a 10 m e a 50 m acima do solo. Fonte: NREL.

Classe de Vento	D_{Pm} a 10 m	$\bar{v}$ a 10 m	D_{Pm} a 50 m	$\bar{v}$ a 50 m	Descrição
1	0,0 100	0,0 4,4	0,0 200	0,0 5,6	Pobre
2	100 150	4,4 5,1	200 300	5,6 6,4	Marginal
3	150 200	5,1 5,6	300 400	6,4 7,0	Satisfatório
4	200 250	5,6 6,0	400 500	7,0 7,5	Bom
5	250 300	6,0 6,4	500 600	7,5 8,0	Excelente
6	300 400	6,4 7,0	600 800	8,0 8,8	Proeminente
7	400 1000	7,0 9,4	800 2000	8,8 11,9	Esplêndido

Vale ressaltar que segundo Elliott et al. (1986):

A densidade de potência é proporcional ao terceiro momento de uma distribuição de velocidades e à massa específica do ar também. Portanto, não existe uma relação única de correspondência entre ela e a velocidade média do vento, que é o primeiro momento da distribuição. Contudo, utilizando a distribuição de Weibull para velocidades do vento e uma massa específica do ar padrão para o nível do mar ($1,22 \text{ kg/m}^3$), a velocidade média do vento pode ser determinada para cada limite das classes de potência de vento. O decréscimo da massa específica do ar com a altitude requer que a velocidade média seja incrementada em 3% para cada 1000 m de elevação, para manter a mesma densidade de potência.

2.6 Metodologias de Avaliação do Potencial Eólico

O método mais simples de se avaliar o potencial eólico de uma região consiste em efetuar medidas na área de interesse através de uma rede de anemômetros e sensores de direção extremamente confiáveis. Essas medidas devem ser feitas num intervalo entre 3 a 5 anos, para que não se corra o risco de levarmos em consideração apenas um ano particularmente calmo

ou particularmente com ventanias. Um trabalho dessa natureza foi realizado por Karsli e Gecit (2003). Posteriormente, esses dados podem ser interpolados e extrapolados no tempo e no espaço para se ter um quadro geral dos recursos eólicos da região-alvo.

Na maioria absoluta das vezes, essa não é a melhor saída devido aos elevados custos envolvidos, ao tempo necessário para se efetuar as medidas e à quantidade de profissionais especializados que seriam requeridos para a instalação e manutenção dos sistemas de aquisição de dados.

No próximo capítulo faz-se uma análise do potencial eólico da serra da Ibiapaba a partir de dados medidos *in loco*.

3 *Análise dos Dados Observados*

3.1 Introdução

Neste capítulo, será feita uma análise dos dados coletados em duas Plataformas de Coleta de Dados (PCD), ambas pertencentes à Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME), localizadas na serra da Ibiapaba e próximas aos municípios de São Benedito e Ubajara.

Espera-se com isso avaliar preliminarmente o potencial eólico da região de forma pontual. Posteriormente esses dados também serão utilizados para validar as simulações da modelagem numérica.

3.2 Descrição dos Dados Observados

Os dados das PCDs consistem de médias horárias de medidas efetuadas em intervalos de 10 min, a 10 m de altura do solo. Para esse estudo foram consideradas as medidas relativas à velocidade e à direção do vento no ano de 2005 e, como foi dito antes, provenientes apenas das duas PCDs. Tal escolha deveu-se à carência e à inconsistência de dados de outras estações localizadas na região da Ibiapaba.

Na Tab. 2 são apresentadas as coordenadas geográficas das estações meteorológicas utilizadas nesse estudo.

Tabela 2. Coordenadas geográficas das PCDs. Fonte: FUNCEME.

Município Próximo	Latitude	Longitude
São Benedito	04° 01' 28,6" S	040° 54' 39,5" W
Ubajara	03° 51' 44,9" S	041° 07' 02,9" W

3.3 Potencial Eólico

Para a caracterização do potencial eólico dessas estações, inicialmente, é obtido na Fig. 7 o gráfico da velocidade média mensal dos ventos durante o período considerado, ou seja, o ano de 2005.

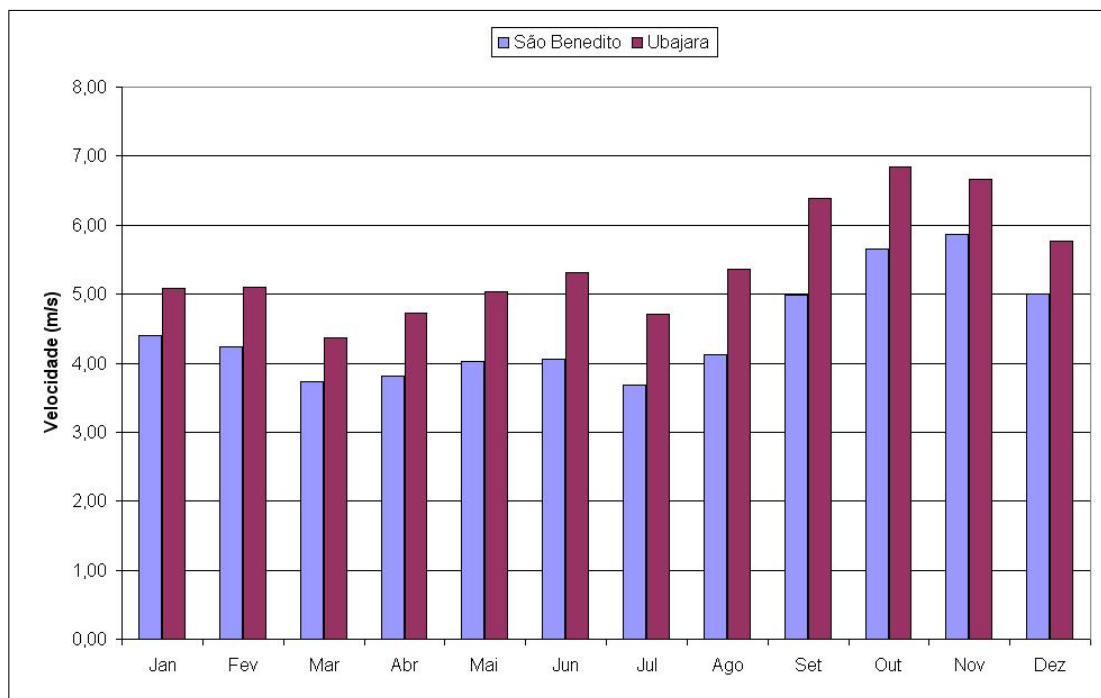


Figura 7. Velocidade média mensal, a 10 m, no ano de 2005.

Analisando-a, pode-se concluir que o período de ventos mínimos coincide perfeitamente com o período chuvoso do estado (1º semestre). Por outro lado, o período de ventos máximos coincide com o período mais seco do estado (2º semestre). Em outras pesquisas sobre o potencial eólico do Ceará (CAMELO, 2007), pode-se notar que esse mesmo padrão se repete para outras localidades do estado e para outros períodos de tempo.

Posteriormente, é obtido o gráfico polar da distribuição de frequência da direção do vento na Fig. 8. É preciso ter o cuidado de dividir a circunferência em 16 partes de forma a abranger os pontos cardeais, colaterais e subcolaterais da rosa-dos-ventos. Assim, o setor 0° corresponde ao norte e o setor 90° corresponde ao leste.

Ainda na Fig. 8, pode-se observar uma baixa variabilidade da direção do vento. Em São Benedito, durante quase 50% do ano, o vento vem de leste e, durante outros 32% do ano, vem de les-sudeste. Em Ubajara o vento também é preferencialmente de leste, cerca de 30% do ano, mas um pouco mais variável. Esta pouca variabilidade da direção do vento é um bom indicativo, como foi discutido na Seção 2.3.

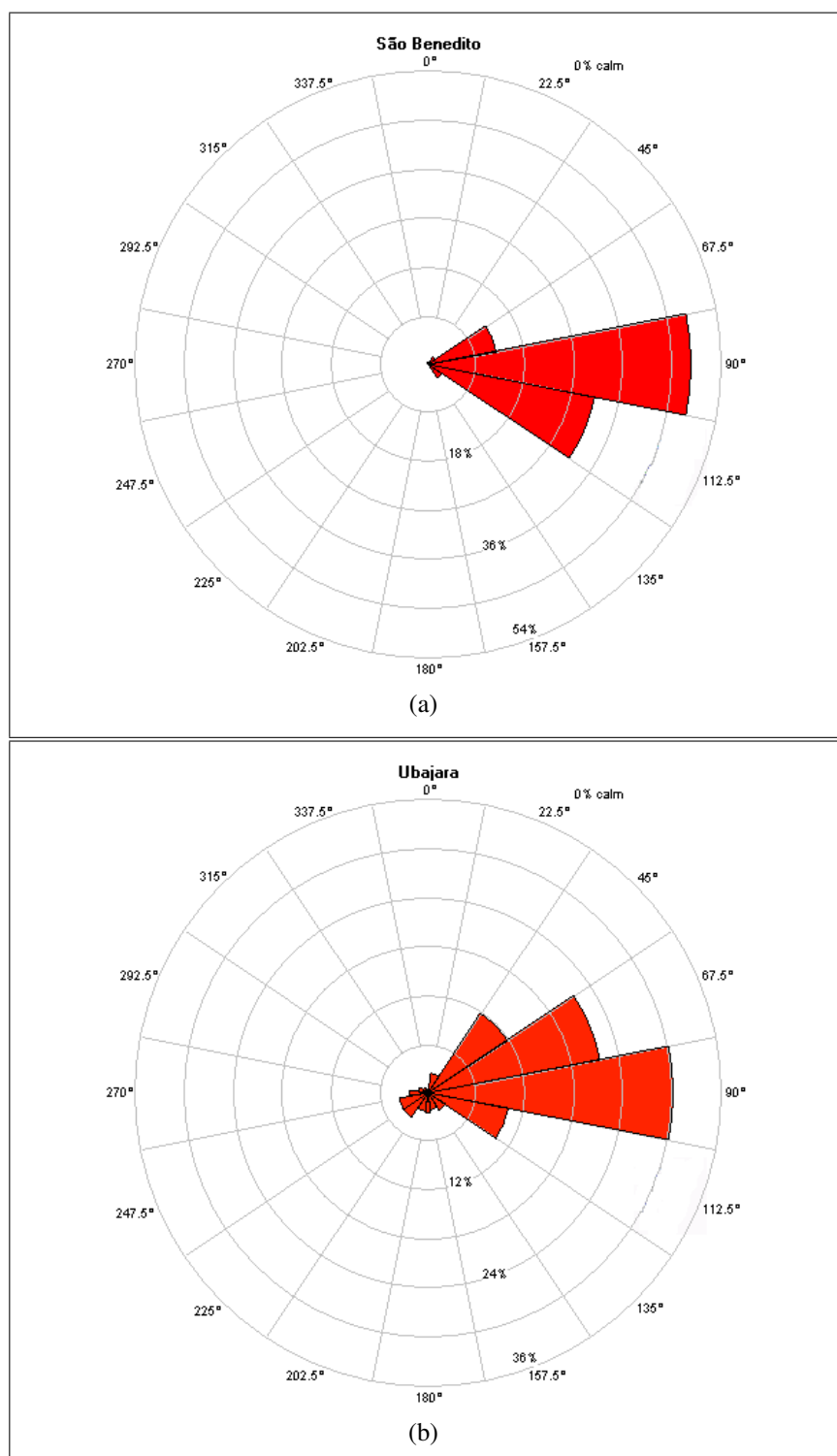


Figura 8. Frequência da direção do vento, a 10 m, no ano de 2005 para as PCDs de (a) São Benedito e (b) Ubajara. O norte corresponde a 0°.

Nas Figs. 9 e 10 têm-se os histogramas de frequência relativa da velocidade vento, com classes de 1 m/s, no decorrer do ano. Também é feito um ajuste de curva usando uma função densidade de probabilidade. Conforme a Seção 2.3, a melhor função para o caso eólico é a de Weibull (Eq. (2.5)), sendo caracterizada por dois parâmetros: parâmetro de forma, k , e parâmetro de escala, c .

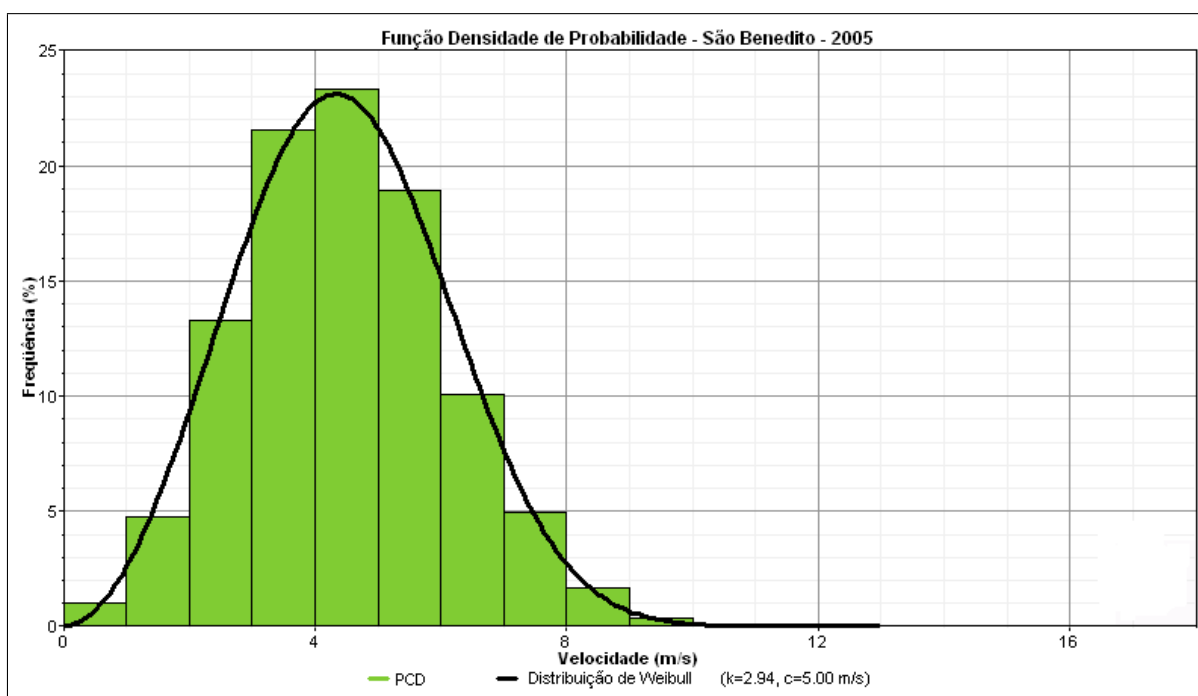


Figura 9. Função densidade de probabilidade (histograma) da velocidade do vento, a 10 m, na PCD de São Benedito.

O parâmetro de forma, k , se relaciona de forma inversa com o desvio padrão da distribuição. Assim, grandes valores de k indicam baixa variabilidade do vento em relação à sua intensidade. Como pode-se observar, o valor para São Benedito é $k = 2,94$ e para Ubajara é $k = 2,67$. Assim, considerando o período de um ano, vê-se que em São Benedito a distribuição é mais estreita e a velocidade do vento menos variável.

Como o vento no estado é bem sazonal, como evidenciado na Fig. 7, obtém-se, na Fig. 11, um gráfico que mostra a variação anual do parâmetro de forma, k , de modo que seja possível observar as diferenças entre os dois períodos, chuvoso e seco.

Nota-se ainda nas Figs. 9 e 10 que o parâmetro de escala em São Benedito é $c = 5,00$ m/s, enquanto que em Ubajara é $c = 6,12$ m/s. Devido ao fato do parâmetro de escala se relacionar diretamente com a velocidade média do vento, conclui-se por esses gráficos que em Ubajara a velocidade média do vento é maior que em São Benedito. Calculando-se as médias das velocidades a partir das séries temporais das duas estações, encontra-se 4,46 m/s para São Benedito e 5,44 m/s para Ubajara, o que confirma a afirmação anterior.

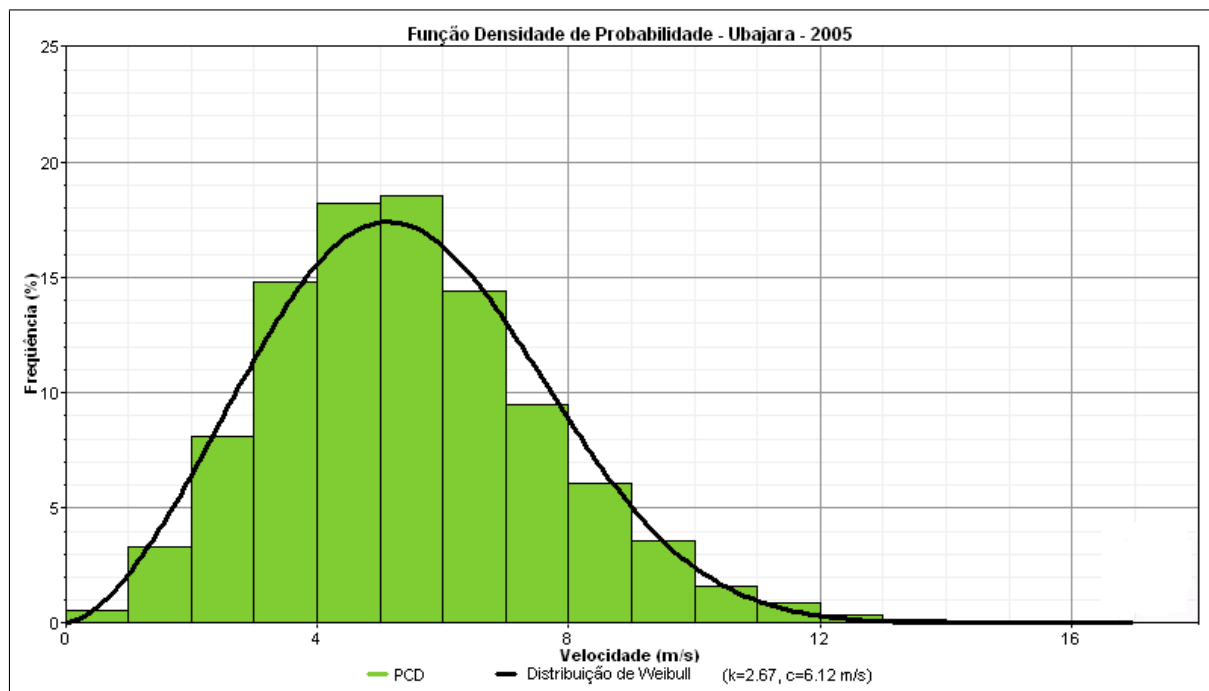


Figura 10. Função densidade de probabilidade (histograma) da velocidade do vento, a 10 m, na PCD de Ubajara.

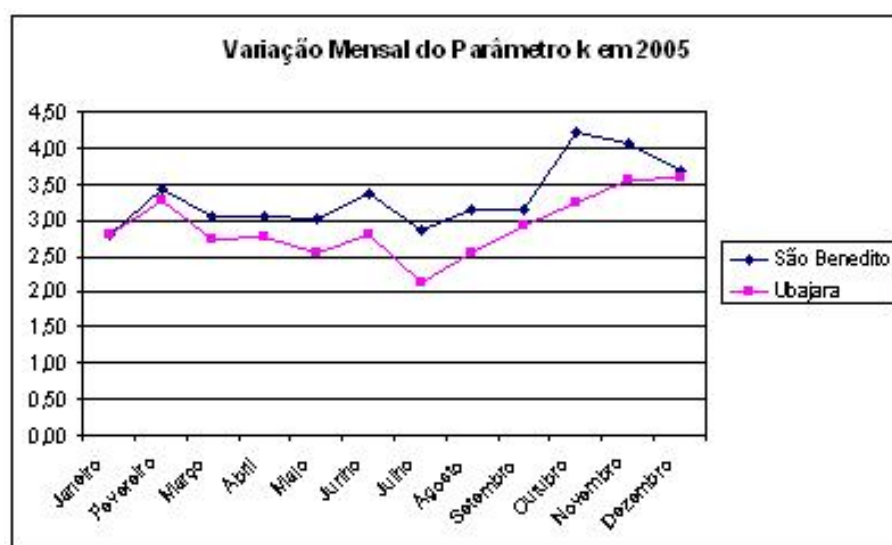


Figura 11. Variação mensal do parâmetro k da distribuição de Weibull, no decorrer de 2005.

Em seguida, calcula-se a densidade de potência média segundo a Eq. 2.4 e classifica-se conforme a Seção 2.5. A Tab. 3 apresenta esses dados. Como é possível observar através dela, essas localidades não são adequadas para a instalação de grandes parques eólicos, pois não são capazes de suprir boa parte das necessidades estaduais de energia elétrica. No entanto, são adequadas para atender às suas necessidades locais como vê-se a seguir.

Tabela 3. Classificação do potencial eólico de duas localidades da serra da Ibiapaba.

PCD	D_{Pm} (W/m ²) a 10 m	Classe de Vento	Descrição
São Benedito	69,30	1	Pobre
Ubajara	134,06	2	Marginal

Para mostrar isso, estima-se a produção de energia anual de uma turbina eólica comercial, a E-82 da empresa Enercon¹, cuja potência nominal é de 2000 kW, diâmetro do rotor de 82 m e altura do cubo de 70 m. A curva de potência e a do coeficiente de potência desse aerogerador pode ser vista na Fig. 12.

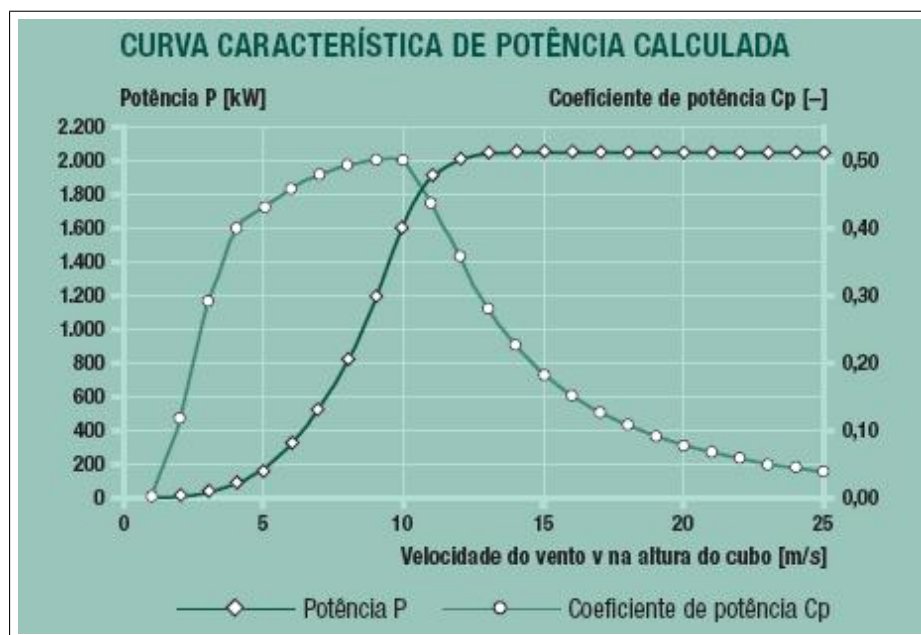


Figura 12. Curva de potência para a turbina E-82 da empresa Enercon. Fonte: Enercon.

Para calcular essa energia produzida em um ano, $E_{\text{elétrica}}$, utiliza-se a seguinte relação

$$E_{\text{elétrica}} = \sum_{i=1}^n f_i P_i t, \quad (3.1)$$

onde f_i é a frequência anual de ocorrência de uma velocidade de classe i , que pode ser obtida pelas Figs. 9 e 10 mostradas anteriormente, P_i é a potência equivalente para a classe i de velocidade, obtida pela curva de potência do aerogerador e t é o intervalo de tempo entre as medidas,

¹Consultar endereço eletrônico <http://www.enercon.de>

nesse caso, 1 h. Vale ressaltar que o valor da potência, calculada por classe de velocidade, da Fig. 12 já está embutido o coeficiente de potência, como também suas eficiências mecânica, aerodinâmica, dentre outras. Também é utilizada uma equação para fazer um ajuste da curva de potência dada pelo fabricante, de forma a considerar a diferença entre a massa específica do ar do sítio e a massa específica do ar no qual a curva de potência se aplica, como a seguir

$$v_{\text{efetiva}} = v \left(\frac{\rho}{\rho_{cp}} \right)^{1/3} \quad (3.2)$$

onde v é a velocidade conforme indicada na curva de potência calculada para uma massa específica do ar ρ_{cp} , enquanto que v_{efetiva} é a velocidade correspondente àquela potência, mas considerando a massa específica do ar do sítio, ρ .

Como a altura das medições não era a mesma da altura do cubo da turbina, fez-se uma extrapolação logarítmica utilizando a Eq. (2.17) nos dados observados de forma a construir um novo histograma de velocidades, agora para a altura de 70 m. Somente após isso é que é utilizada a Eq. (3.1).

Assim, durante o ano de 2005, seriam gerados em São Benedito cerca de 3.674,28 MWh por aerogerador, enquanto que o consumo de energia elétrica da região foi de 16.322 MWh em 2004 (IPECE, 2005), ou seja, seriam necessários somente 5 aerogeradores desse porte para atender à demanda. O fator de capacidade anual para esse aerogerador, nessa localidade, ficou em 21%, considerado bom em comparação com 22% em média que é encontrado na Alemanha, considerada referência mundial em pesquisas sobre energia eólica, fabricação de turbinas e implantação de parques eólicos (CARVALHO, 2004).

Já em Ubajara, uma única turbina geraria 6.227,36 MWh. Aqui o consumo de energia elétrica foi de 14.460 MWh em 2004 (IPECE, 2005), sendo, portanto, necessários apenas 3 aerogeradores desse tipo para atender à demanda de eletricidade. Para essa localidade, o fator de capacidade anual calculado, considerado excelente, foi de 35,5 %.

Em ambos os casos, desprezam-se as paradas dos aerogeradores inerentes à sua manutenção, perdas através da rede de transmissão e demais perdas que variam caso a caso, mas que podem chegar a 10% do valor calculado.

4 *Descrição do Modelo Numérico Atmosférico*

4.1 Introdução

De forma simples, é possível dizer que um modelo numérico atmosférico é um conjunto de algoritmos computacionais feito para resolver conjuntos de equações que representam as condições da atmosfera do modo mais realístico quanto possível.

Existe uma infinidade de modelos numéricos utilizados para se estudar o comportamento da atmosfera e, conseqüentemente, do vento. Esses modelos podem ser classificados segundo alguns aspectos, os quais estão ligados entre si. São eles:

- Método de solução das equações;
- Forma de representação dos dados; e
- Tipo e escala do fenômeno que pode ser resolvido.

Dessa forma, é possível, por exemplo, classificá-los em modelos de grade e em modelos espectrais. Apesar do conjunto de equações em que cada tipo se baseia ser o mesmo, cada um formula e resolve as equações diferentemente.

As diferenças nas formulações matemáticas fazem com que os dados sejam representados diferentemente. Os modelos de grade representam dados no discreto, em pontos de grade fixos, enquanto que os modelos espectrais usam funções de onda contínuas. Devido a isso, são introduzidas na análise ou previsão do modelo diferentes tipos e quantidades de erros.

As características dos modelos, juntamente com as aproximações físicas e dinâmicas nas suas equações, influenciam o tipo e a escala do fenômeno que ele pode resolver.

Na Fig. 13, pode-se ver uma classificação dos fenômenos atmosféricos quanto à sua escala espacial e temporal. Essas são escalas típicas e, portanto, alguns fenômenos podem estar dentro

de mais de uma categoria.

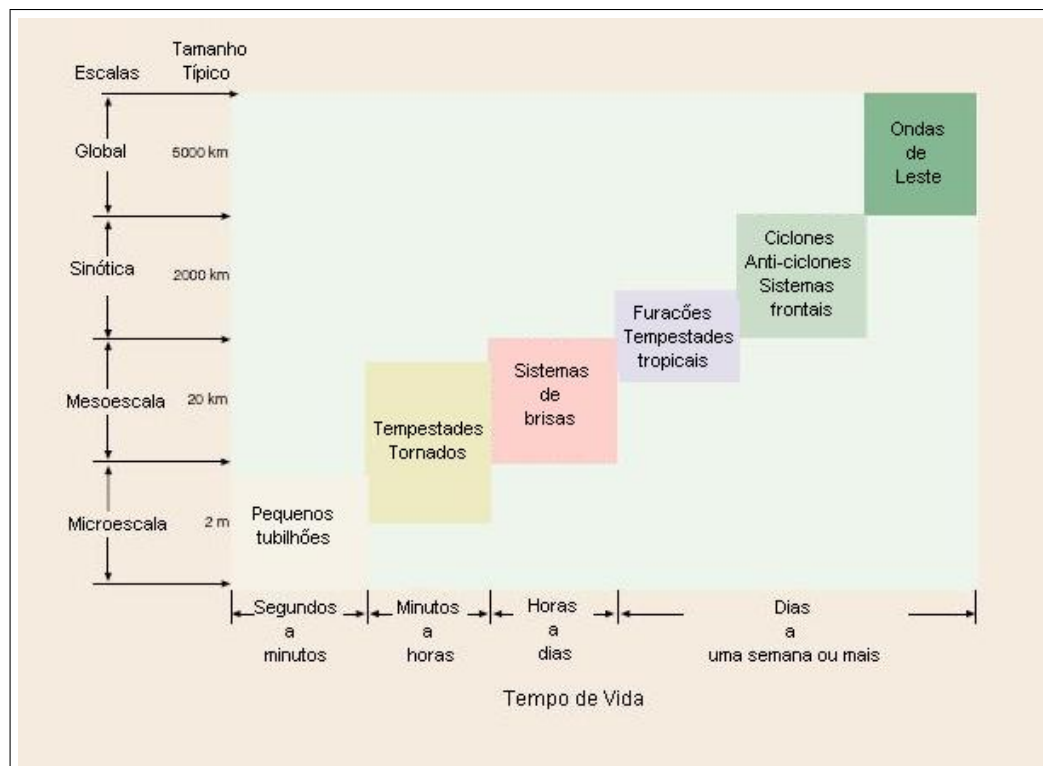


Figura 13. Escala espacial e temporal dos principais fenômenos atmosféricos. Adaptado de Ahrens (2000).

Nas seções a seguir, as características gerais do modelo numérico utilizado neste estudo são descritas. Também serão detalhadas as opções que foram testadas neste trabalho. Uma leitura mais aprofundada pode ser encontrada em artigos de revisão em modelagem numérica e de previsão de tempo numérica (FRITSCH; KREITZBERG, 1978; MACHENHAUER, 1979; KREITZBERG, 1979; PIELKE, 1981).

4.1.1 Visão Geral do Modelo RAMS

O modelo utilizado nesse trabalho é o RAMS na versão 6.0. Este modelo foi inicialmente desenvolvido pela Universidade Estadual do Colorado¹.

Segundo Tremback e Walko (2005), o RAMS é um modelo de área limitada cujas parametrizações têm sido construídas para simular fenômenos de meso-escala ou de micro-escala. O aninhamento de grades de interação bidirecional permite que uma grade “fina” resolva sistemas atmosféricos de pequena escala tais como tempestades, enquanto que uma grade “grossa” resolva sistemas de escalas maiores, e ao mesmo tempo se comuniquem e troquem informação entre si, ou seja, possuem fronteiras abertas. Isso é necessário para que as ondas de gravidade

¹Tradução livre de *Colorado State University* (CSU)

e outros fenômenos advectados tenham passagem livre pelas fronteiras, não permitindo, assim, sua reflexão para o interior do domínio.

Esse modelo foi construído sobre um conjunto de equações compressíveis (atualmente) que representam a dinâmica atmosférica e sua termodinâmica, acrescido de equações de conservação para grandezas escalares, como as razões de mistura do vapor d'água, da água líquida, do gelo e dos hidrometeoros. Essas equações são complementadas por uma variedade de parametrizações para difusão turbulenta, radiação de onda longa e onda curta, formação de nuvens e precipitação, efeitos cinemáticos do terreno, convecção de cumulus e trocas de calor latente e sensível entre a atmosfera e a superfície, que consiste de várias camadas de solo, vegetação, cobertura de neve e de água (rios, lagos, dentre outras).

Anteriormente, o modelo admitia usar a aproximação hidrostática ou funcionar de forma não-hidrostática. Na versão atual, o modelo é somente não-hidrostático e emprega os esquemas *Leapfrog*, avançado-recuado ou a sua combinação híbrida nos esquemas numéricos de discretização temporal dos dados.

A seguir, são apresentadas as principais equações utilizadas no RAMS em notação tensorial (PIELKE et al., 1992), cujos símbolos nelas utilizados estão descritos na Tabela de Símbolos, no início deste trabalho. Nestas equações, todas as variáveis, exceto quando denotado, são médias das caixas de grade, onde a barra indicativa foi omitida. As transformações das escalas horizontal e vertical também foram omitidas para a simplificação das equações. A força do gradiente de pressão foi escrita com a função de Exner, π .

Conservação do *momentum*:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + f v \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (4.1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - f u \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (4.2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} = & -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'}{\theta_0} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right). \quad (4.3) \end{aligned}$$

Conservação da Energia:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}. \end{aligned} \quad (4.4)$$

Conservação da Água e de Outras Substâncias:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right). \quad (4.5)$$

Conservação da Massa:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right), \quad (4.6)$$

onde π é a função de Exner, dada por

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} = C_p \frac{T}{\theta}. \quad (4.7)$$

Os primeiros três termos do lado direito das Eqs. (4.1) à (4.5) representam a advecção e os três últimos representam a difusão horizontal e vertical. O quarto termo do lado direito das Eqs. (4.1) à (4.3) descreve a força do gradiente de pressão por unidade de massa. A força de Coriolis por unidade de massa está indicada no quinto termo do lado direito das Eqs. (4.1) e (4.2). Já o quinto termo do lado direito da Eq. (4.3) descreve a flutuação da velocidade vertical. Na Eq. (4.4), um termo é incluído para representar o aquecimento pela divergência de radiação.

4.2 Parametrização de Turbulência

Um modelo de grade como o RAMS não representa o valor de uma variável num determinado ponto de grade, mas a média dos valores da variável daquela caixa de grade, ou uma média de Reynolds. Em outros termos, o modelo não é capaz de resolver as flutuações que ocorrem na escala de sub-grade, a grosso modo chamada de turbulência. Desta forma, é necessário que se tenha um conjunto extra de equações para resolver as flutuações das variáveis na escala de sub-grade. Tal conjunto de equações, que servem para resolver os termos extras contendo as flutuações de forma que o sistema de equações possa ser fechado, é denominado de parametrização de turbulência.

Para se construir a parametrização de turbulência, aplica-se a média de Reynolds nas equa-

ções diferenciais prognósticas para escalares e *momentum*. Desta forma, as equações são divididas em duas partes: uma resolvida pelo modelo e outra não. As partes não resolvidas podem ser expressas em termos de covariâncias na forma $\overline{u'_i u'_j}$ para o *momentum*, e $\overline{u'_i \phi'_j}$ para um escalar, onde os índices i e j denotam as direções espaciais (1,2,3) (notação de Einstein), bem como a grandeza que transporta e a grandeza transportada, respectivamente. Assim, u_i transporta u_j na primeira expressão, e u_i transporta ϕ_j na segunda expressão. Nesta notação, a barra superior representa a média de Reynolds, e o apóstrofo (') indica o desvio em relação à média.

O transporte turbulento contribui na tendência das variáveis resolvidas através da convergência dos fluxos turbulentos segundo

$$\left(\frac{\partial u_j}{\partial t} \right)_{turb} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u'_i u'_j} \right), \quad (4.8)$$

para componentes da velocidade, e

$$\left(\frac{\partial \phi_j}{\partial t} \right)_{turb} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\overline{u'_i \phi'_j} \right), \quad (4.9)$$

para os escalares.

Segundo Tremback e Walko (2005), no modelo RAMS, a parametrização é feita usando-se a teoria K , na qual as covariâncias são funções do gradiente da quantidade transportada, tendo como constante de proporcionalidade os coeficientes de viscosidade turbulenta, K_m para os processos cinemáticos e K_h para os processos térmicos e hídricos. Assim, para o transporte de escalares, tem-se que

$$\overline{u'_i \phi'_j} = -K_{hi} \left(\frac{\partial \phi_j}{\partial x_i} \right), \quad (4.10)$$

onde K_{hi} é sempre positivo, o que implica que o fluxo turbulento se dá sempre no sentido contrário ao do gradiente transportado.

No caso do transporte de *momentum*, dependendo da escala do movimento resolvido pela grade do modelo, duas formas são usadas. Na primeira, quando o espaçamento horizontal é próximo do espaçamento vertical de tal forma que os movimentos convectivos são resolvidos, a tensão turbulenta de Reynolds (ou o termo de covariância) é dado por

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (4.11)$$

onde, neste caso, assume-se que $K_{mi} = K_{mj}$ e, conseqüentemente, $\overline{u'_i u'_j} = \overline{u'_j u'_i}$.

Essa simetria dos componentes da tensão turbulenta de Reynolds é uma propriedade básica de um fluido, e sua violação em modelos numéricos equivale à aplicação de forças fictícias

A segunda forma de parametrizar o transporte de *momentum* é aplicada nos casos em que a simetria mencionada não pode ser usada. Esses são casos nos quais o espaçamento horizontal é bem maior do que o espaçamento vertical, o que impede uma representação explícita do movimento convectivo. Em tais casos, $K_{mi} > K_{mj}$ e assim é mantida a última equação para as componentes horizontais da velocidade (i e j assumindo valores [1,2]), mas para a componente vertical (i ou j igual a 3), tem-se que

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right). \quad (4.12)$$

Na versão atual do modelo RAMS existem seis opções de parametrizações. Nelas os coeficientes K_{hi} e K_{mi} são calculados de formas diferentes. A seguir, serão apresentadas duas dessas opções que são testadas nesse trabalho: o esquema de Mellor e Yamada (1974, 1982) e o esquema de Smagorinsky (1963) na sua versão anisotrópica.

4.2.1 Esquema de Smagorinsky Anisotrópico

A parametrização utilizando deformação anisotrópica calcula os coeficientes de difusão na horizontal baseado em Smagorinsky (1963), o qual relaciona os coeficientes K_{hi} e K_{mi} com a taxa de deformação do fluido e inclui modificações para a influência da frequência de Brunt-Väisälä (HILL, 1974) e do número de Richardson (LILLY, 1962).

Assim, o coeficiente de viscosidade turbulenta para o *momentum* na vertical é dado por

$$(K_{mi})_{vertical} = \rho (C_z \Delta z)^2 \left\{ S_1 + F_H [\max(0, -F_B)]^{0,5} \right\} [\max(0, 1 - R_{hm} R_i)]^{0,5}, \quad (4.13)$$

onde C_z é um coeficiente de ajuste adimensional que multiplica o espaçamento de grade na vertical, Δz , de forma a obter o comprimento de mistura, F_H é um adimensional opcional que pode ser 0 ou 1, F_B representa a frequência de Brunt-Väisälä, R_i é o número de Richardson, e R_{hm} é a razão entre os coeficientes de difusão turbulenta de calor e de *momentum*. Tanto C_z quanto R_{hm} são especificados pelo usuário na lista de parâmetros do modelo a ser editada antes do início da simulação, correspondendo especificamente aos campos CSZ e ZKHKM, respectivamente. Ainda na Eq. (4.13), o termo S_1 representa a magnitude do tensor deformação na vertical e pode ser obtido a partir do tensor deformação nas três dimensões, S_3 , fazendo $i = [1, 2]$ e $j = [3]$

$$S_3 = \left[\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right]^{0,5}. \quad (4.14)$$

Sendo o esquema anisotrópico, ou seja, o espaçamento horizontal é grande quando com-

parado com o vertical, o coeficiente de viscosidade ou difusão turbulenta para o *momentum* na horizontal é dado por

$$(K_{mi})_{horizontal} = \rho_0 \max \left[K_{mh}, (C_x \Delta x)^2 (S_2)^{0,5} \right], \quad (4.15)$$

onde C_x é um coeficiente de ajuste adimensional que multiplica o espaçamento de grade na horizontal, Δx , de forma a obter o comprimento de mistura, S_2 é a magnitude do tensor deformação na horizontal e é dado pela Equação 4.14 com $i = [1, 2]$ e $j = [1, 2]$, ou seja, limitados à horizontal. Na Eq. (4.15), K_{mh} é um valor mínimo imposto ao coeficiente de difusão turbulenta, sendo dado por

$$K_{mh} = 0,075 K_A (\Delta x)^{4/3}. \quad (4.16)$$

Tanto C_x quanto K_A são especificados pelo usuário na lista de parâmetros do modelo, e correspondem aos campos CSX e AKMIN, respectivamente.

O coeficiente de difusão turbulenta para os processos térmicos e hídricos, ou seja, que envolvem escalares, é calculado através da expressão a seguir

$$K_{hi} = -R_{hm} K_{mi} \quad (4.17)$$

4.2.2 Esquema de Mellor e Yamada

O esquema de Mellor e Yamada implementado no RAMS é uma modificação do esquema de ordem 3 proposto por eles em 1974 (MELLOR; YAMADA, 1974). Devido a essa modificação, ele passou a ser denominado de ordem 2,5 (MELLOR; YAMADA, 1982) dentro da hierarquia dos esquemas de fechamento da turbulência da camada limite planetária.

Neste esquema, a energia cinética turbulenta, que é fornecida pelos campos prognósticos do RAMS juntamente com a temperatura potencial, θ , e as componentes horizontais do vento, u e v , é usada para calcular os coeficientes de difusão turbulenta na vertical, enquanto que o esquema de Smagorinsky descrito acima é usado para a horizontal.

A energia cinética turbulenta, e , é definida como

$$e = \frac{1}{2} \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right), \quad (4.18)$$

podendo ser prognosticada dentro do modelo por

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial K_e}{\partial x} \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial K_e}{\partial y} \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial K_e}{\partial z} \frac{\partial e}{\partial z} + P_S + P_B + \varepsilon, \quad (4.19)$$

onde P_S é o termo de produção de cisalhamento, dado por

$$P_S = K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right], \quad (4.20)$$

P_B é o termo de produção de empuxo, dado por

$$P_B = -\frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z}, \quad (4.21)$$

e ε é o termo de dissipação dado por:

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{3/2}}{l}, \quad (4.22)$$

onde a_e é uma constante empírica, e l é o comprimento de mistura que será descrita a seguir.

Nas Eqs. (4.19) a (4.21), aparecem os termos dos coeficientes de difusão turbulenta vertical para o *momentum*, K_m , calor, K_h , e energia cinética turbulenta, K_e , cujos valores são dados, respectivamente, por

$$K_m = S_m l \sqrt{2e}, \quad (4.23)$$

$$K_h = S_h l \sqrt{2e}, \quad (4.24)$$

$$K_e = S_e l \sqrt{2e}. \quad (4.25)$$

onde os termos S_m , S_h e S_e representam difusões turbulentas adimensionais.

O comprimento de mistura, l , de acordo com Mellor e Yamada (1982), é dado por

$$l = \frac{\kappa(z + z_0)}{1 + \kappa(z + z_0)/l_\infty}, \quad (4.26)$$

onde κ é a constante de Von Kármán, z_0 é o comprimento de rugosidade e

$$l_\infty = 0,1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz}. \quad (4.27)$$

Andre et al. (1978) propôs um limite superior para o comprimento de mistura em condições estáveis. Tal limite é obtido através de

$$l \leq 0,75 \left[\frac{2e}{\left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)} \right]^{1/2}. \quad (4.28)$$

As difusões turbulentas adimensionais das Eqs. (4.23) e (4.24) são dadas, respectivamente, a partir dos gradientes verticais de *momentum* e de calor, como também a partir de algumas constantes empíricas, como

$$S_m = A_1 \{1 - 3C_1 - 3A_2 [B_2 (1 - 3C_1) - 12A_1 C_1 - 3A_2] G_h\} \\ \div \{1 - 3A_2 (7A_1 + B_2) G_h + 27A_1 A_2^2 (4A_1 + B_2) G_h^2 \\ + 6A_1^2 [1 - 3A_2 (B_2 - 3A_2) G_h] G_m\}, \quad (4.29)$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1 S_m G_m}{1 - 3A_2 (4A_1 + B_2) G_h}. \quad (4.30)$$

Os gradientes verticais de *momentum* e calor, que aparecem nas Eqs. (4.29) e (4.30) acima, são dados respectivamente por

$$G_m = \frac{l^2}{2e} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right], \quad (4.31)$$

$$G_h = \frac{l^2}{2e} \left(-\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right). \quad (4.32)$$

O valor da última difusão turbulenta adimensional, S_e , juntamente com os valores das constantes empíricas mencionadas anteriormente, foram determinadas por Mellor e Yamada (1982),

$$(A_1; A_2; B_1; B_2; C_1; S_e; a_e) = (0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08; 0,20; 2^{2/3}/16,6) \quad (4.33)$$

4.3 Relaxamento Newtoniano (*Nudging*)

A técnica do relaxamento newtoniano, também denominada *nudging*, consiste de uma assimilação de dados dispostos no tempo, t , e no espaço, x, y e z . Tais dados podem vir de observações de estações meteorológicas, de radio-sondagens ou mesmo dos resultados de modelos globais atmosféricos que já tenham sido previamente validados.

O principal objetivo dessa técnica é fazer com que os resultados do modelo numérico estejam o mais próximo possível da realidade. Mas, através dessa técnica, também é possível fazer com que ondas se propagando do interior do modelo sejam amortecidas pelas fronteiras laterais, ou mesmo amortecer as ondas de gravidade no topo do domínio do modelo. Isso é feito através da adição de um termo de tendência em cada equação prognóstica, de tal forma que a variável prevista seja forçada em direção ao conjunto de dados que se quer assimilar

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F(\phi) + \left(\frac{\phi_O - \phi}{\tau} \right), \quad (4.34)$$

onde ϕ é uma variável do modelo, $F(\phi)$ representa a física do modelo, ϕ_O representa o dado observado ou que se quer assimilar, e τ é a escala de tempo que controla a intensidade do *nudging*.

No RAMS, a estrutura dessa escala de tempo pode ser dividida em três partes: a fronteira lateral, a fronteira do topo e o domínio interior.

O relaxamento newtoniano na fronteira lateral do RAMS se baseia no esquema proposto por Davies (1976). Neste esquema, o relaxamento não é feito diretamente em todos os pontos de grade, mas em alguns pontos de grade laterais definidos pelo usuário (campo NUDLAT da lista de parâmetros) e gradualmente de fora para dentro do modelo seguindo um perfil parabólico da escala de tempo do *nudging*. Assim, a escala de tempo de *nudging* do primeiro ponto de grade é igual à que o usuário definiu na lista de parâmetros do modelo (campo TNUDLAT), sendo que essa escala vai crescendo parabolicamente para o interior do domínio de tal forma que, após serem cobertos os pontos de grade definidos pelo usuário, tal escala tende ao infinito, levando o termo $\left(\frac{\phi_O - \phi}{\tau}\right)$ da Eq. (4.34) tender a zero.

No caso da fronteira do topo do modelo, o usuário define uma altura (inferior à do topo do domínio) a partir da qual irá ocorrer o relaxamento newtoniano, que então cresce linearmente até o topo do domínio modelado. O principal motivo do uso da técnica de *nudging* aqui é para que as ondas de gravidade mencionadas anteriormente possam ser amortecidas verticalmente.

Por último, no caso do interior do domínio, o usuário pode definir tanto a escala de tempo como um peso para o *nudging* para cada grade usada. Assim, um fator, $\varepsilon(x, y, z)$, é adicionado à Eq. (4.34) para que o *nudging* seja intensificado

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = F(\phi) + \varepsilon(x, y, z) \left(\frac{\phi_O - \phi}{\tau} \right). \quad (4.35)$$

O peso do *nudging*, $\varepsilon(x, y, z)$, é informado pelo usuário na lista de parâmetros do modelo (campo WT_NUDGE_GRID).

Vale ressaltar que a única restrição para os valores das três escalas de tempo do relaxamento newtoniano é que elas sejam superiores ao passo de tempo do modelo, de forma a garantir a estabilidade numérica. Além disso, é recomendável que essa opção seja ativada para a fronteira do topo somente se o topo do domínio atingir a estratosfera (WALKO; TREMBACK, 2006).

4.4 Coordenadas Verticais

O modelo RAMS apresenta atualmente duas opções de coordenadas verticais, as quais são controladas pelo campo `IF_ADAP` na lista de parâmetros: coordenada sigma-z e coordenada ETA-Alisada (do inglês *Shaved-ETA*). Na Fig. 14, é possível visualizar essas opções.

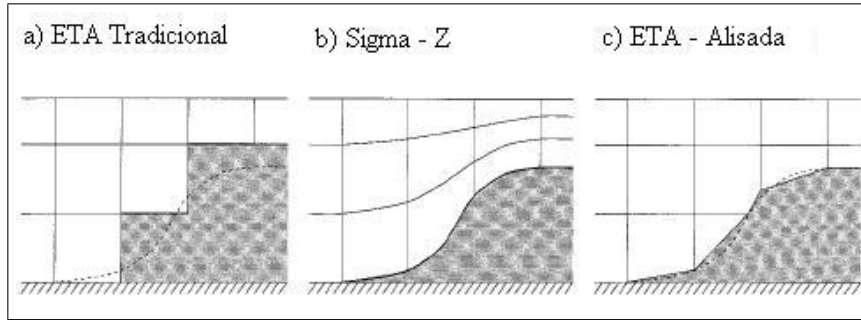


Figura 14. Representação das coordenadas verticais utilizadas pelo modelo atmosférico RAMS. Adaptado de Adcroft, Hill e Marshall (1997).

A coordenada sigma-z é um sistema de coordenada que acompanha o terreno (GAL-CHEN; SOMERVILLE, 1975), de tal forma que a superfície da coordenada é paralela ao terreno e vai tornando-se linearmente horizontal à medida que se aproxima do topo do domínio, sendo perfeitamente horizontal aí.

As coordenadas nesse sistema podem ser definidas como

$$\begin{aligned} x^* &= x \\ y^* &= y \\ z^* &= H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right) \end{aligned} \quad (4.36)$$

onde H é a altura do topo da grade e z_g é a altitude do terreno e depende de x e y .

Apesar de ser muito conveniente e amplamente utilizado, Pielke (2002) e Walko e Avissar (2006) apresentam alguns problemas que advêm do uso desse sistema de coordenadas dentre os quais destacam-se:

- Quando o incremento vertical (Δz^*) é muito menor do que os incrementos horizontais (Δx e Δy), o modelo, ao fazer interpolações, precisa definir gradientes nas direções x e y que introduzem erros significativos; e
- Os termos do fluxo de sub-grade ao longo de uma superfície z^* produzem fluxos na direção vertical. Isso não é desejável, já que os fluxos turbulentos são representados separadamente na vertical e na horizontal (vide Seção 4.2).

Como uma tentativa de resolver esses problemas, os desenvolvedores do RAMS implementaram uma representação da topografia através do uso do método de frações de volume de grades proposto por Adcroft, Hill e Marshall (1997). Tal implementação, denominada de coordenada ETA-Alisada (tradução livre do inglês *Shaved-ETA*) ou de abertura adaptada (do inglês *Adaptive Aperture* (ADAP)), consiste no uso do sistema de coordenadas ETA modificada para a dinâmica do modelo (i.e., gradiente de pressão, advecção, Coriolis), enquanto que as parametrizações do modelo são feitas dentro de uma grade cartesiana.

Exemplos de aplicações da coordenada ETA-Alisada podem ser encontrados nos trabalhos de Bonaventura (2000) e de Steppeler et al. (2002).

5 *Simulações Numéricas*

Como foi dito anteriormente, neste trabalho utiliza-se o modelo RAMS versão 6.0 (seis). O objetivo é avaliar a capacidade desse modelo e otimizá-lo para simular as condições de vento na região da serra da Ibiapaba.

Para tal, fazem-se simulações que testam algumas opções do modelo que são importantes ao se trabalhar com região de topografia complexa, como é o caso de uma serra. Tais opções são:

- parametrização de turbulência: esquema de Mellor e Yamada e esquema de Smagorinsky anisotrópico (cf. Seção 4.2);
- relaxamento newtoniano ou *nudging*: opção no interior do domínio ligada e desligada. (cf. Seção 4.3); e
- coordenadas verticais: sigma- z e ETA-Alisada (cf. Seção 4.4).

Além disso, devido à carência de dados observados e de recursos computacionais, ao invés de simular grandes períodos de tempo, um ano ou mais, que são indicados para que se possa englobar as sazonalidades do regime de vento, as simulações se iniciam no dia 01 às 00:00 UTC¹ e terminam no dia 07 às 21:00 UTC, de dois meses do ano de 2005 que se inserem em diferentes regimes climáticos do Ceará. São eles os meses de Março, caracteristicamente chuvoso e pouco ventoso, e de setembro, caracteristicamente seco e ventoso. Dessa forma, são feitas simulações com todas as opções iguais, exceto as que foram citadas anteriormente e os períodos de tempo.

Dos períodos simulados, os 3 (três) primeiros dias foram descartados dos resultados por se tratar de um período de transição do modelo. Acredita-se que a partir do 4^o (quarto) dia em diante, o modelo já tenha se adequeado às condições atmosféricas locais.

¹O Tempo Universal Coordenado ou UTC (*Universal Time, Coordinate*) é o sucessor do GMT (*Greenwich Mean Time*) como fuso horário de referência. O horário local (HL) de nosso trabalho é definido como sendo o horário UTC – 3 h.

Primeiramente são feitas simulações alterando-se somente a parametrização de turbulência. Neste momento mantém-se o *nudging* no interior do domínio desligado e utiliza-se a coordenada vertical sigma-z. Tais opções são as mais comuns para o estado do Ceará ao se fazer previsões climáticas de acordo com a FUNCEME.

Após ter sido escolhida a melhor opção mediante análise estatística dentre os dois esquemas de turbulência, passa-se às simulações com o *nudging* no interior do domínio, ora ligado, ora desligado. Feita uma nova análise e escolhida a melhor opção, passa-se para um novo conjunto de simulações com diferentes tipos de coordenadas verticais. A Fig. 15 apresenta um fluxograma com um resumo da metodologia a utilizada.

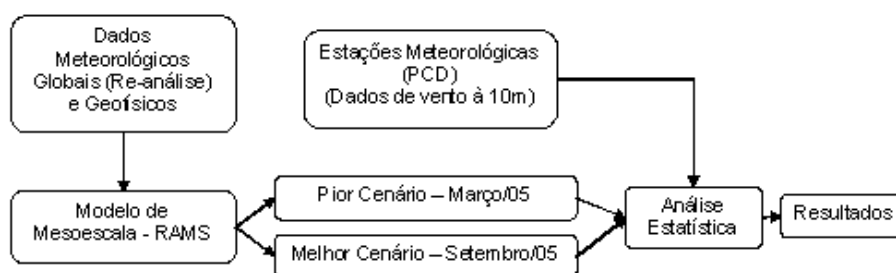


Figura 15. Fluxograma da metodologia utilizada nas simulações numéricas com o RAMS.

É preciso deixar claro aqui que poderiam ter sido feitas comparações cruzadas dentre essas opções do modelo, porém, devido ao tempo de pesquisa e à escassez dos recursos computacionais, escolheu-se efetuar comparações escalonadas, ou seja, adota-se a opção vencedora e parte-se para o teste das outras opções.

Nas seções a seguir, serão apresentadas as principais opções do modelo que são comuns à todas as simulações.

5.1 Estrutura das Grades

Para se simular regime de vento para fins de geração de energia, é necessário que se utilizem grades com a menor resolução possível. Como foi discutido na Seção 4.1.1, o RAMS possui a opção de aninhamento de grades horizontais de forma que elas sejam dispostas de forma telescópica, ou seja, com resoluções crescentes. Tal opção faz com que um dado fenômeno seja bem representado, sem, no entanto, requerer grandes recursos computacionais.

São utilizadas neste trabalho 3 (três) grades aninhadas e centradas no ponto médio do segmento de reta que une as duas únicas plataformas de coletas de dados (PCD) localizadas na serra da Ibiapaba, em regiões próximas às sedes dos municípios de São Benedito e de Ubajara

(vide Seção 3.2 e Tab. 2), e que dispunham de dados válidos durante o período simulado para se avaliar a acurácia do modelo.

A Tab. 4 apresenta as características de cada grade. A Fig. 16(a) apresenta uma visualização das grades aninhadas e a Fig. 16(b), a topografia de acordo com a grade de maior resolução (grade mais “fina”). Pode-se perceber no centro das três grades e na fronteira do Ceará com o Piauí uma elevação que corresponde à serra da Ibiapaba.

Tabela 4. Escalas, resolução e número de pontos das grades das simulações com o RAMS.

Grade	Resolução Horizontal	Número de Pontos na Horizontal
1	18 km x 18 km	40 x 40
2	6 km x 6 km	59 x 59
3	2 km x 2 km	71 x 110

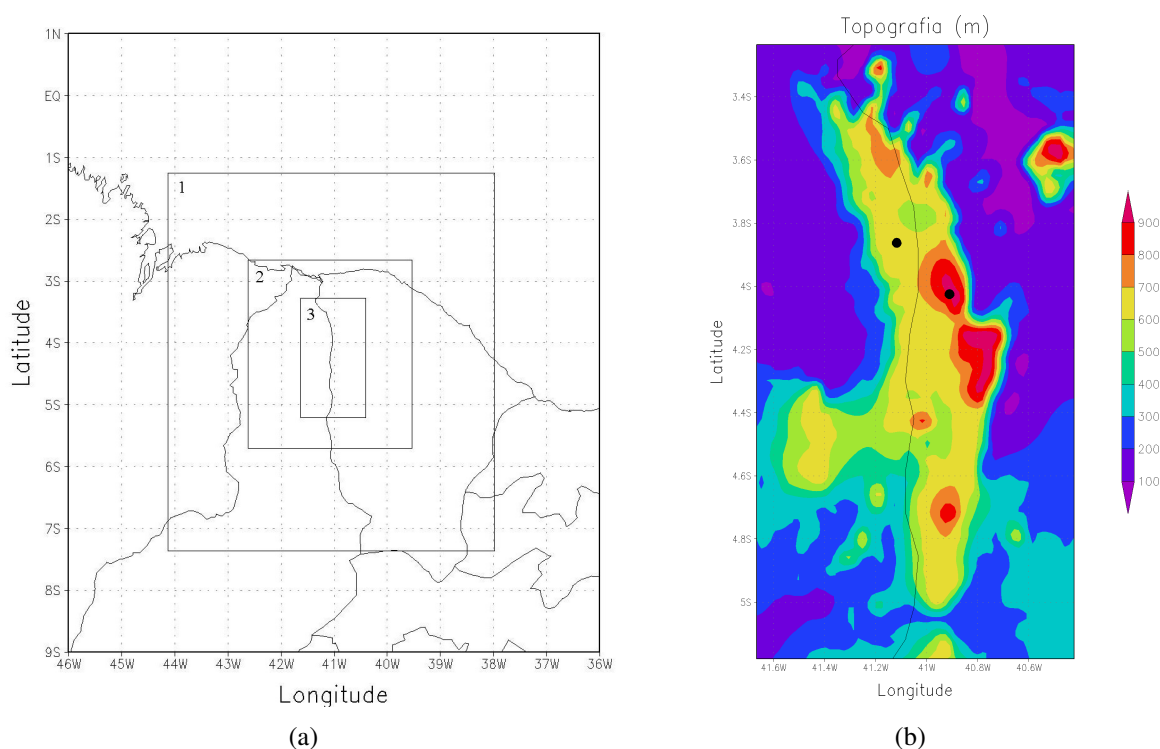


Figura 16. Representação das grades do modelo numérico: (a) domínio das três grades de simulação; (b) topografia da serra da Ibiapaba de acordo com a grade de maior resolução (grade mais “fina”). Os dois pontos pretos representam a localização das PCDs de Ubajara (acima e à esquerda) e São Benedito (abaixo e à direita).

Todas as grades apresentam projeção polar-estereográfica e a mesma estrutura vertical, que consiste de 31 níveis com espaçamento inicial de 80 m, razão de alargamento (*stretch ratio*) de 1,2 e espaçamento máximo de 1000 m. Tal configuração faz com o que o topo do domínio atinja 19.735,7 m.

5.2 Inicialização e Condições de Contorno

Para a inicialização do modelo e condições de contorno utiliza-se dados meteorológicos do Projeto Reanálise (*Reanalysis Project*) (KALNAY et al., 1996). Tais dados são compostos de campos contendo altura geopotencial, umidade relativa, temperatura, pressão, velocidade do vento zonal e meridional provenientes de um modelo global de análise diagnóstica do NCAR/NCEP, em registros a cada 6 h e com espaçamento de $2,5^\circ$ de latitude e longitude. A Fig. 17 apresenta a grade mais “grossa” do experimento, ou grade 1 (um), e os pontos do modelo global cujos dados foram utilizados.

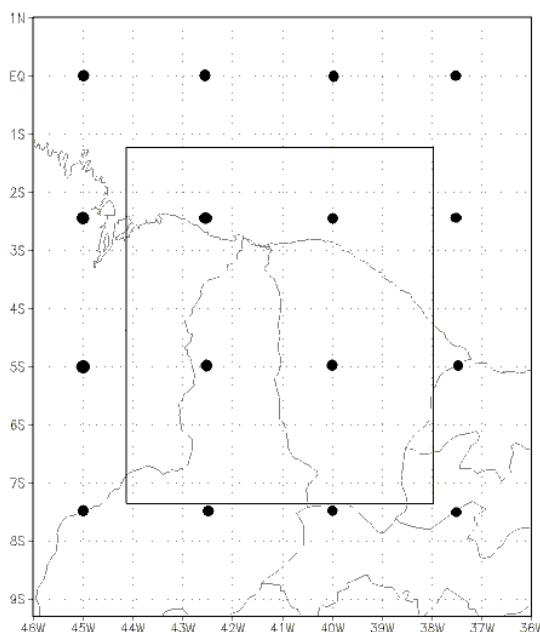


Figura 17. Grade mais “grossa” do RAMS (retângulo interno) e os pontos do modelo global do NCEP.

Os dados do Projeto Reanálise são fornecidos por servidores do NOMADS² mantidos pelo NCEP. Originalmente esses dados estão no formato GRIB e precisam ser convertidos para o formato RALPH2 para ser utilizado pelo RAMS.

O RAMS possui um módulo chamado ISAN³, que realiza a tarefa de analisar (verificação) esses dados para a inicialização e estabelecimento (interpolação) das condições de contorno do modelo utilizando para isso coordenadas isentrópicas, as quais são ideais ao se trabalhar com dados de larga escala.

²Sigla em Inglês de *National Operational Model Archive & Distribution System* (http://www.nomad3.ncep.noaa.gov/ncep_data/)

³Sigla em Inglês de *ISentropic data ANalysis package*

São inseridos ainda no modelo informações geofísicas, tais como dados de topografia do projeto GTOPO30, vegetação e temperatura da superfície do mar (TSM) climatológica (com 1° lat/lon de resolução), que podem ser obtidas no endereço eletrônico da ATMET⁴, que mantém também o próprio modelo RAMS.

5.3 Passo de Tempo e Opções de *Nudging*

O modelo é instruído a calcular o passo de tempo, tanto no início da simulação como durante seu desenvolvimento, de forma a não ultrapassar o limite de estabilidade imposto pela condição de CFC (Courant-Friedrich-Levy) (PIELKE, 2002; WALKO; TREMBACK, 2006). Dessa forma, sempre que essa condição de estabilidade permitir, passos de tempo mais largos são adotados. O RAMS possui cinco níveis possíveis para essa opção (campo `IDELTAT` da lista de parâmetros), indo de -1 (mais arriscado) até o -5 (mais seguro). Nas simulações deste trabalho adotou-se -3, um valor intermediário.

O *nudging* lateral é ativado utilizando 5 pontos de grade para a construção do perfil parabólico da escala de tempo (cf. Seção 4.4), assumindo 900 s (ou 15 min) como valor constante para todo o período simulado. Já o *nudging* do topo se inicia no topo do domínio (19,7 km aproximadamente) e se estende até 17 km acima do terreno, com uma escala de tempo de 21.600 s (ou 6 h).

Quanto ao *nudging* no interior do domínio, este inicialmente permanece desativado quando do teste das parametrizações de turbulência e das coordenadas verticais, sendo ativado somente quando do seu teste específico, assumindo uma escala de tempo igual a 43.200 s (ou 12 h) e um peso igual a 1 (cf. Seção 4.3).

5.4 Outras Opções

Para parametrizar a radiação é utilizado o esquema proposto por Harrington (1997), tanto para radiação de onda longa, quanto para de onda curta. Esse esquema é o mais elaborado dentre as opções que o RAMS oferece e considera a água em todas as suas formas: gotículas de nuvem, vapor d'água, chuva, neve, graupel, agregados, granizo e *pristine ice*.

A parametrização de microfísica utilizada é a de nível 3 do modelo, o que significa que a água é considerada em termos de advecção, difusão e fluxo superficial, em todas as suas formas.

⁴Sigla em Inglês de *ATmospheric, Meteorological and Environmental Technologies* (<http://www.atmet.com/>)

A parametrização de convecção também foi ativada, sendo o tipo Kuo (KUO, 1965, 1974; ANTHES, 1977) a escolhida, mas somente para a primeira e segunda grades. Para a terceira grade ela foi desligada, fazendo com que a convecção seja resolvida explicitamente pelo modelo naquela grade. Tal escolha deveu-se a conformidade (ou não) entre a resolução dessas grades e a escala da convecção.

Para o processamento dos dados de topografia, etapa fundamental nesse estudo, foi utilizado o esquema de *reflected envelope topography* (PIELKE, 2002), que preserva tanto a altura das barreiras como a profundidade dos vales (WALKO; TREMBACK, 2006).

5.5 Análise Estatística da Simulação

Através dos estudos de Weber, Buckner e Weber (1982) e de Willmott (1982), conclui-se que a melhor forma de se avaliar um modelo é utilizando-se um conjunto de índices estatísticos, de forma que possam ser minimizados os erros de interpretação.

Por essa razão, é utilizado neste trabalho um conjunto de 9 (nove) índices estatísticos, aos quais foram atribuídos escores de acordo com sua relevância estatística. A Tab. 5 apresenta esses índices, seus símbolos, a nomenclatura utilizada e os escores equivalentes de acordo com o trabalho de Maria (2007).

Tabela 5. Índices estatísticos com os símbolos e os escores correspondentes. Fonte: (MARIA, 2007)

Símbolo	Índice	Escore
b	Viés estatístico	1
EA	Erro Absoluto Médio	1
EA s/ b	Erro Absoluto Médio sem viés	2
EQM	Erro Quadrático Médio	1
EQM s/ b	Erro Quadrático Médio sem viés	2
R_{σ}	Razão entre os desvios padrão	1
r	Coefficiente de correlação de Pearson	4
d	Índice de concordância de Willmott	3

Assim, quando da análise de duas simulações aquela que obtiver o maior número de escores será a que teve melhor desempenho ou acurácia. Além desses índices, também usa-se as velocidades médias dos dados modelados e observados de forma que possamos ter uma idéia da relevância relativa das razões entre os desvios.

Também é utilizado o índice de confiança de Camargo e Sentelhas (1997), c , que consiste do produto entre o coeficiente de correlação de Pearson, r , e o índice de concordância de Willmott, d , ou seja, $c = r \times d$. O coeficiente de correlação de Pearson é um indicativo da precisão

do modelo, ou seja, grandes valores aqui significa que o modelo em média apresentou pouca dispersão em torno de um valor central. Já o índice de concordância de Willmott é um indicativo da exatidão do modelo, ou seja, grandes valores aqui significa que o dado médio modelado está próximo do dado médio observado. Pelo fato desses dois índices de grande significação estatística fazerem parte do cálculo do índice de confiança, este assume a maior relevância dentre as quantidades estatísticas mencionadas até aqui.

A Tab. 6 apresenta as faixas de valores do índice de confiança com sua interpretação de desempenho.

Tabela 6. Critério de interpretação do desempenho das simulações pelo índice de confiança, c . Adaptado de Camargo e Sentelhas (1997).

Valor de c	Desempenho
$> 0,85$	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito Bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
$< 0,40$	Péssimo

No capítulo seguinte, serão apresentados os resultados obtidos por essas simulações, além dos resultados da análise aqui proposta.

6 *Resultado das Simulações Numéricas*

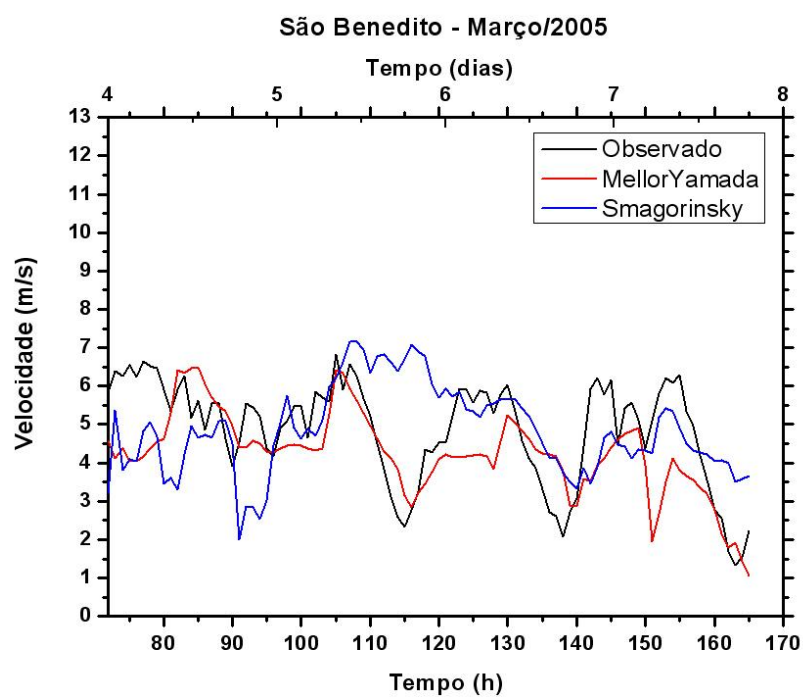
6.1 **Parametrização de Turbulência**

Como foi dito no capítulo anterior, primeiramente efetuam-se simulações para verificar qual o esquema de turbulência que melhor se adequa às condições locais do experimento. Nesta etapa o *nudging* no interior do domínio é desligado e é utilizada a coordenada sigma-z, sendo, portanto, o único diferencial o esquema de turbulência adotado: Mellor e Yamada e Smagorinsky anisotrópico.

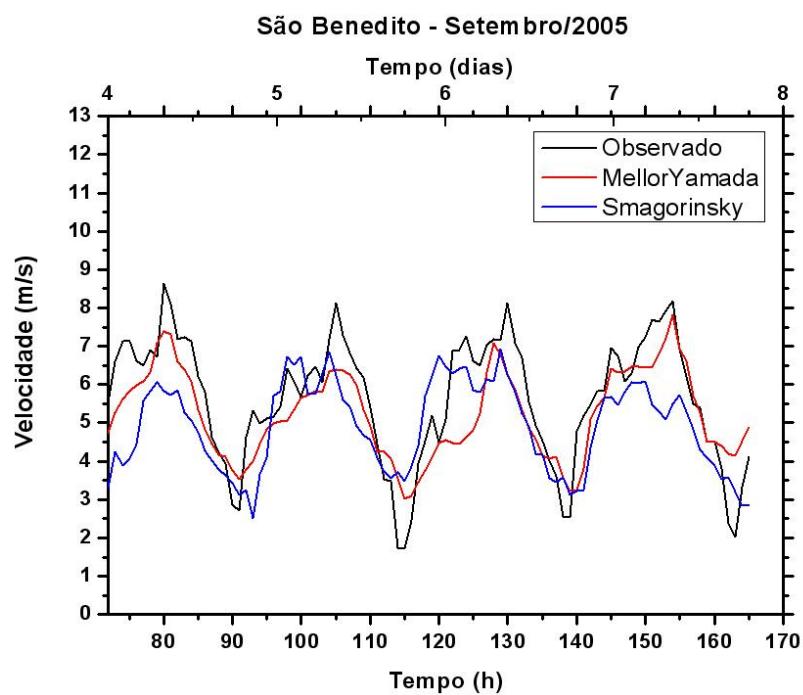
Nas Figs. 18 e 19, podem ser visualizadas as séries temporais dos dados observados e dos dados modelados referentes ao vento horizontal a 10 m, utilizando esses dois esquemas de turbulência para as duas localidades analisadas, São Benedito e Ubajara. O período analisado foi as últimas 94 horas, ou seja, do 4º (quarto) dia de simulação até às 21:00 UTC do 7º (sétimo) dia de ambos os meses: março e setembro. Vale ressaltar que os dados das PCDs consistem de médias horárias de registros efetuados em intervalos de 10 min, enquanto que os dados modelados são medidas pontuais em intervalos de 1 h.

Pode-se observar na Fig. 18(a) que há uma ausência de ciclo diário bem definido em São Benedito no mês de março. Talvez isso se deva a uma reconfiguração da camada limite devido ao regime chuvoso. Em tal situação, do ponto de vista qualitativo, o esquema de Mellor e Yamada se sai melhor, pois, apesar de subestimar em geral o valor do vento horizontal, acompanha melhor as variações, principalmente a partir do 5º (quinto) dia de simulação.

Ao analisar-se na Fig. 18(b) a mesma localidade, mas agora durante o período de estiagem, verifica-se a existência de um ciclo diário bem definido com valores máximos de vento entre nove e dez horas da manhã, e valores mínimos entre sete e oito horas da noite. Tal configuração se deve ao acoplamento do vento de grande escala, vento de leste, com o sistema de brisas da montanha, ventos catabáticos e anabáticos. Nesta situação, o esquema de Mellor e Yamada se sai melhor por apresentar menores erros de amplitude ou viés estatístico, principalmente no 4º (quarto) e no 7º (sétimo) dia de simulação. Mas análises objetivas através de quantidades



(a)



(b)

Figura 18. Séries temporais dos testes de turbulência para São Benedito.

estatísticas das séries de dados são necessárias para se ter certeza disso.

Na Fig. 19(a) referente à outra localidade, Ubajara, pode-se ver que no mês de março também há uma quebra do ciclo diário quando comparado ao mês de setembro. Não é tão acentuado quanto no caso de São Benedito, mas pode ser percebido principalmente no início do 4º dia por volta da 77ª hora simulada, com redução acentuada dos ventos, quando deveria ocorrer o oposto, e no final do 6º e durante o 7º dia, com padrões de aumento e diminuição da intensidade dos ventos diversos dos observados no mês de setembro. Nesta situação, ambos os esquemas de turbulência subestimam muito a intensidade dos ventos da região, ficando difícil de se afirmar qual deles se sai melhor, até mesmo em termos da representação das variações do vento.

No caso da Fig. 19(b), identifica-se a existência de um ciclo diário que apresenta valores máximos e mínimos de velocidade horizontal do vento coincidentes com o que ocorre no mesmo período em São Benedito. Aqui também ambas as opções de parametrização de turbulência apresentam grandes erros ao subestimar demasiadamente a intensidade do vento. No entanto, representam aproximadamente a existência do ciclo diário. Novamente fica difícil de se mencionar com certeza qual opção se sai melhor.

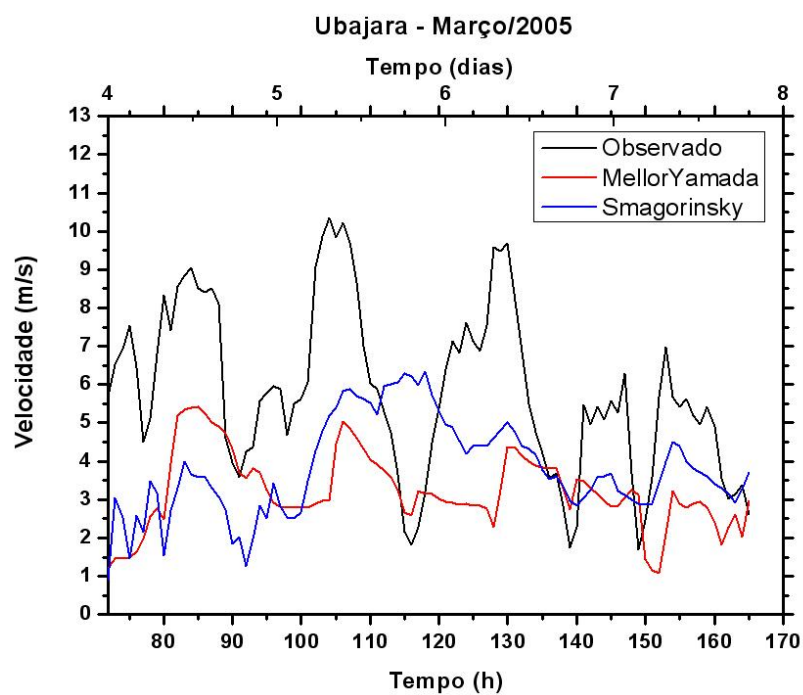
Apresentam-se a seguir as Tabs. 7 e 8 com os dados da análise estatística, conforme descrita na Seção 5.5, para os testes das parametrizações de turbulência.

Pode-se constatar que, durante o mês de março, o esquema de Mellor e Yamada se sai melhor totalizando 24 escores (vide pág. 55) contra apenas 6 escores de Smagorinsky anisotrópico, ao se considerar ambas as localidades.

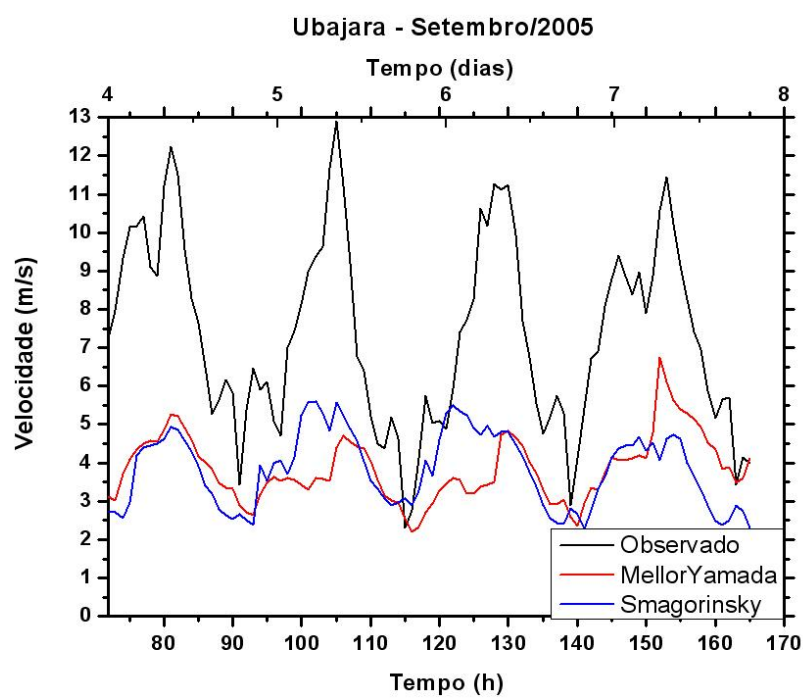
Nos testes de setembro, Mellor e Yamada ganha mais escores em São Benedito, enquanto que em Ubajara, Smagorinsky anisotrópico ganha mais. Porém, uma análise cuidadosa revela que a diferença percentual entre os pares de índices está compreendida entre 0,1% e 3,6%, sendo o erro absoluto médio sem viés ($EA\ s/b$) e a razão entre os desvios padrão as exceções, com uma diferença percentual de pouco mais de 8% e 14%, respectivamente. Isso possibilita concluir que a melhor opção para o estudo dessa região é o esquema de Mellor e Yamada.

6.2 Coordenadas Verticais

Nesta etapa, é mantido o esquema de Mellor e Yamada por ter obtido melhor desempenho segundo a análise anterior. O *nudging* central ainda é mantido desligado. Assim, somente o tipo de coordenada vertical, sigma-z ou ETA-Alisada, é alterado de forma a poder verificar qual das duas opções se sai melhor neste estudo.



(a)



(b)

Figura 19. Séries temporais dos testes de turbulência para Ubajara.

Tabela 7. Índices estatísticos dos testes dos esquemas de turbulência para o mês de março.

Índice	Março			
	São Benedito		Ubajara	
	MY	Smago	MY	Smago
b	-0,62	-0,01	-2,61	-2,02
EA	1,00	1,32	2,77	2,57
EA s/ b	0,90	1,32	1,62	1,80
EQM	1,27	1,65	3,31	3,05
EQM s/ b	1,11	1,65	2,04	2,30
σ_m	1,07	1,13	1,00	1,24
σ_{obs}	1,33	1,33	2,17	2,17
R_σ	0,80	0,85	0,46	0,57
$\bar{v}_m$	4,25	4,85	3,22	3,81
$\bar{v}_{obs}$	4,86	4,86	5,83	5,83
r	0,59	0,20	0,36	0,18
d	0,74	0,48	0,48	0,45
c	0,44	0,10	0,17	0,08
Escores	13	2	11	4

Tabela 8. Índices estatísticos dos testes dos esquemas de turbulência para setembro.

Índice	Setembro			
	São Benedito		Ubajara	
	MY	Smago	MY	Smago
b	-0,42	-0,73	-3,500	-3,504
EA	0,78	1,15	3,51	3,53
EA s/ b	0,65	0,90	1,70	1,57
EQM	0,97	1,37	4,04	4,01
EQM s/ b	0,88	1,16	2,02	1,95
σ_m	1,14	1,16	0,85	0,97
σ_{obs}	1,63	1,63	2,46	2,46
R_σ	0,70	0,71	0,34	0,39
$\bar{v}_m$	5,22	4,91	3,85	3,94
$\bar{v}_{obs}$	5,64	5,64	7,35	7,35
r	0,86	0,70	0,65	0,67
d	0,88	0,76	0,52	0,53
c	0,76	0,53	0,34	0,36
Escores	14	1	2	13

As Figs. 20 e 21 apresentam as séries temporais das simulações, similarmente às Fig. 18 e 19, mas agora para o caso das coordenadas verticais.

Nota-se, através da Fig. 20(a), que em São Benedito, durante o mês de março, a coordenada sigma-z se sai um pouco melhor por apresentar um menor erro de amplitude, ou seja, possui máximos e mínimos mais próximos dos dados observados. Além disso, ela apresenta um erro de fase, ou um atraso em termos da inversão das tendências de aumento ou diminuição, de menor grau do que o da coordenada ETA-Alisada. Tais características ficam mais evidentes ao se observar a Fig. 20(b). Aqui, nitidamente se percebe uma subestimação do valores máximos do vento por parte do uso da coordenada ETA-Alisada. Além disso, ela apresenta um atraso de até 3 h em termos das variações do vento.

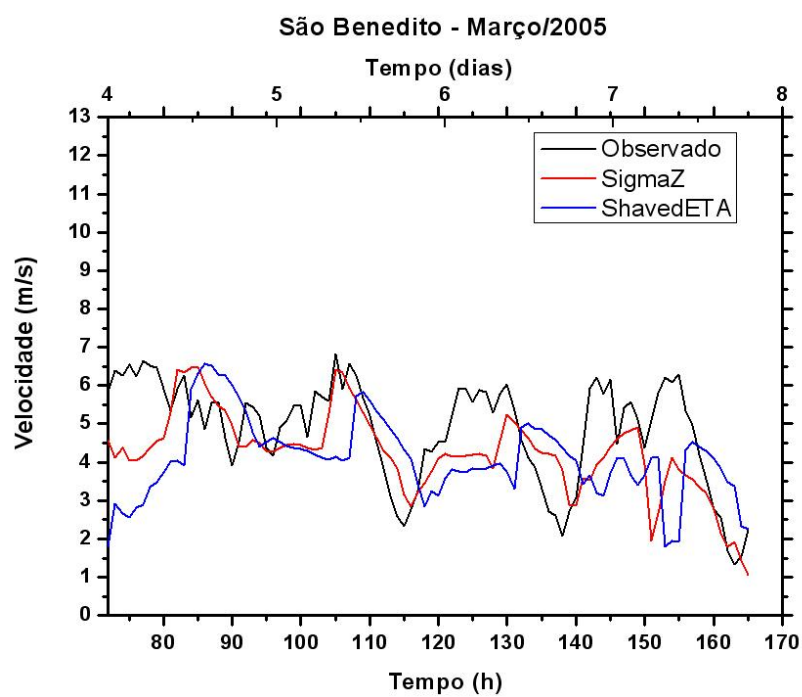
Ao se passar para a localidade de Ubajara, que pode ser observada nas Figs. 21(a) e 21(b), percebe-se essas mesmas características, ou seja, um erro de amplitude maior e um erro de fase de maior grau quando do uso da coordenada ETA-Alisada.

Tais discrepâncias dos resultados se tornam ainda mais evidentes ao se fazer uma análise estatística detalhada de cada conjunto de dados, como pode ser visto nas Tabs. 9 e 10. Nelas, pode-se constatar inclusive um comportamento estranho da coordenada ETA-Alisada, que chega a apresentar uma fraca correlação negativa no mês de março em ambas as localidades. Ainda nesse mês, percebe-se que a coordenada ETA-Alisada apenas chega próximo do resultado obtido com a outra coordenada em se tratando da razão entre os desvios padrão modelado e observado, R_{σ} .

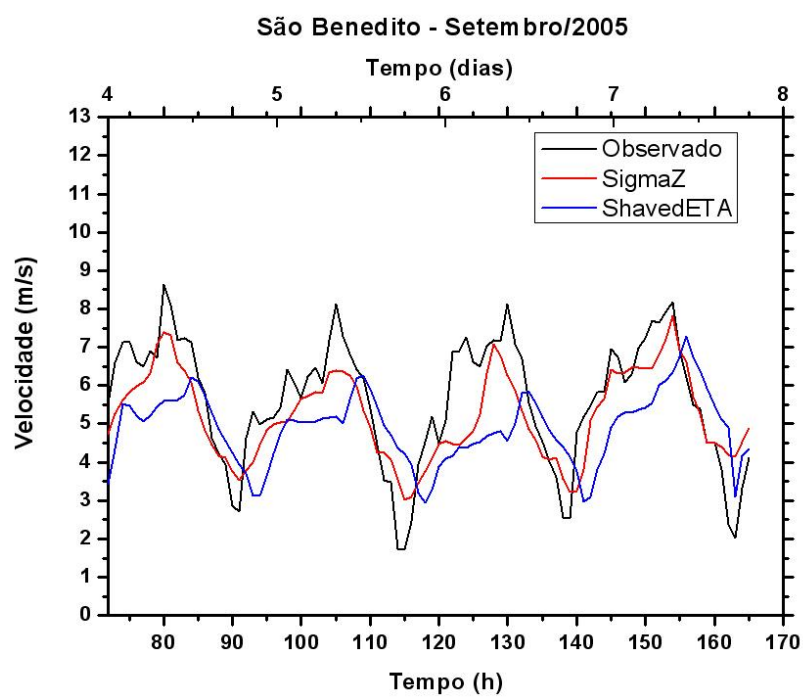
O mesmo ocorre no mês de setembro, no qual o dado teve que ser expresso com uma casa decimal a mais para se estabelecer o vencedor. No conjunto dos dois meses, a coordenada sigma-z obteve 59 escores (vide pág. 55), enquanto a outra coordenada obteve apenas 1 escore. Tal mau desempenho da coordenada ETA-Alisada pode ser devido às mudanças bruscas de altitude que o terreno apresenta.

6.3 *Nudging no Centro*

Nas seções anteriores se verifica que o esquema de Mellor e Yamada para parametrizar a turbulência e que a coordenada vertical sigma-z são as melhores opções para o estudo da região da Ibiapaba. Nesta nova etapa, tais opções vencedoras são mantidas e são efetuadas novas simulações, agora com a opção de *nudging* no interior do domínio ligado e comparada com outras simulações nas quais tal opção foi desligada.

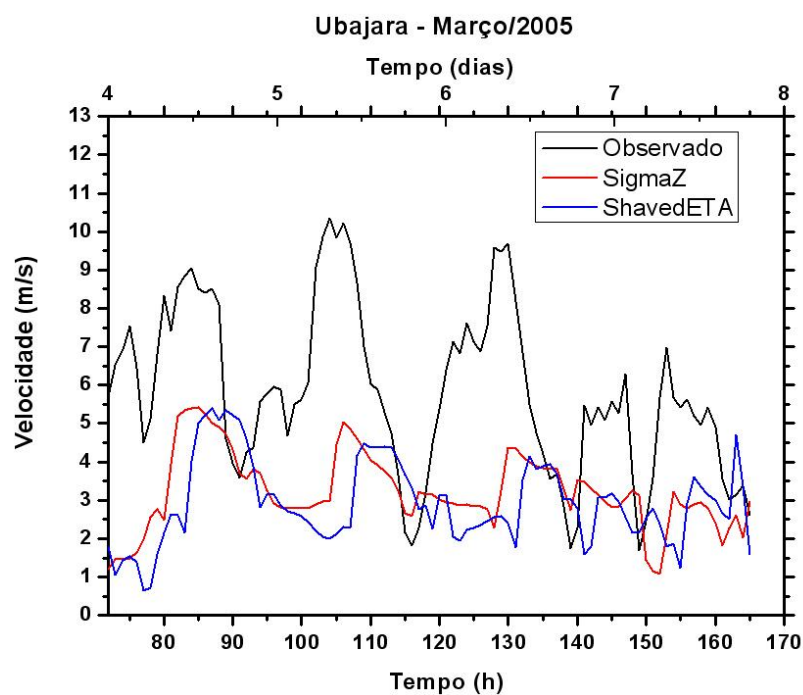


(a)

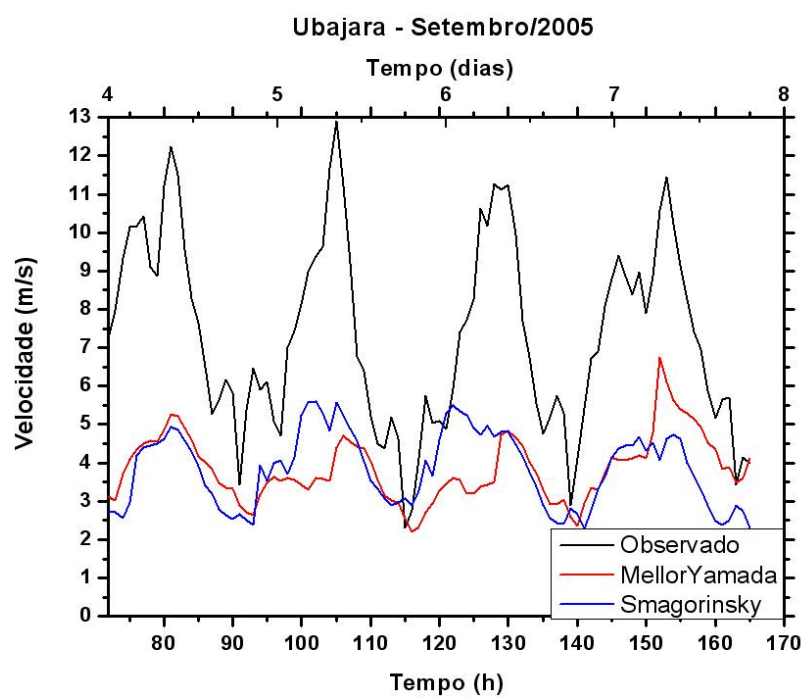


(b)

Figura 20. Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para São Benedito.



(a)



(b)

Figura 21. Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para Ubajara.

Tabela 9. Índices estatísticos dos testes das coordenadas verticais para o mês de março.

Índice	Março			
	São Benedito		Ubajara	
	Sigma-z	ETA-Alisada	Sigma-z	ETA-Alisada
b	-0,62	-0,76	-2,61	-2,89
EA	1,00	1,63	2,77	3,15
EA s/ b	0,90	1,50	1,62	2,11
EQM	1,27	1,93	3,31	3,86
EQM s/ b	1,11	1,77	2,04	2,56
σ_m	1,07	1,03	1,00	1,09
σ_{obs}	1,33	1,33	2,17	2,17
R_σ	0,80	0,77	0,46	0,50
$\bar{v}_m$	4,25	4,10	3,22	2,93
$\bar{v}_{obs}$	4,86	4,86	5,83	5,83
r	0,59	-0,11	0,36	-0,14
d	0,74	0,37	0,48	0,39
c	0,44	-0,04	0,17	-0,05
Escores	15	0	14	1

Tabela 10. Índices estatísticos dos testes das coordenadas verticais para setembro.

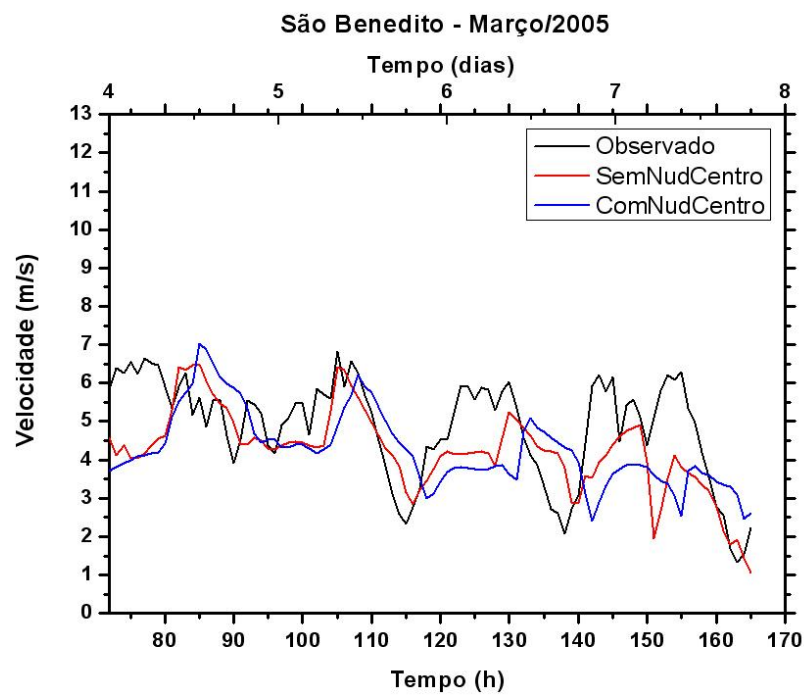
Índice	Setembro			
	São Benedito		Ubajara	
	Sigma-z	ETA-Alisada	Sigma-z	ETA-Alisada
b	-0,42	-0,76	-3,50	-3,96
EA	0,78	1,44	3,51	3,97
EA s/ b	0,65	1,21	1,70	2,00
EQM	0,97	1,64	4,04	4,69
EQM s/ b	0,88	1,44	2,02	2,41
σ_m	1,14	0,90	0,85	0,80
σ_{obs}	1,63	1,56	2,46	2,38
R_σ	0,70	0,58	0,345	0,336
$\bar{v}_m$	5,22	4,90	3,85	3,40
$\bar{v}_{obs}$	5,64	5,64	7,35	7,35
r	0,86	0,45	0,65	0,08
d	0,88	0,55	0,52	0,42
c	0,76	0,25	0,34	0,03
Escores	15	0	15	0

Apresentam-se nas Figs. 22 e 23 os resultados dessas simulações através das séries temporais da velocidade do vento, similarmente como fizemos nas seções anteriores. Nota-se que, nas duas localidades e nos dois meses modelados, as simulações com a opção de *nudging* ativada apresentaram sempre um atraso na resposta às variações da intensidade do vento. Entretanto, as variações dos ciclos diários foram reproduzidos. Em particular, na Fig. 22(b), percebe-se uma maior subestimação do vento máximo quando essa opção é ativada. *A priori* fica difícil avaliar-se com exatidão qual opção se saiu melhor.

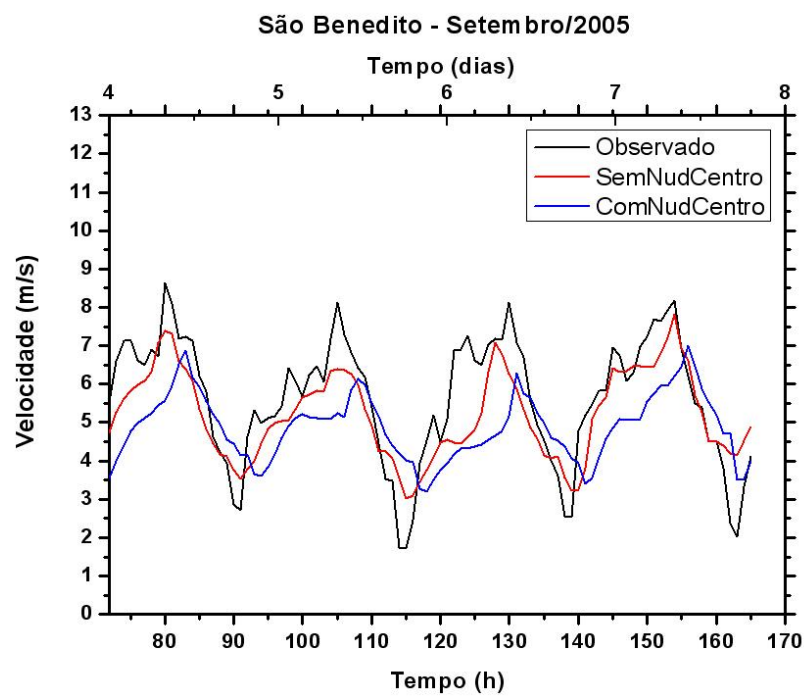
Através dos índices estatísticos que são apresentados nas Tabs. 11 e 12, tal dificuldade se esvai. Verifica-se que durante março em São Benedito, apesar dos vieses estatísticos das suas opções de *nudging* serem próximos, os outros índices estatísticos apresentam resultados melhores para a opção desligada, principalmente o coeficiente de correlação de Pearson, r , e o índice de concordância de Willmott, d , que são os que possuem maiores escores, 4 e 3, respectivamente (vide pág. 55). Já na localidade de Ubajara, tal discrepância não fica tão evidente pelo fato dos índices apresentarem diferenças pequenas, como no caso de 0,7% para o erro absoluto, EA. Mas há outros índices em que as diferenças ultrapassam 10%, no caso do erro absoluto sem viés, EA s/b , e do erro quadrático médio sem viés, EQM s/b , chegando até mesmo a 200% no caso do coeficiente de correlação de Pearson. Mesmo assim, a opção de *nudging* central desligada obtém os melhores índices, totalizando 28 escores nesse mês contra apenas 2 escores da outra opção.

Ao se analisar o mês de setembro na Tab. 12, constata-se que, similarmente ao mês de março, a opção de *nudging* no interior do domínio desligado também é vencedora em ambas as localidades, com uma maior evidência no caso de São Benedito do que em Ubajara. Nessa última localidade, inclusive, foi necessário acrescentar-se uma casa decimal extra na razão entre os desvios padrão, R_σ , para que se possa identificar o parâmetro vencedor. Além disso, similarmente ao mês de março, no mês de setembro o índice que apresentou maior discrepância dentre as duas opções de *nudging* em Ubajara foi novamente o coeficiente de correlação de Pearson, com 60% de diferença.

Portanto, constata-se que a opção de *nudging* no interior do domínio ativada fez com que os dados modelados se tornassem mais discrepantes quando comparados às observações. Além disso, tal recurso quando utilizado faz com que o tempo total de computação aumente. Este resultado se deve ao fato do regime de ventos da região ser fortemente influenciado por fatores locais como topografia, vegetação etc.

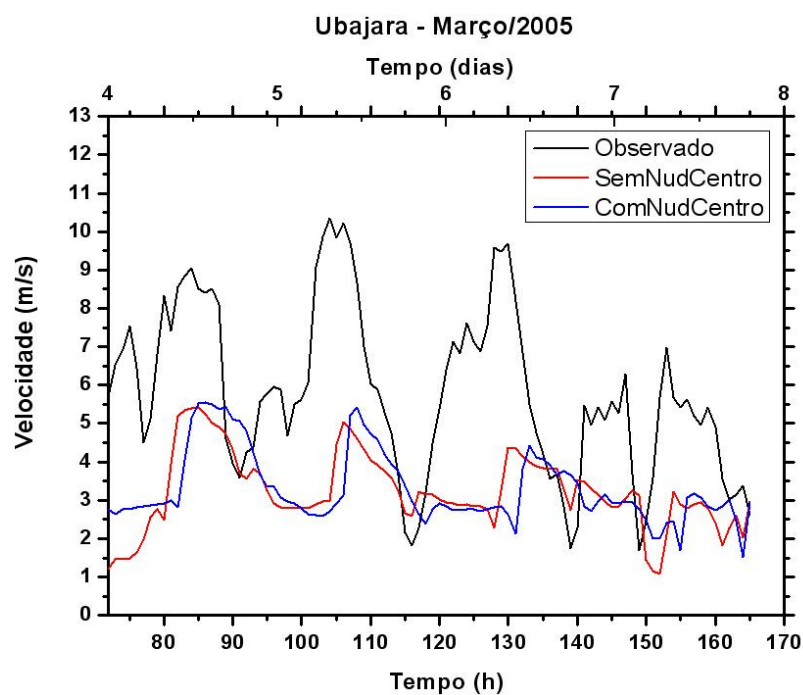


(a)

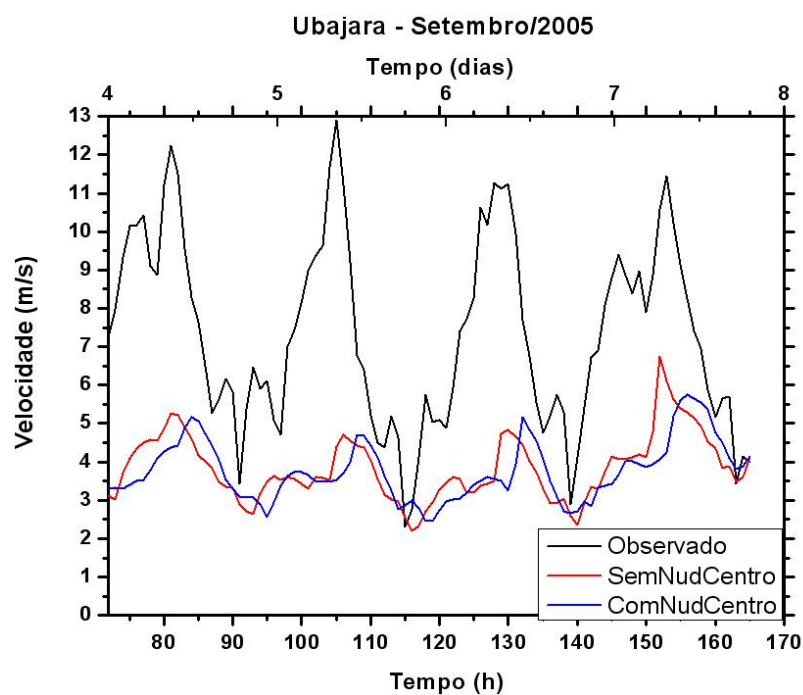


(b)

Figura 22. Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para São Benedito.



(a)



(b)

Figura 23. Séries temporais dos testes das coordenadas verticais para Ubajara.

Tabela 11. Índices estatísticos dos testes de *nudging* central para o mês de março.

Índice	Março			
	São Benedito		Ubajara	
	SemNud	ComNud	SemNud	ComNud
b	-0,62	-0,59	-2,61	-2,52
EA	1,00	1,42	2,77	2,79
EA s/ b	0,90	1,31	1,62	1,79
EQM	1,27	1,63	3,31	3,39
EQM s/ b	1,11	1,52	2,04	2,27
σ_m	1,07	0,98	1,00	0,94
σ_{obs}	1,33	1,33	2,17	2,17
R_σ	0,80	0,73	0,46	0,43
$\bar{v}_m$	4,25	4,27	3,22	3,31
$\bar{v}_{obs}$	4,86	4,86	5,83	5,83
r	0,59	0,16	0,36	0,12
d	0,74	0,50	0,48	0,44
c	0,44	0,08	0,17	0,05
Escores	14	1	14	1

Tabela 12. Índices estatísticos dos testes de *nudging* central para o mês de setembro.

Índice	Setembro			
	São Benedito		Ubajara	
	SemNud	ComNud	SemNud	ComNud
b	-0,42	-0,76	-3,50	-3,58
EA	0,78	1,37	3,51	3,61
EA s/ b	0,65	1,15	1,70	2,03
EQM	0,97	1,58	4,04	4,30
EQM s/ b	0,88	1,38	2,02	2,39
σ_m	1,14	0,87	0,85	0,78
σ_{obs}	1,63	1,63	2,46	2,46
R_σ	0,70	0,53	0,345	0,317
$\bar{v}_m$	5,22	4,88	3,85	3,77
$\bar{v}_{obs}$	5,64	5,64	7,35	7,35
r	0,86	0,53	0,65	0,26
d	0,88	0,63	0,52	0,47
c	0,76	0,33	0,34	0,12
Escores	15	0	15	0

6.4 Discussões Complementares

Em todos os casos, o modelo sentiu dificuldade em reproduzir as variações de pequena escala de tempo. Pode-se concluir com isso que os fatores locais não estão bem representados dentro do modelo, o que poderia ser corrigido ao serem utilizados dados de superfície de fontes diversas das que foram utilizadas neste trabalho, e com melhores resoluções espaciais.

Como foi dito no capítulo anterior, Seção 5.5, o índice estatístico mais relevante é o índice de confiança, c . A Tab. 13 apresenta em separado tal índice relativo à simulação efetuada com as opções vencedoras dos testes de sensibilidade, juntamente com sua classificação de acordo com Camargo e Sentelhas (1997). Vê-se aí que o desempenho das simulações, à exceção de São Benedito em setembro, não foram satisfatórias.

Tabela 13. Índice de confiança das opções vencedoras.

Mês	Localidade	c	Desempenho
Março	São Benedito	0,44	Mau
	Ubajara	0,17	Péssimo
Setembro	São Benedito	0,76	Muito Bom
	Ubajara	0,34	Péssimo

Sabe-se que tal índice depende diretamente do coeficiente de correlação de Pearson. Porém, este coeficiente pode nos levar a resultados enganosos, como destaca Wilks (2005), pois ele reflete somente as relações lineares entre pares de dados, deixando de fora outras relações monotônicas.

Sendo assim, é conveniente utilizar também outros coeficientes de correlação como o de ordem de Spearman, ρ , que é semelhante ao de Pearson, mas leva em consideração os dados ordenados de forma ascendente de acordo com seu valor numérico (WILKS, 2005).

Também é interessante a verificação do desempenho através de coeficientes de correlação que levem em conta outras possíveis relações entre os dados modelados e observados. Dentro desse grupo entram os coeficientes de correlação Gamma de Goodman e Kruskal, Γ , e Tau de Kendall, τ (WILKS, 2005).

A Tab. 14 apresenta tais correlações. Através dela é possível constatar-se que os melhores índices dizem respeito realmente ao coeficiente de correlação de Pearson, r , sendo a única exceção São Benedito durante setembro que apresenta uma ligeira melhora para ρ . Os resultados também mostram que as simulações apresentaram resultados mais próximos aos observados durante o mês de setembro, mês com pouca (ou nenhuma) precipitação e durante qual os ventos alísios são intensos, exercendo uma forte influência na circulação local. Além disso, os resul-

tados das simulações para São Benedito se mostraram sempre mais próximos do observado do que os de Ubajara, mostrando que, nesta última, deve se ter muito cuidado ao avaliar o potencial eólico utilizando o RAMS.

Tabela 14. Correlações estatísticas das opções vencedoras.

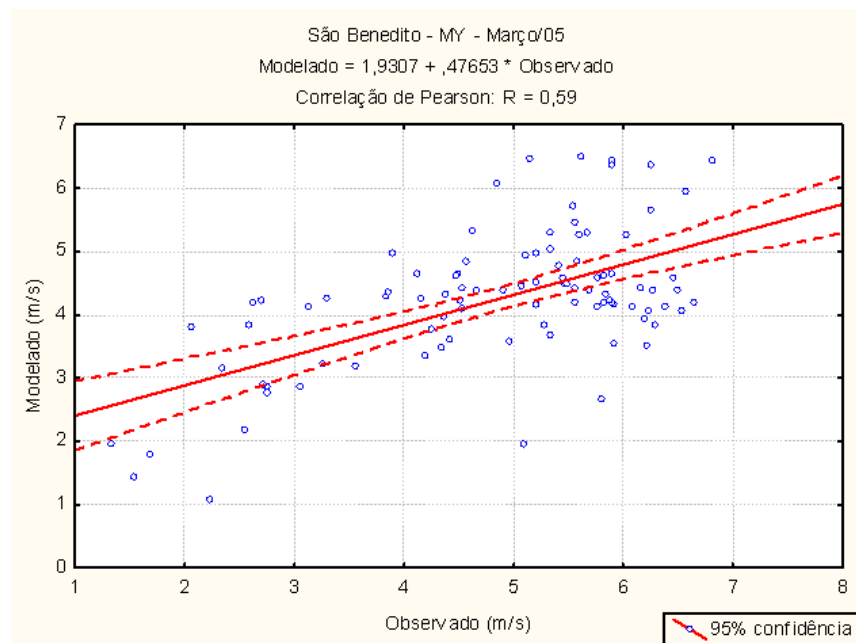
Correlações	Março		Setembro	
	SBened	Ubajara	SBened	Ubajara
r	0,59	0,36	0,86	0,67
ρ	0,42	0,25	0,87	0,67
Γ	0,30	0,17	0,69	0,49
τ	0,30	0,17	0,69	0,49

Para assegurar-se que o coeficiente de Pearson representa melhor a realidade, é importante que se apresente os gráficos da dispersão dos dados, para que se possa verificar sua tendência ou não de distribuição linear. As Figs. 24 e 25 apresentam tais gráficos, nos quais pode-se observar que isso de fato ocorre em termos qualitativos.

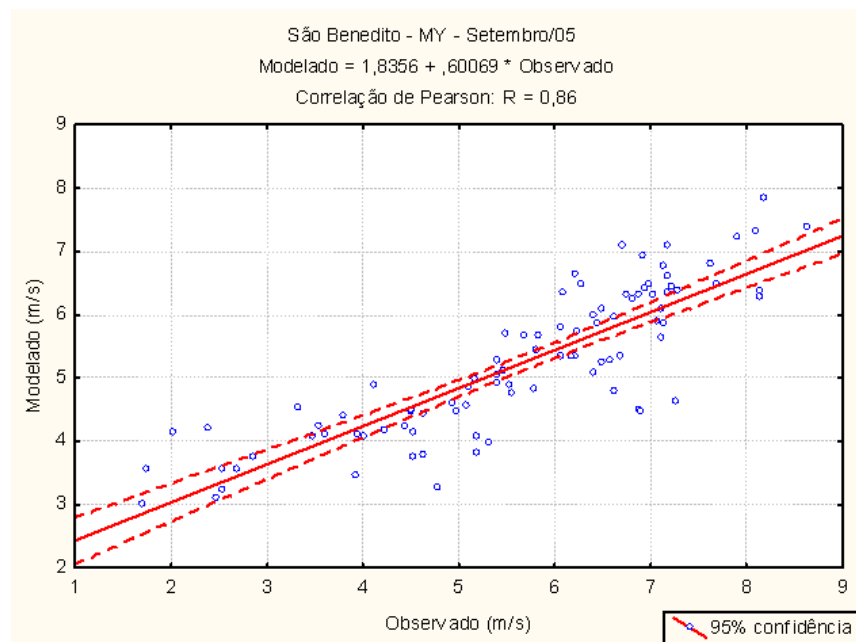
Como uma forma de se melhorar as correlações estatísticas e o índice de concordância de Willmott, d , tentou-se fazer correções estatísticas nos dados modelados. Tais correções consistiam na aquisição de uma relação polinomial, de 1ª ordem ou até de 5ª ordem, entre os dados modelados e observados ordenados de forma ascendente. No entanto, tal correção não melhorou significativamente os índices estatísticos. Também tentou-se fazer uma correção estatística através de uma técnica empregada em estudos hidrológicos, cujos detalhes podem ser vistos em Reis Junior et al. (2006). No entanto, tais resultados também não foram satisfatórios e preferiu-se excluí-los deste trabalho.

Por fim, são apresentadas as médias diárias por hora simulada da velocidade do vento a 10 m e da direção do vento a 33 m (1º nível do modelo) para toda a serra da Ibiapaba (grade 3) nas Figs. 26, 27, 28 e 29. Para a velocidade, utilizou-se gráficos de contornos preenchidos e para a direção do vento, utilizou-se linhas de corrente. Também são apresentados os gráficos com as médias diárias por hora para as séries modelada (com a configuração vencedora) e observada para as duas PCDs, São Benedito e Ubajara, nas Figs. 30 e 31.

Através destes resultados, pode-se verificar que a maior intensidade dos ventos ocorre durante a madrugada e o início da manhã. Todavia, sabe-se que o maior consumo de energia ocorre durante o dia e no início da noite (máximo). Portanto, em tais regiões, ao serem implantados parques eólicos, o ideal seria que tal energia gerada fosse armazenada em baterias ou fosse utilizada para se produzir hidrogênio, pois seu consumo não ocorreria durante sua geração.

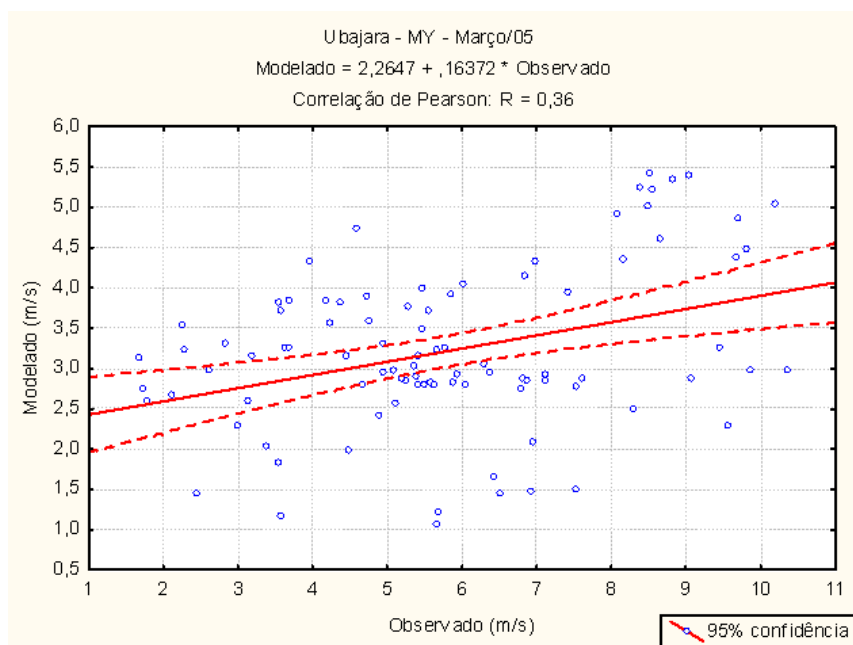


(a)

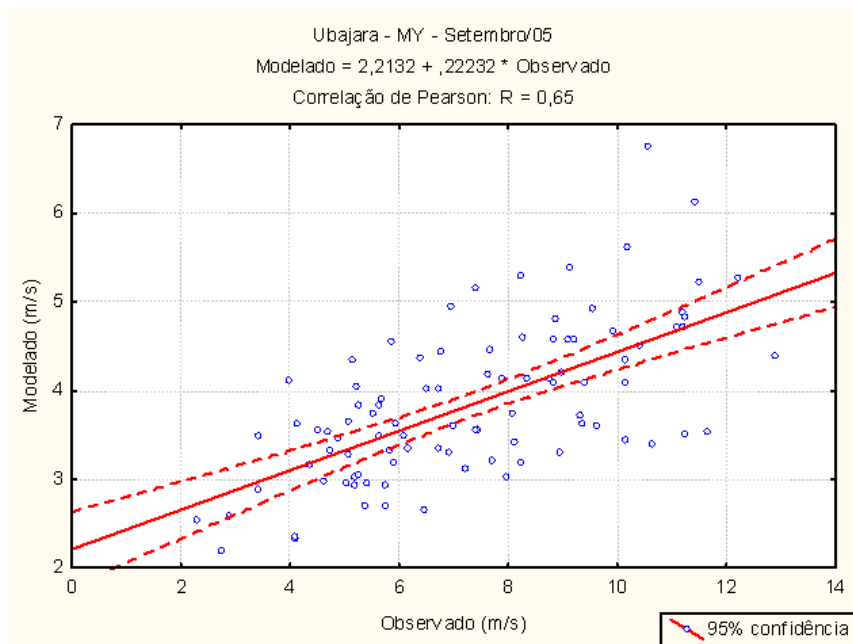


(b)

Figura 24. Correlação linear entre os dados modelados e os observados para São Benedito, ambos da configuração vencedora.



(a)



(b)

Figura 25. Correlação linear entre os dados modelados e os observados para Ubajara, ambos da configuração vencedora.

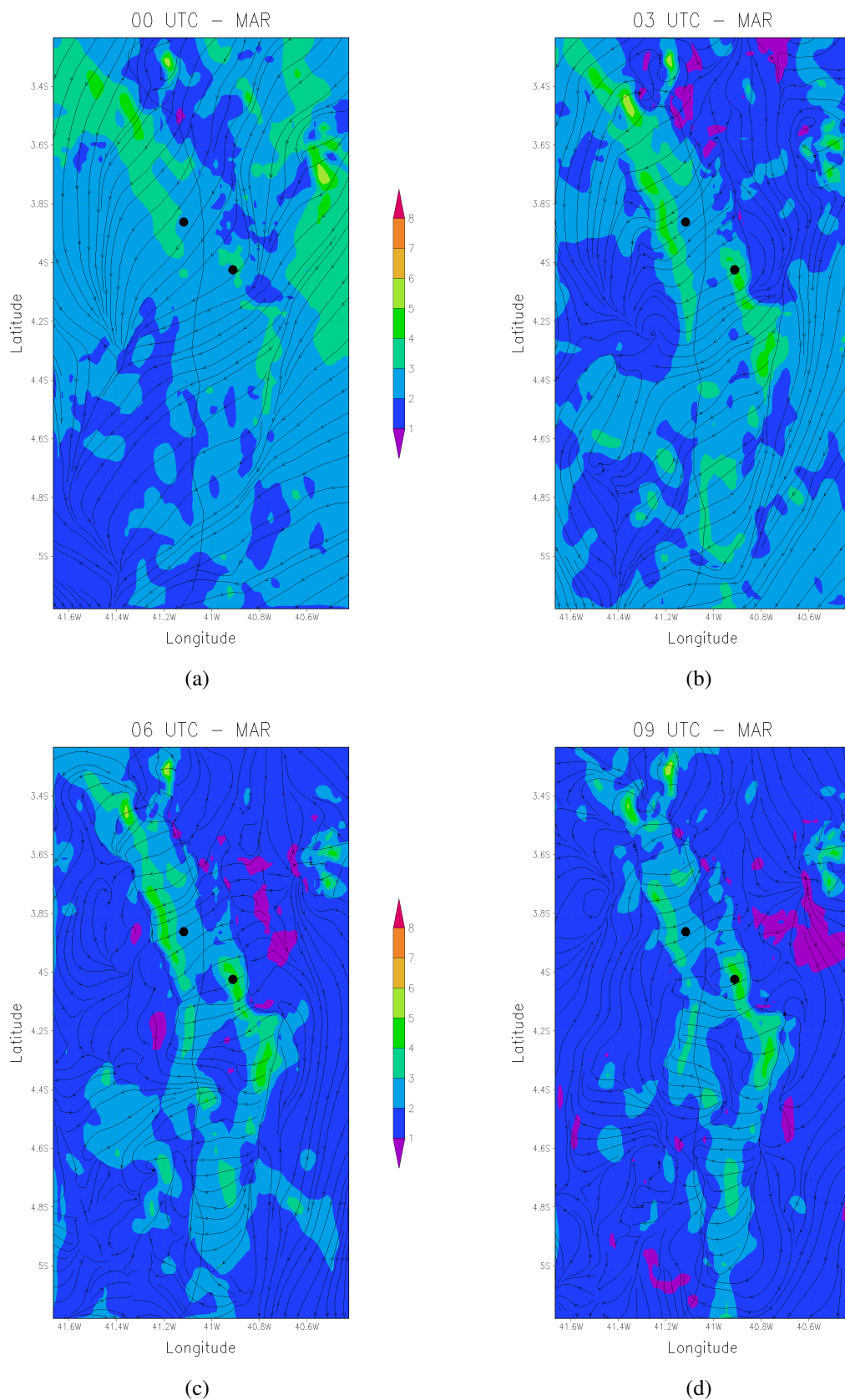


Figura 26. Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 00:00 UTC, (b) 03:00 UTC, (c) 06:00 UTC e (d) 09:00 UTC do mês de março. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito.

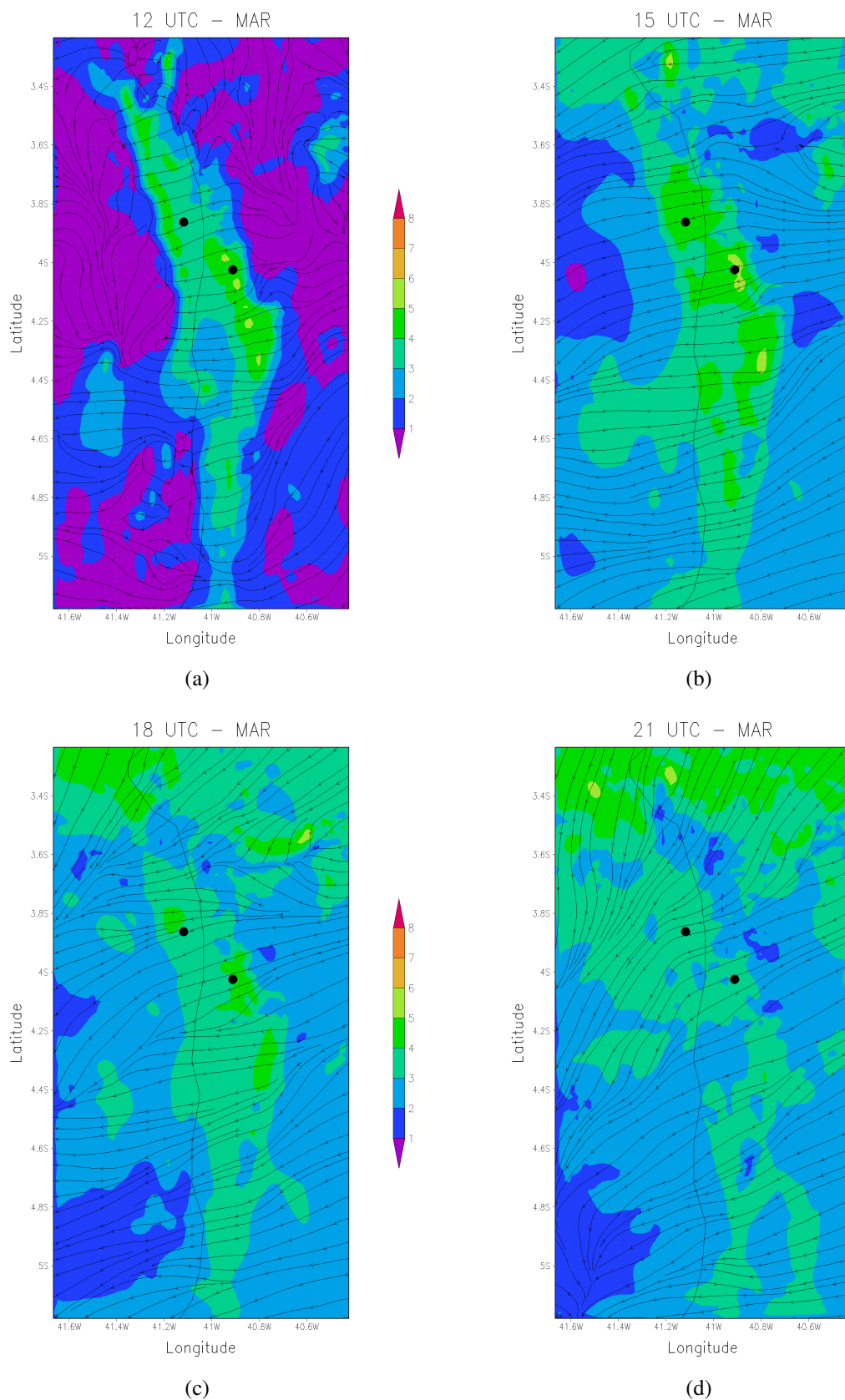


Figura 27. Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 12:00 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC do mês de março. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito.

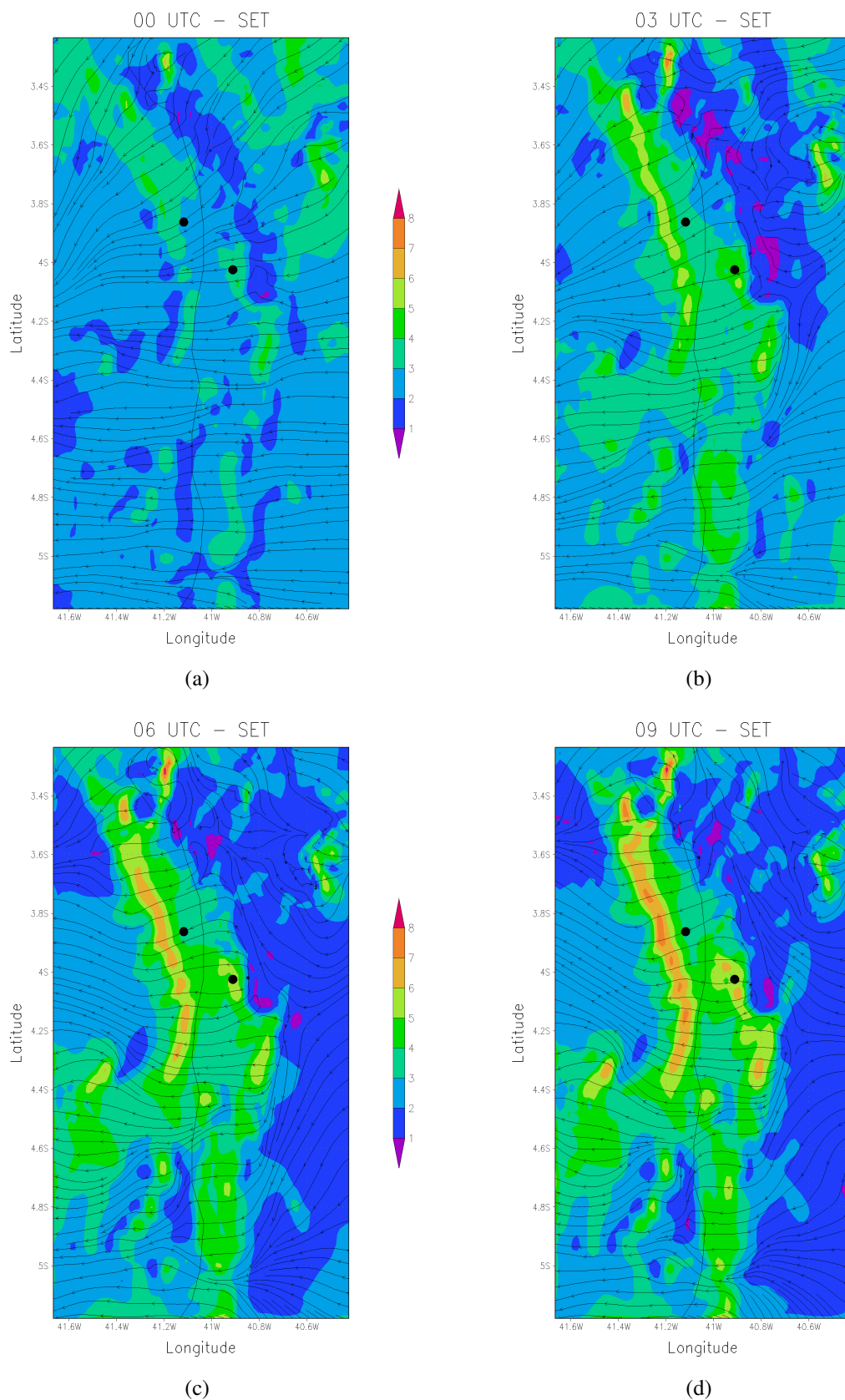


Figura 28. Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 00:00 UTC, (b) 03:00 UTC, (c) 06:00 UTC e (d) 09:00 UTC do mês de setembro. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito.

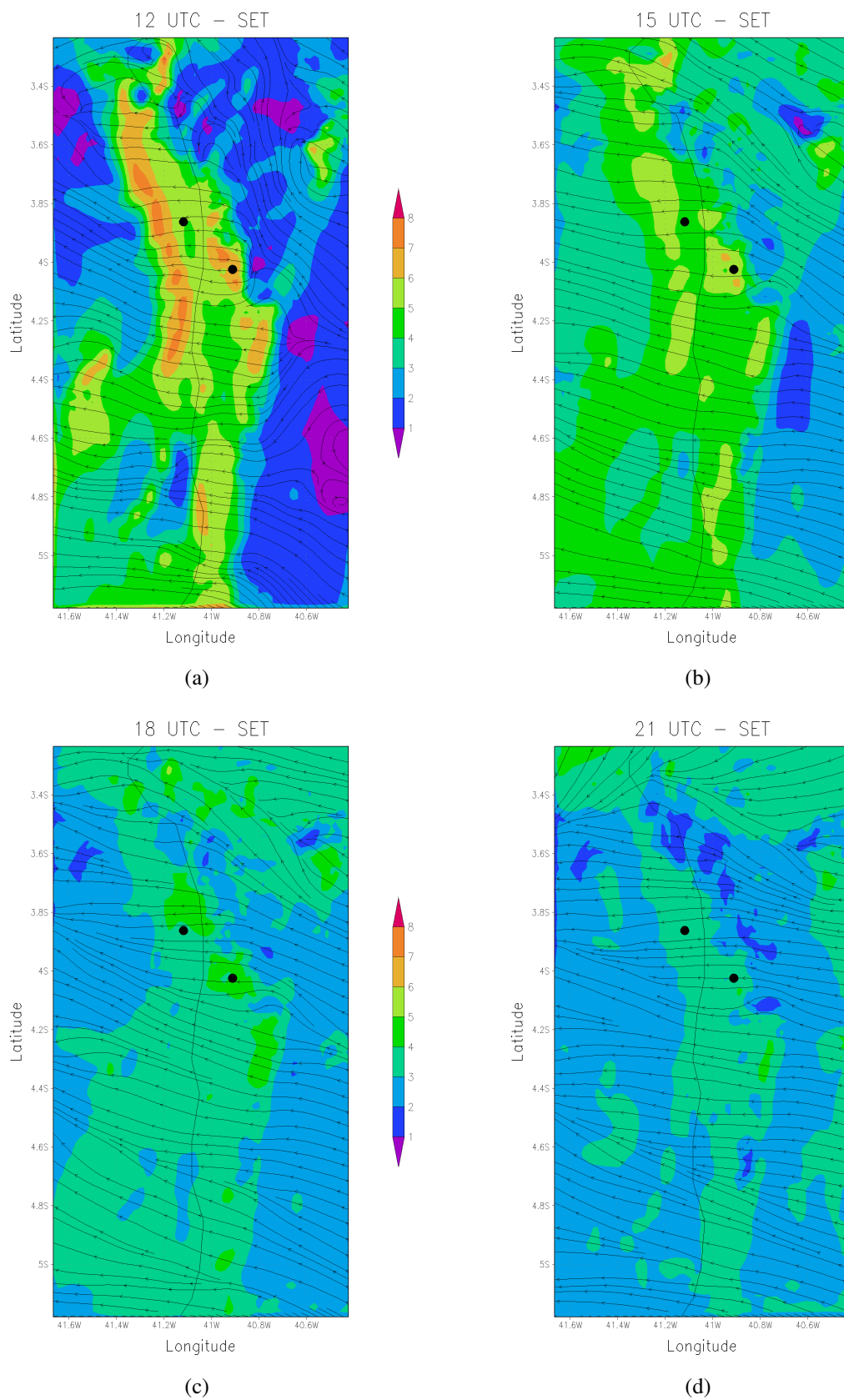
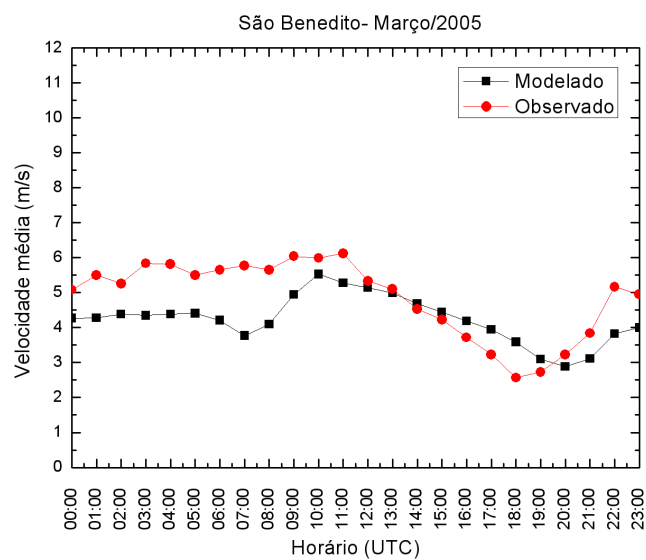
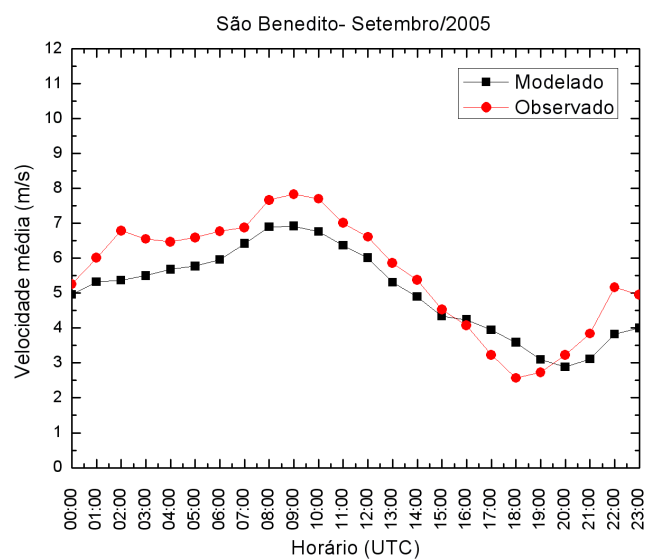


Figura 29. Médias diárias por hora simulada da velocidade do vento (em m/s) a 10 m e da direção do vento a 33 m para os horários (a) 12:00 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 18:00 UTC e (d) 21:00 UTC do mês de setembro. O ponto preto a esquerda e acima representa a PCD de Ubajara e o outro a PCD de São Benedito.

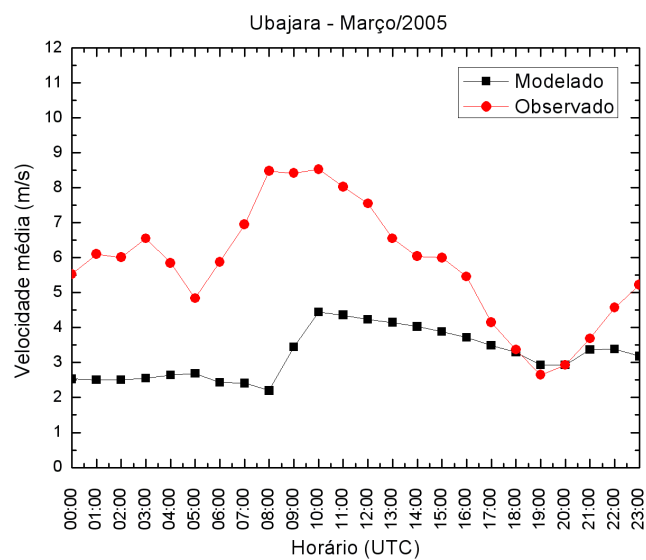


(a)

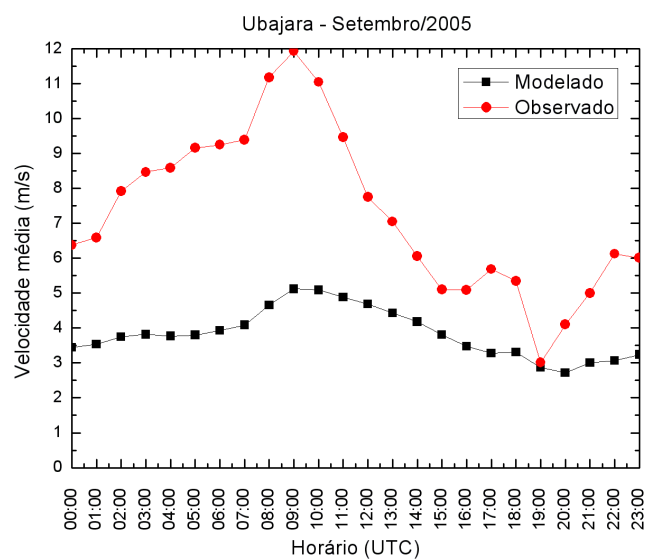


(b)

Figura 30. Médias diárias por hora para as séries modelada e observada em São Benedito.



(a)



(b)

Figura 31. Médias diárias por hora para as séries modelada e observada em Ubajara.

7 *Conclusões e Perspectivas*

Inicialmente, mostrou-se nesse trabalho as limitações do mapa eólico do estado do Ceará, vigente até então, em descrever o potencial eólico da serra da Ibiapaba. Também foi mostrado que regiões similares em outros países já possuem parques eólicos instalados, sendo portanto necessárias pesquisas que possam fornecer maiores informações sobre os recursos eólicos de tais regiões no Ceará e no Brasil.

Posteriormente, foram feitas análises dos dados de duas PCDs da FUNCEME localizadas na serra da Ibiapaba, em São Benedito e em Ubajara, as quais revelaram que existem recursos eólicos disponíveis na região que poderiam atender a demanda local por energia elétrica, mas que não poderiam gerar reservas energéticas significativas de forma a atender o estado como um todo. Constatou-se que seriam necessários 5 aerogeradores de 2 MW de potência nominal para atender a demanda por energia elétrica em São Benedito, e 3 aerogeradores de mesma potência nominal para atender a demanda em Ubajara. Todavia, uma análise do ciclo diário de tais regiões revela que o período de maior intensidade dos ventos ocorre durante a madrugada e início da manhã e, portanto, não coincide com o período de maior demanda de energia elétrica. Assim, o ideal em tais regiões é que, juntamente com a planta eólica, fosse instalada algum sistema de armazenamento de energia em baterias. Ou ainda que a planta eólica fosse usada, durante esse período, para produzir hidrogênio, que também é uma forma de armazenar energia.

Após essa etapa, foram feitas simulações numéricas com o RAMS, que é um modelo amplamente utilizado em previsão climática no Ceará, para buscar a configuração que melhor se adequa à serra da Ibiapaba. Dentre as várias opções que o modelo oferece, optou-se por testar aquelas que possuem grande importância nesse estudo. Assim, testou-se as parametrizações de turbulência, as coordenadas verticais, e as opções de *nudging* central.

Concluiu-se que a melhor configuração do modelo, ou seja, aquela que apresentou melhores índices estatísticos, corresponde àquela a qual foi utilizado a parametrização de turbulência de Mellor e Yamada, a coordenada vertical sigma-z e a opção de *nudging* central desligada.

Viu-se que o modelo estando configurado com as opções vencedoras, este apresentou cor-

relações de Pearson fraca a moderada no mês de março, que corresponde ao período chuvoso, e correlações de Pearson moderada a forte no mês de setembro, que está dentro do período de estiagem. No entanto, o modelo não foi capaz de reproduzir variações de pequenos intervalos de tempo e, em geral, tendeu a subestimar os valores da intensidade do vento, principalmente durante as simulações do mês de setembro.

Tais dificuldades apresentadas pelo modelo ocorrem pelo fato dos fatores locais não estarem bem representados dentro do modelo, ou seja, são necessários dados de superfície como topografia, vegetação e TSM de melhor qualidade e de melhor resolução espacial. Além disso, há ainda a possibilidade da microfísica do modelo não estar bem configurada, pois sondagens atmosféricas não foram feitas ou utilizadas nesta pesquisa.

A grande contribuição que este trabalho fornece é a verificação do potencial eólico de forma pontual através dos dados simulados. Chamando assim a atenção de outros pesquisadores, gestores e tomadores de decisão em políticas energéticas para a região da Ibiapaba. É um primeiro estudo através de um modelo de simulação numérica que efetuou simulações de alta resolução (2km), o qual conseguiu identificar qual a melhor configuração para estudos envolvendo o mapeamento eólico da região.

Como trabalhos futuros, podem ser incluídos melhores dados de superfície no modelo RAMS ou ser utilizado o modelo BRAMS, que é similar ao RAMS, mas que vem sendo aperfeiçoado e adaptado às condições brasileiras principalmente pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), para refazer as simulações ampliando inclusive o período simulado, que aqui foi limitado a poucos dias. Também pode-se utilizar dados de grande escala para inicializar o modelo de fonte diversa da que foi utilizada aqui, como os do ECMWF, por exemplo.

Referências

ADCROFT, A.; HILL, C.; MARSHALL, J. Representation of topography by shaved cells in a height coordinate ocean model. *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 9, p. 2293–2315, 1997.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. *Capacidade de Geração do Brasil*. Brasília, 2007. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/aplicacoes/capacidadebrasil/capacidadebrasil.asp>>. Acesso em: 22 dez. 2007.

AGÊNCIA NACIONAL DE ENERGIA ELÉTRICA. *Informações do Setor Elétrico*. Brasília, 2007. Disponível em: <<http://www.aneel.gov.br/39.htm>>. Acesso em: 22 dez. 2007.

AHRENS, C. D. *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*: An invitation to the atmosphere. 3. ed. Pacific Groove, EUA: Brooks Cole, 2000. 464 p.

AMARANTE, O. A. C. et al. *Atlas do Potencial Eólico Brasileiro*. Brasília: MME, ELETROBRÁS, CRESESB, CEPEL, 2001. Disponível em: <http://www.cresesb.cepel.br/atlas_eolico_brasil/atlas-web.htm>. Acesso em: 22 dez. 2007.

ANDRE, J. C. et al. Modeling 24-hour evolution of mean and turbulent structures of planetary boundary-layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 10, p. 1861–1883, 1978.

ANTHES, R. A. Cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Monthly Weather Review*, v. 105, n. 3, p. 270–300, 1977.

BONAVENTURA, L. A semi-implicit semi-lagrangian scheme using the height coordinate for a nonhydrostatic and fully elastic model of atmospheric flows. *Journal of Computational Physics*, v. 158, n. 2, p. 186–213, 2000.

BURTON, T. et al. *Wind Energy HandBook*. New York: John Wiley & Sons, 2001. 642 p.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de são paulo, brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 5, n. 1, p. 89–97, 1997.

CAMARGO, A. S. G. *Análise da operação das usinas eólicas de Camelinho e Palmas e avaliação do potencial eólico de localidades no Paraná*. 206 f. Dissertação (Mestrado em Tecnologia) — Centro Federal de Educação Tecnológica do Paraná, Curitiba, 2005.

CAMELO, H. N. *Estudo Numérico do Vento Aracati para Caracterização de seu Potencial Eólico*. 71 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, CE, Maio 2007.

CARVALHO, P. C. M. *Geração Eólica*. 1. ed. Fortaleza: UFC, 2004. 146 p.

DAVIES, H. C. Lateral boundary formulation for multilevel prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 102, n. 432, p. 405–418, 1976.

ELLIOTT, D. et al. Synthesis of regional assessments — data analysis and assessment methodologies. In: _____. *Wind Energy Resource Atlas of the United States*. Richland: Solar Energy Research Institute, 1986. cap. Appendix A. Disponível em: <http://rredc.nrel.gov/wind/pubs/atlas/atlas_index.html>. Acesso em: 22 dez. 2007.

FEITOSA, E. A. N. et al. *Panorama do Potencial Eólico no Brasil*. Brasília, 2002. 68 p. Disponível em: <http://www.mct.gov.br/upd_blob/0005/5181.pdf>. Acesso em: 22 dez. 2007.

FRITSCH, J. M.; KREITZBERG, C. W. Workshop on local weather forecast techniques 1980 and beyond, drexel university, philadelphia, pa., 10-11 march 1977. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 59, n. 3, p. 293–296, 1978.

GAL-CHEN, T.; SOMERVILLE, R. C. J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics*, v. 17, n. 2, p. 209–228, 1975.

HARRINGTON, J. Y. *The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus*. 289 p. Tese (PhD in Atmospheric Science) — Colorado State University, Fort Collins, EUA, 1997.

HILL, G. E. Factors controlling size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 3, p. 646–673, 1974.

HINRICHS, R. A.; KLEINBACH, M. *Energia e Meio Ambiente*. 3. ed. São Paulo: Thomson, 2003. 543 p.

HOVEN, I. van der. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *Journal of Meteorology*, v. 14, n. 2, p. 160–164, April 1957.

INSTITUTO DE PESQUISAS E ESTRATÉGIA ECONÔMICA DO CEARÁ. *Anuário Estatístico do Ceará*. Fortaleza, 2005. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/Anuario_2005/index.htm>. Acesso em: 22 dez. 2007.

INTERNACIONAL ENERGY AGENCY. *World Energy Outlook 2004*. Paris: OECD/IEA, 2004. 577 p. Disponível em: <<http://www.iea.org/textbase/nppdf/free/2004/weo2004.pdf>>. Acesso em: 22 dez. 2007.

JUSTUS, C. G. et al. Methods for estimating wind speed frequency-distributions. *Journal of Applied Meteorology*, v. 17, n. 3, p. 350–353, 1978.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.

KARSLI, V. M.; GECIT, C. An investigation on wind power potential of Nurdagi-Gaziantep, Turkey. *Renewable Energy*, v. 28, n. 5, p. 823–830, 2003.

KREITZBERG, C. W. Observing, analyzing, and modeling mesoscale weather phenomena. *Reviews of Geophysics*, v. 17, n. 7, p. 1852–1871, 1979.

- KUO, H. L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 22, n. 1, p. 40–&, 1965.
- KUO, H. L. Further studies of parameterization of influence of cumulus convection on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, 1974.
- LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, v. 14, n. 2, p. 148–172, 1962.
- MACHENHAUER, B. Numerical methods used in atmospheric models. In: _____. Geneva: ICSU/WMO, 1979. (GARP Publication Series, 17), cap. The spectral method, p. 121–275.
- MARIA, P. H. S. *Modelagem numérica em alta resolução para previsão de geração de energia eólica no Ceará*. 123 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas) — Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza, CE, Junho 2007.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary-layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, v. 20, n. 4, p. 851–875, 1982.
- MENESES NETO, O. L. et al. Impactos da circulação geral em casos de El Niño e La Niña no potencial eólico do nordeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. *Anais eletrônicos...* Rio de Janeiro: SBMET, 2006.
- PATEL, M. R. *Wind and Solar Power System*. Boca Raton: CRC Press, 1999. 348 p.
- PIELKE, R. A. Mesoscale numerical modeling. *Advances in Geophysics*, v. 23, p. 185–344, 1981.
- PIELKE, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2002. 676 p.
- PIELKE, R. A. et al. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 49, n. 1-4, p. 69–91, 1992.
- REIS JUNIOR, D. S. et al. Previsão sazonal de vazões no estado do ceará. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 8., 2006, Gravatá, PE. *Anais...* Porto Alegre: ABRH, 2006.
- SECRETARIA DA INFRA-ESTRUTURA. *Mapa do Potencial Eólico do Estado do Ceará*. Fortaleza, 2001. Disponível em: <http://www.seinfra.ce.gov.br/publicacoes/01_manual_potencial_eolico.zip>. Acesso em: 22 dez. 2007.
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, v. 91, n. 3, p. 99–164, 1963.
- STEPPELER, J. et al. Nonhydrostatic atmospheric modeling using a z-coordinate representation. *Monthly Weather Review*, v. 130, n. 8, p. 2143–2149, 2002.
- STULL, R. B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 680 p.

TREMBACK, C. J.; WALKO, R. L. *RAMS Version 6.0: User's guide - Introduction*. 1.1. ed. Fort Collins (CO), EUA, EUA, 2005. 10 p. Disponível em: <<http://atmet.com/html/docs/rams/ug60-introduction-1.1.pdf>>. Acesso em: 02 jan. 2008.

TURKSOY, F. Investigation of wind power potential at Bozcaada, Turkey. *Renewable Energy*, v. 6, n. 8, p. 917–923, 1995.

TURNIPSEED, A. A. et al. Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 2: Mesoscale effects. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 125, n. 3-4, p. 187–205, 2004.

WALKO, R. L.; AVISSAR, R. The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM): A reformulation of RAMS earth system modeling. In: RAMS/BRAMS/OLAM INTERNATIONAL USERS WORKSHOP, 6., 2006, Ubatuba. 2006. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/brams/RAMS_BRAMS_OLAM_6th_workshop/Session01/OLAM.pdf>. Acesso em: 02 jan. 2008.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. *RAMS Version 6.0: Model input namelist parameters*. 1.4. ed. Fort Collins (CO), EUA, 2006. 64 p. Disponível em: <<http://www.atmet.com/html/docs/rams/ug60-model-namelist-1.4.pdf>>. Acesso em: 02 jan. 2008.

WEBER, A.; BUCKNER, M.; WEBER, J. Statistical performance of several mesoscale atmospheric dispersion models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, n. 11, p. 1633–1644, 1982.

WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 2. ed. San Diego: Elsevier Academic Press, 2005. 648 p.

WILLMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 63, n. 11, p. 1309–1313, 1982.