



UNIVERSIDADE ESTADUAL DO CEARÁ

LUIS JOSÉ SILVEIRA DE SOUSA

**ANÁLISE DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO DE TURBULENCIA NO SEMI-
ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO USANDO O MODELO RAMS**

FORTALEZA, 2008

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

LUIS JOSÉ SILVEIRA DE SOUSA

**ANÁLISE DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO DE TURBULENCIA NO SEMI-
ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO USANDO O MODELO RAMS**

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Ciências Físicas.

Universidade Estadual do Ceará.

Orientador: Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida.

FORTALEZA, 2008

S725a Sousa, Luis José Silveira de

Análise dos Mecanismos de Geração de Turbulência no semi-árido do Nordeste brasileiro usando o modelo RAMS. /Luis José Silveira de Sousa. ____ Fortaleza, 2008.

160p.; il.

Orientador: Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida.

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

1. RAMS 2. Turbulência 3. Rugosidade I. Universidade estadual do

LUIS JOSÉ SILVEIRA DE SOUSA

**ANÁLISE DOS MECANISMOS DE GERAÇÃO DE TURBULENCIA NO SEMI-
ÁRIDO DO NORDESTE BRASILEIRO USANDO O MODELO RAMS**

Esta dissertação foi julgada adequada à obtenção do grau de Mestre em Ciências Físicas Aplicadas e aprovada em sua forma final pelo Curso de Mestrado Acadêmico em Ciências Físicas Aplicadas da Universidade Estadual do Ceará.

Fortaleza – CE, 8 de janeiro de 2008.

Prof. Dr. Gerson Paiva Almeida

Universidade Estadual do Ceará

Prof. Dr. João Bosco Verçosa Leal Júnior

Universidade Estadual do Ceará

Prof. Dr. Marcos Miranda

Este trabalho é dedicado às pessoas que estiveram comigo durante todo o período desta dissertação e que de maneira decisiva contribuíram para sua execução.

AGRADECIMENTOS

A Deus, fonte maior de força e inspiração.

Aos meus pais, Eliane e João, minhas irmãs Jaqueline e Neném, demais familiares (tias, tios, primos...) pela educação e pelo apoio incessante.

À minha noiva Rivânia, pelo apoio, paciência e pelo incentivo. Aos pais de Rivânia, D. Mazé, S. Zé e aos demais familiares pelo total apoio.

A meu irmão Kilpatrick, pelo incentivo e pelo apoio e principalmente pela grande amizade. A D. Zenaide e S. Napoleão pelo apoio e incentivo.

Ao Professor Gerson, pela orientação e compreensão. Aos demais professores do Mestrado e da graduação, em especial os professores Bosco e Marcony.

Aos colegas da primeira turma do Mestrado em Ciências Físicas Aplicadas, com quem muito aprendi: Juliana, Djalma (particularmente), Paulo, Henrique, Elissandro, Otacílio, Erick e Majela.

Às secretárias do mestrado Graça e Ermínia e ao Coordenador Prof. Sales, pelo apoio.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao pessoal do Departamento de Meteorologia da FUNCEME, particularmente os professores Alexandre, Sergio e Santana pela concessão de computadores para realizar simulações e pela colaboração dos pesquisadores.

RESUMO

A predição acurada do perfil do vento e o conhecimento da intensidade de turbulência em uma dada região são fatores de grande importância para determinar a quantidade de energia que pode ser gerada e a vida útil das usinas eólicas. Este trabalho analisa a influência da variação da rugosidade da superfície no perfil do vento e na formação de turbulência, através do modelo RAMS, para o semi-árido do Nordeste brasileiro, com ênfase no estado do Ceará. Para isso realizou-se três simulações usando-se o modelo RAMS para avaliar a geração de turbulência em diferentes situações. Foram escolhidos dois anos, sendo um deles muito chuvoso, 1985, e o outro com forte escassez de chuva, o ano de 1993. Para o ano de 1993 foram realizadas duas simulações que diferiram pela opção de manter constante ou fazer variar os valores do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada, (NDVI), que representa fatores de vegetação como fração de área vegetada, densidade de vegetação e rugosidade. Para analisar a confiabilidade do modelo os resultados da velocidade do vento a 10 metros de altura, dos fluxos de calor sensível e calor latente foram comparados com dados de reanálise do NCEP. A comparação entre as duas simulações aponta pouca diferença para todas as variáveis analisadas. A variação da vegetação tem influência considerável na variação diurna dos fluxos de calor sensível, latente e na variação da energia cinética turbulenta. A rugosidade é menos influente na faixa litorânea, particularmente, sobre o vento a 10 m de altura. Os resultados mostram que o modelo representa bem as variáveis relacionadas com a geração de turbulência também para o ano chuvoso. Como sugestão para trabalhos futuros apresenta-se a possibilidade de implementação de uma outra fórmula para o cálculo da rugosidade, independente dos valores de NDVI, mas dependente da umidade do solo. A nova fórmula é análoga a que é usada para o cálculo da rugosidade de vegetação no interior de uma fazenda de ventos.

Palavras-chave: RAMS, turbulência, rugosidade.

ABSTRACT

The accurate prediction of the wind profile and the knowledge of turbulence intensity in a given region are important factors to calculate the total energy to be generated and the life of wind turbine. This work aims to analyse the influence of surface roughness variation in the wind profile and turbulence formation, in Brazilian Northeast semi-arid, particularly Ceará, using CSU RAMS model. To analyse turbulence generation in different situations three runs were performed. Two years were chosen, one with low precipitation (1993) and the other that was very rainy (1985). For the year 1993 two simulations were performed: one in which the NDVI data were kept constant during the run and other in which the NDVI data changed in time. The variables sensible and latent heat flows, turbulent kinetic energy, 10m and 47m (first level of the model) wind speed were chosen to evaluate the influence of vegetation, particularly of the roughness, in the generation of turbulence. To examine the reliability of the model, the results of the variables speed 10m, heat sensitive and latent heat were compared with NCEP reanalysis data. The comparison between the two simulations shows little difference for all variables examined. The variation of vegetation has considerable influence in the diurnal variation of the sensitive, latent heat flows and in the variation of turbulent kinetic energy. The roughness is not so important in the seaside strip, particularly on the 10m wind. The results show that the model works, qualitatively, well when compared with reanalysis data, for the variables related to the generation of turbulence for the rainy year too. As a suggestion for future works is presented the possibility of implementing another formula for calculating the roughness, independent of the values of NDVI, but dependent on soil moisture. The new formula is similar to what is used for the calculation of the roughness of vegetation within a farm of winds.

Keywords: RAMS, turbulence, roughness.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Relação entre os regimes hidráulicos e eólicos no Nordeste (extraído do Atlas Eólico do Ceará) [2](#)
- Figura 1.2 – Mapas de rugosidade para o estado do Ceará. O mapa a) representa a rugosidade no primeiro semestre do ano, e o b) representa a rugosidade no segundo semestre [3](#)
- Figura 1.3 – Mapas de rugosidade para o estado do Ceará. O mapa a) representa velocidade média do vento no primeiro semestre do ano, e o b) representa a velocidade média no segundo semestre [3](#)
- Figura 2.1 – Divisão da troposfera em duas partes: a camada limite e a atmosfera livre. Adaptada de (STULL, 1988). [6](#)
- Figura 2.2 – (adaptada de Stull, 1988) esquema representando a variação da espessura da camada limite entre centros de alta (A) e baixa (B) pressão. A linha pontilhada representa a máxima altura atingida pelo ar da superfície em um período de uma hora. A linha fechada indica a região de estudo dos meteorologistas [7](#)
- Figura 2.3 – camada limite em regiões de alta pressão sobre o continente. Estão ilustradas na figura a camada de mistura, camada residual, camada limite estável e camada superficial. Adaptada de (STULL, 1988) 9
- Figura 2.4 - : Variação dos termos da equação de balanço da energia na superfície. a) representa o que acontece durante o dia sobre o continente; b) representa a noite

sobre o oceano; c) “efeito oásis” representando a advecção do ar quente sobre a superfície úmida; d) representa o que acontece durante o dia, sobre o mar, sem advecção (adaptada de Stull, 1988).....	20
Figura 3.1) Esquema representando transferência de calor e umidade entre componentes do LEAF-2 para o caso de duas “manchas” em uma célula de grade (extraída de Walko et al, 2000.	25
Figura 4.1 - mapa dos tipos de clima do Brasil (fonte: IBGE).....	38
Figura 4.2 - Mapa de biomas do Brasil (fonte: IBGE).....	39
Figura 5.1 – Gráficos da rugosidade da superfície. Em cima a esquerda está representada a rugosidade da superfície para S1_93; a direita tem-se a rugosidade para S2_93 e abaixo, a esquerda, a diferença percentual e a direita valores de reanálise. Os valores representam uma média para os meses de fevereiro, março, abril e maio.	44
Figura 5.2 – Fluxos de calor sensível para o mês de fevereiro. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.	48
Figura 5.3 - Fluxos de calor latente para o mês de fevereiro. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.	49
Figura 5.4 - Fluxos de calor sensível para o mês de março. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.	50
Figura 5.5 - Fluxos de calor latente para o mês de março. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para	

S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.....	51
Figura 5.6 - Fluxos de calor sensível para o mês de abril. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.....	52
Figura 5.7 - Fluxos de calor latente para o mês de abril. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.....	53
Figura 5.8 - Fluxos de calor sensível para o mês de maio. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.....	54
Figura 5.9 - Fluxos de calor latente para o mês de maio. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.....	55
Figura 5.10 – Variação diurna dos fluxos de calor sensível e latente. A esquerda tem-se a variação diurna para o fluxo de calor sensível; a direita esta representada a variação diurna do fluxo de calor latente. Os gráficos mostram a variação nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W). Os valores em preto são referentes a simulação S1_93 e os valores em verde referem-se a S2_93.....	56
Figura 5.11 – Valores médio de energia cinética turbulenta para fevereiro. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erre médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.....	58

Figura 5.12 – Valores médio de energia cinética turbulenta para março. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erre médio entre essas duas variáveis e a direita está o erro médio associado a rugosidade da superfície.	59
Figura 5.13 – Valores médio de energia cinética turbulenta para abril. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erre médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.	60
Figura 5.14 – Valores médio de energia cinética turbulenta para fevereiro. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erre médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.	61
Figura 5.15 – Variação diurna da energia cinética turbulenta. Os gráficos mostram a variação da ECT nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W). Os valores em preto são referentes à simulação S1_93 e os valores em verde referem-se a S2_93.	62
Figura 5.16 – Valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.	63
Figura 5.17 – Valores médios de speed10m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.	64
Figura 5.18 – Valores médios de speed10m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.	65

Figura 5.19 – Valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.....	66
Figura 5.20 – Valores médios do vento a 47 m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.	68
Figura 5.21 – Valores médios do vento a 47 m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.	69
Figura 5.22 – Valores médios do vento a 47 m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.....	70
Figura 5.23 – Valores médios do vento a 47 m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.	71
Figura 5.24 – Rugosidade da vegetação para os meses de fevereiro, março, abril e maio de 1985.	72
Figura 5.25 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de fevereiro de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo líquido de calor sensível e abaixo o fluxo líquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.	74
Figura 5.26 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de maio de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para	

S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo liquido de calor sensível e abaixo o fluxo liquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.	75
Figura 5.27 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de abril de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo liquido de calor sensível e abaixo o fluxo liquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.	76
Figura 5.28 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de maio de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo liquido de calor sensível e abaixo o fluxo liquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.	77
Figura 5.29 – Variação diurna dos fluxos de calor sensível e latente para o ano de 1985. A esquerda tem-se a variação diurna para o fluxo de calor sensível; a direita está representada a variação diurna do fluxo de calor latente. Os gráficos mostram a variação em três dias do mês de maio (do 6° ao 9° dia) para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W).	78
Figura 5.30 – Valores médios da energia cinética turbulenta para 1985. Em cima a esquerda se encontra o gráfico para fevereiro, a direita estão os valores para o mês de março; abaixo a esquerda tem-se os valores de ECT para abril e a esquerda para maio.	79
Figura 5.31 – Variação diurna da energia cinética turbulenta para o ano de 1993. Os gráficos mostram a variação da ECT nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W).....	80
Figura 5.32 –Valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.....	81
Figura 5.33 – Valores médios de speed10m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.	

esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.	81
Figura 5.34 – Valores médios de speed10m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.	82
Figura 5.35 – Valores médios de speed10m para o mês de maio. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.	82
Figura 5.36 – Valores médios do vento a 47m para 1985. Em cima a esquerda se encontra o gráfico para fevereiro, a direita estão os valores para o mês de março; abaixo a esquerda tem-se os valores do vento para abril e a esquerda para maio.	83
Figura 7.1 - Esquema representando o desenvolvimento de uma camada limite interna depois de uma mudança abrupta de rugosidade	88
Figura 7.2 - Esquema representando uma dupla mudança de rugosidade com a formação de uma segunda camada limite interna.....	93
Figura 7.3 - taxa de surgimento de folhas em uma árvore ao longo do ano.	103
Figura 7.4- variação da umidade do solo com o dia do ano.....	103
Figura 7.5 - Distribuição das plantas amostradas na Estação Ecológica do Seridó, Serra Negra do Norte, RN, Brasil, em classes de altura e de diâmetro. extraído de (Amorim et al., 2005).....	106
Figura 9.1 - Sobrecarga na estrutura de uma turbina eólica devido ao vento. Decomposição da velocidade do vento em uma componente média e na flutuação em torno da média. (extraída de Frendsen, 2007).....	118
Figura 9.2: O impacto de uma fazenda de ventos “infinita” na camada limite planetária. (extraída de Frendsen, 2007)	121
Figura 10.1 – Tipos de vegetação no Brasil. (extraída de GURGEL, 2000)	124

Figura 10.2 - Valores médios de NDVI para o período de 1982 a 1993. (extraída de GURGEL, 2000).....	125
Figura 11.1 – Valores médios de precipitação. Acima a direita tem-se os valores médios para o mês de fevereiro e a esquerda os valores para março; abaixo a esquerda estão os valores para abril e a direita para maio.....	126
Figura 11.2 – Valores médios de precipitação. Acima a direita tem-se os valores médios para o mês de fevereiro e a esquerda os valores para março, para S1_93; abaixo encontram-se os valores para as diferenças entre as duas simulações, S1_93 e S2_93; a esquerda para o mês de fevereiro e a direita para o mês de março...	127

LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1 –: Valores de velocidade em (m/s) para diversos valores de x, a distância apartir da mudança (única) de rugosidade obtidos dos trabalhos de Panofsky e Townsend (P&T) e da teoria de Townsend revisada (T) (adaptada de Blom & Wartena, 1969).....	98
Tabela 7.2 –: Valores de velocidade em (m/s) para diversos valores de x, a distância apartir da segunda mudança de rugosidade (adaptada de Blom & Wartena, 1969)	99
Tabela 7.3 –: Tensão de cisalhamento (N/m^2) para várias distâncias x depois de uma única mudança de rugosidade. P&T (Panofsky e Townsend); T (Townsend) (adaptada de Blom & Wartena, 1969).....	100
Tabela 7.4 – Tensão de cisalhamento (N/m^2) para várias distâncias x depois da segunda mudança de rugosidade (adaptada de Blom & Wartena, 1969)	100
Tabela 7.5 –Variáveis fitossociológicas das espécies da Estação Ecológica do Seridó, Serra Negra do Norte, RN, Brasil. (D = Densidade; F = frequência absoluta; AB = área basal; IVI = índice de valor de importância; B = biomassa aérea; AC = área de copa; Hmax. = altura máxima e Dmax. = diâmetro máximo) Extraída de (Amorim et al., 2005).....	106

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1

Introdução.....1

2 Revisão bibliográfica..... 6

2.1 Camada limite planetária: aspectos gerais.....6

2.1.2 Equações

Fundamentais.....9

2.1.2.1 Equação de

Estado.....9

2.1.2.2 Equação da

continuidade.....10

2.1.2.3 Conservação do Momentum (equações de Navier – Stokes)

.....
...10

2.1.2.4 Conservação da Umidade.....	11
2.1.2.5 Conservação da Energia (Primeira Lei da Termodinâmica).....	11
2.1.3 Aproximação das equações fundamentais.....	11
2.2	
Turbulência.....	12
2.2.1 Geração de turbulência na camada limite.....	13
2.2.2 Energia Cinética Turbulenta.....	14
2.2.3 O Fechamento da turbulência.....	16
2.2.3.1 Fechamento local.....	16
2.2.3.2 Fechamentos não locais.....	18
2.3 Trocas de energia na superfície.....	18
2.3.1 Fluxo líquido de calor na superfície.....	19
2.3.2 Fluxos de calor sensível e latente: dependência da rugosidade da superfície.....	.21
3 RAMS – breve descrição	42
Introdução.....	.23

3.1	LEAF-2:	Principais
aspectos.....		24
3.2.1 Ar da copa e		
vegetação.....		26
3.2.2 Fluxo de		
precipitação.....		27
3.2.3 Fluxo		
radiativo.....		27
3.2.4 Fluxo combinado nas		
manchas.....		28
3.2 Transição do LEAF-2 para o LEAF-		
3.....		28
3.3.1 Aspectos		
técnicos.....		29
3.3.1.1 Cálculo da FPAR através de dados de NDVI.....		29
3.3.1.2 Cálculo dos parâmetros de		
vegetação.....		30
3.3 Parametrização da mistura		
turbulenta.....		31
3.4.1 Parametrização baseada na deformação (do		
fluido).....		31
3.4.2 Parametrização da energia cinética		
turbulenta.....		34
4		
Metodologia.....		3
7		
4.1		
Introdução.....		37

4.2 Caracterização da região em estudo.....	38
4.3 Simulações para os anos de 1985 e 1993.....	39
4.3.1 Configuração das grades.....	39
5	
Resultados.....	4
2	
5.1	
Introdução.....	42
5.2 Resultados das simulações de 1993.....	42
5.2.1 Rugosidade para 1993.....	43
5.2.2 Fluxos de calor sensível e latente para 1993.....	45
5.2.3 Energia Cinética Turbulenta para 1993.....	56
5.2.4 Vento a 10m de altura (Speed10m) para 1993.....	62
5.2.5 Intensidade do vento a 47 m para 1993.....	66
5.3 Resultados das simulações de 1985.....	71
5.3.1 Fluxos de calor sensível e latente para 1985.....	72
5.3.2 Energia Cinética Turbulenta para 1985.....	78
5.3.3 Vento a 10m de altura (Speed10m) para 1985.....	80

	5.3.4 Intensidade do vento a 47 m para	
	1985.....	82
6	Comentários	finais
	84
	6.1	Comentários
	finais.....	84
7	Perspectivas	para trabalhos
	futuros.....	87
	7.1	
	Introdução.....	87
	7.2 A influência de mudanças na rugosidade da superfície no perfil do vento	
	nas baixas camadas da	
	atmosfera.....	87
	7.2.1 Perfil do vento depois de uma mudança abrupta de	
	rugosidade.....	88
	7.2.2 Duas subseqüentes mudanças de	
	rugosidade.....	93
	7.2.3 Resultados	
	numéricos.....	98
	7.3 Implementando uma nova para o cálculo de rugosidade no	
	RAMS.....	
	101
	7.3.1 Influência da rugosidade no desenvolvimento da copa das	
	árvores.....	
	...	102
	7.3.2 Implementação da nova rugosidade no	
	RAMS.....	104
	REFERÊNCIAS	
	108

8 APÊNDICE A – RELAÇÃO ENTRE V E δ.....	113
8.1 Cálculo para uma mudança de rugosidade.....	113
8.2 Cálculo para dupla mudança de rugosidade.....	115
9 APÊNDICE B – EFEITO DA TURBULENCIA EM UMA FAZENDA DE VENTOS	
.....	
.118	
9.1 Cálculo da rugosidade aparente de uma fazenda de vento.....	119
10. APÊNDICE C – INDICE DE VEGETAÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA	
.....	
.123	
10.1 NDVI –	
definição.....	123
10.2 Identificação dos tipos de vegetação no Brasil usando NDVI.....	123
11 APÊNDICE D – GRÁFICOS DE PRECIPITAÇÃO.....	126
12 APÊNDICE E – RAMS-IN USADO NAS SIMULAÇÕES.....	128

Introdução

A Camada Limite Planetária (CLP) compreende a porção da atmosfera terrestre que é diretamente afetada pela superfície da terra. Desde que as pessoas passam a maior parte de suas vidas sob o ar da camada limite, elas são diretamente afetadas pelos fenômenos que aí ocorrem. Desta forma, a maneira como o vento varia com a altura, por exemplo, determina a estrutura das construções como residências, edifícios, pontes, turbinas eólicas (STULL, 1988), entre outras e influencia também a dispersão de poluentes, podendo ser um fator determinante na disseminação, ou prevenção de algumas doenças.

O fim previsto dos combustíveis fósseis, além dos problemas de poluição advindos de sua combustão, tem levado à busca de fontes alternativas de produção de energia. A energia eólica, em virtude de sua disponibilidade e dos poucos impactos ambientais produzidos tem se mostrado uma ótima opção para a substituição dos combustíveis fósseis, principalmente no tocante à geração de energia elétrica.

A quase totalidade de energia elétrica utilizada no estado do Ceará é proveniente da usina de Paulo Afonso, instalada no estado da Bahia. Esta situação não é muito diferente para os demais estados do semi-árido nordestino. Por se encontrar em uma região de forte escassez de chuva, mas de ótimas condições de vento, a opção pela energia eólica como fonte alternativa de geração elétrica parece ser a melhor forma para o estado do Ceará diminuir sua dependência em termos de energia elétrica. Além disso (ver figura 1.1), os regimes de geração elétrica a partir das fontes hídricas e eólicas, no Nordeste brasileiro, são complementares, uma vez que na estação chuvosa, quando há disponibilidade de água para geração elétrica, os ventos diminuem muito sua intensidade, acontecendo o inverso no período de estiagem (Atlas Eólico do Ceará, disponível no site: www.seinfra.ce.gov.br).

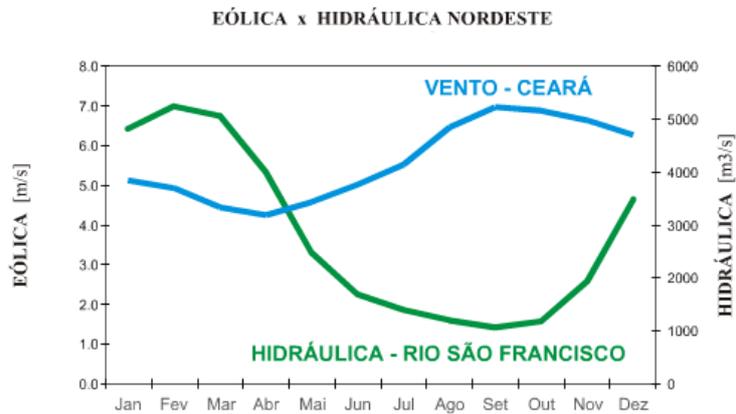


Figura 1.1 – Relação entre os regimes hidráulicos e eólicos no Nordeste (extraído do Atlas Eólico do Ceará)

A implantação de uma central eólica exige um estudo rigoroso sobre as condições de vento da região em que será instalado o parque eólico. É necessário conhecer a velocidade média do vento em um dado período, as variações sazonais em intensidade e direção, entre outros aspectos. A rugosidade da superfície é um dos fatores que influenciam no perfil do vento na camada limite e que tem influência na geração eólica. O comprimento de rugosidade normalmente é definido como a altura a partir do solo em que a velocidade do vento é nula. Esta altura naturalmente depende dos obstáculos presentes na superfície. Dessa forma a rugosidade das árvores é variável dependendo da altura e principalmente da cobertura das mesmas.

As figuras a seguir foram extraídas do Atlas Eólico do Ceará, anteriormente citado, e representam a influência da rugosidade na intensidade do vento no estado do Ceará em duas estações distintas: o período de janeiro a junho, normalmente mais úmido, e o período mais seco que se estende de julho a dezembro. As duas primeiras referem-se à rugosidade da vegetação e as duas últimas são relativas à velocidade do vento.

Na figura 1.2 observa-se a rugosidade da vegetação para o estado do Ceará, no período úmido (janeiro a junho). Percebe-se que as regiões com maior rugosidade estão relacionadas às áreas de relevo elevado, como a serra da Ibiapaba, e à faixa litorânea devido a umidade e vegetação mais densa. No mapa de baixo verifica-se que a rugosidade da vegetação diminui muito no período de estiagem principalmente no interior do estado. No entanto a faixa litorânea não sofre grande variação na rugosidade em virtude da umidade sempre presente inclusive no período seco do ano. Esses exemplos ilustram bem a importância da rugosidade da superfície no perfil do vento próximo a superfície.

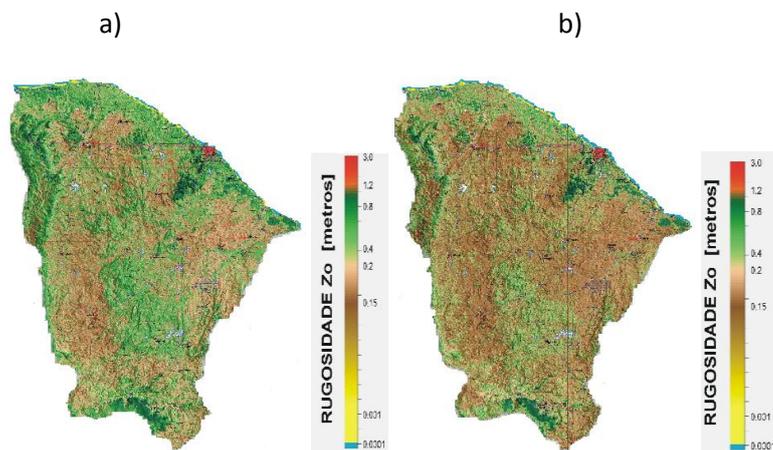


Figura 1.2 – Mapas de rugosidade para o estado do Ceará. O mapa a) representa a rugosidade no primeiro semestre do ano, e o b) representa a rugosidade no segundo semestre.

A figura 1.3 ilustra a diferença na intensidade do vento no estado do Ceará para os períodos úmido (a) (janeiro – junho) e de estiagem (b) (julho – dezembro). Vale ressaltar que a diferença na rugosidade da superfície não é a única responsável pela diferença nas intensidades do vento nos dois períodos, mas ela sem dúvida tem uma influência significativa (Atlas Eólico do Ceará).

O mapa de cima mostra a intensidade do vento no Estado do Ceará, a uma altura de 50m, no período úmido. Percebe-se que nesse intervalo de tempo a velocidade do vento apresenta valores que variam entre 3,5 m/s e 5,5 m/s para quase todo o estado. Valores acima destes são encontrados apenas em áreas mais elevadas e na faixa litorânea. No mapa de baixo, que representa a intensidade de vento para o período seco, observa-se que os valores de vento predominantes encontram-se entre 6,5 m/s e 8 m/s, bem acima dos valores para o caso úmido.

a)

b)

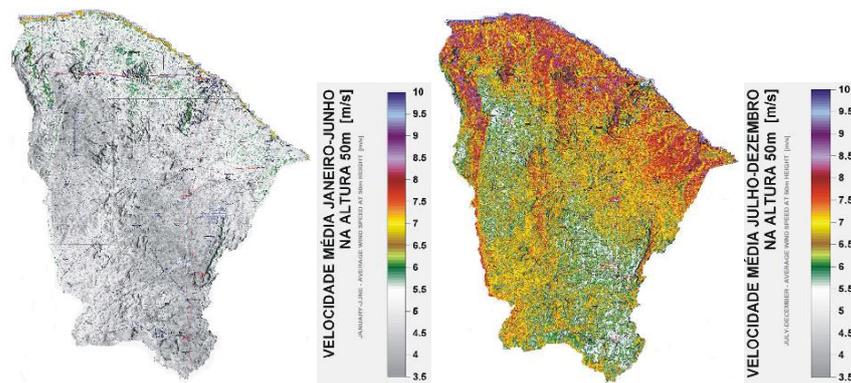


Figura 1.3 – Mapas de rugosidade para o estado do Ceará. O mapa a) representa velocidade média do vento no primeiro semestre do ano, e o b) representa a velocidade média no segundo semestre.

Este trabalho estuda através do modelo atmosférico RAMS, os mecanismos de geração de turbulência e sua dependência na variação da rugosidade da superfície ressaltando sua influência no perfil do vento, para o semi-árido do Nordeste brasileiro, particularmente, o estado do Ceará. No RAMS, a rugosidade e outros parâmetros da vegetação são calculados a partir de dados de NDVI, que são disponíveis em médias mensais. Durante uma simulação os valores de NDVI podem ser mantidos constantes ou variar com o tempo. Nesse trabalho será mostrada a influência da variação dos valores de NDVI sobre algumas variáveis dependentes da vegetação e relacionadas com a geração de turbulência.

No capítulo 2 é feita uma revisão geral dos aspectos teóricos abordados nesse trabalho. Uma breve descrição da CLP mostrando suas principais componentes e fatores que a influenciam é dado na seção 2.1. Nessa seção também são apresentadas as equações que regem o fluxo na camada limite. Na seção 2.2 é feita uma revisão sobre turbulência na CLP, abordando os principais mecanismos de geração. A energia cinética turbulenta e os principais tipos de fechamento da turbulência também são discutidos.

No capítulo 3 é feita uma revisão sobre algumas das características do RAMS particularmente sobre o LEAF-3, o modelo de superfície utilizado no RAMS 6.0. O LEAF constitui um modelo numérico utilizado para descrever as trocas de calor, umidade e momentum entre a superfície e a atmosfera no modelo RAMS. Até a versão LEAF-2 o modelo não disponibilizava opção de variação de rugosidade da superfície, a não ser que ela variava com o tipo de vegetação e solo. O LEAF-3 traz, como uma das alterações implementadas no LEAF-2, a opção de cálculo da rugosidade da superfície através de dados de NDVI. Neste trabalho esta nova característica do RAMS é aproveitada e testada através de duas simulações

para o ano de 1993. Em uma das quais os valores de NDVI são mantidos constantes e na outra eles são atualizados a cada passo de tempo. Os resultados são comparados e a partir disso são analisados os efeitos da mudança de rugosidade no perfil do vento bem como a turbulência gerada.

No quarto capítulo é apresentada a metodologia do trabalho. Na seção 4.2 é caracterizada a área de estudo abordando aspectos relacionados com o solo e as características da vegetação. As simulações são descritas na seção 4.3. São apresentadas as principais parametrizações usadas bem como suas características. Uma breve descrição sobre os dados de reanálise utilizados para validar o modelo também pode ser encontrado no capítulo 4.

O quinto capítulo apresenta os resultados das simulações e a comparação entre esses e os dados de reanálise. As variáveis analisadas são o vento a 10m de altura, os fluxos de calor sensível, latente e a energia cinética turbulenta e a magnitude do vento horizontal na altura do primeiro nível do modelo. Os resultados são discutidos abordando o papel dos dados de NDVI nas variáveis que representam a turbulência.

O capítulo 6 apresenta as considerações finais e no 7 são apresentadas as expectativas quanto a trabalhos futuros sendo a principal delas a possibilidade de usar uma expressão dependente da umidade do solo para o cálculo de rugosidade.

Neste capítulo também são feitas algumas considerações sobre a influencia da rugosidade da superfície no perfil do vento e na geração de turbulência. Na seção 7.2. é feita uma derivação analítica do perfil do vento e da distribuição de tensão de cisalhamento para uma camada limite turbulenta considerando-se os casos em que a rugosidade da superfície sofre mudanças bruscas. Na seção 7.2.1 é encontrada uma fórmula para a distribuição de velocidade admitindo-se que o vento flui sobre uma superfície plana de rugosidade uniforme e de comprimento constante, z_0 , por um longo tempo e que repentinamente a rugosidade da superfície muda para um outro valor z_1 . A conseqüente alteração na tensão de cisalhamento também é calculada. Uma situação mais realística seria aquela em que o vento sofresse sucessivas mudanças de rugosidade. Na seção 7.2.2 é discutida a situação em que a superfície sofre duas mudanças subseqüentes de rugosidade. Neste caso a segunda mudança acontece a uma distância pequena comparada àquela necessária para que o vento tenha se adaptado totalmente à rugosidade da superfície após a primeira mudança. Os resultados numéricos são apresentados na seção 7.2.3.

No apêndice A encontram-se os resultados dos cálculos das relações entre as variáveis V e δ omitidos nas seções 7.2.1 e 7.2.2. A influencia da turbulência para a geração eólica é discutida, de forma sucinta no apêndice B, onde se faz o cálculo da rugosidade em uma central eólica. No apêndice C é dada uma breve descrição sobre a metodologia para o cálculo de NDVI e a variação dos valores de NDVI para o semi-árido nordestino para um intervalo de tempo que inclui os anos em estudo nesse trabalho. Dados sobre precipitação observada e simulada são mostrados no apêndice D e têm o propósito de ilustrar as discussões feitas no capítulo 5. O arquivo de *namelist RAMS_IN* das simulações é apresentado no apêndice E.

2 Revisão bibliográfica

2.1 Camada limite planetária: aspectos gerais

A compreensão dos fenômenos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP) ou camada limite (CL) é de grande importância para diversas áreas. Como exemplo é possível citar a parametrização dos efeitos da CL em modelo de longa e pequena escala, a dispersão de poluentes e a previsão de vento na superfície, inclusive para fins de geração eólica, entre outros.

A camada limite planetária (CLP) é definida como a porção da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra e responde a forçantes superficiais em uma escala de tempo de aproximadamente uma hora ou menos (Stull, 1988). Esses forçantes incluem atrito por fricção, evaporação, transpiração, transferência de calor, emissão de poluentes e modificação de escoamento induzido pela superfície. A espessura da camada limite sofre grande variação tanto espacial quanto temporal podendo atingir desde centenas de metros a alguns quilômetros. Abaixo há um esquema simples representando a superfície da terra e a camada limite. Vale ressaltar que a variação na espessura da camada limite também depende da rugosidade da superfície, além da variação diurna devido ao aquecimento.

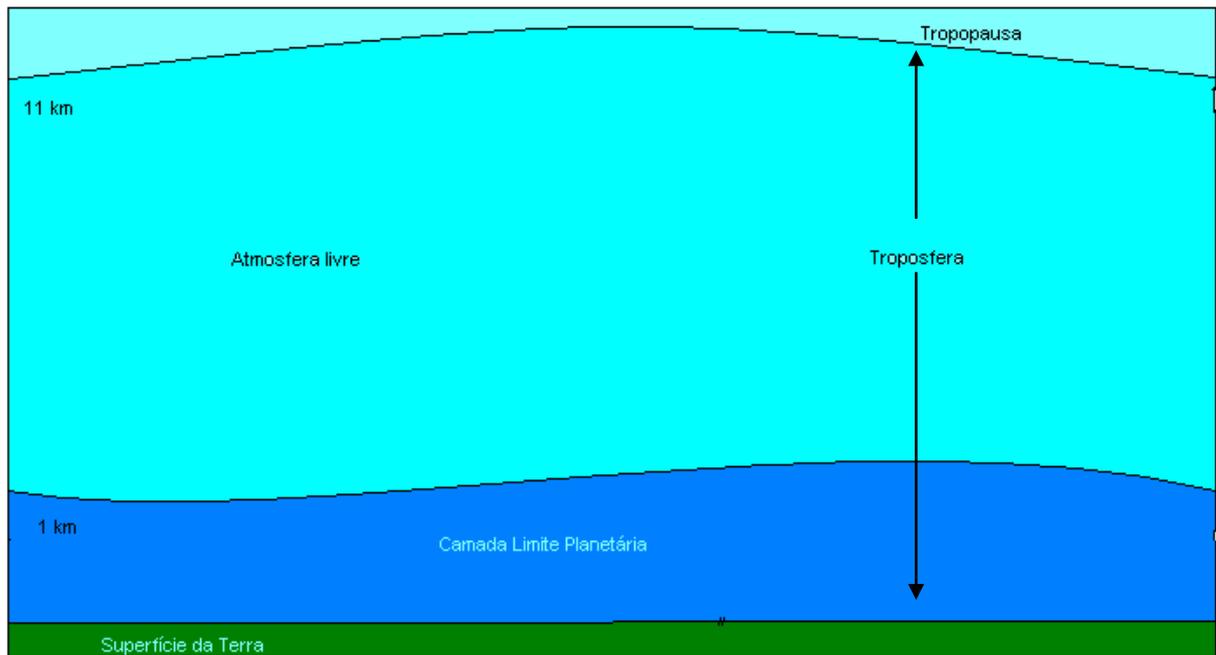


Figura 2.1 – Divisão da troposfera em duas partes: a camada limite e a atmosfera livre. Adaptada de (STULL, 1988)

Ainda segundo (STULL, 1988), a espessura da camada limite varia pouco sobre os oceanos, tanto espacial quanto temporalmente. Isso se deve ao fato de que a temperatura da superfície dos oceanos varia pouco em um ciclo diurno, consequência da grande capacidade térmica da água o que possibilita grande absorção de calor com pouca variação de temperatura. Muitas mudanças na espessura da camada limite sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e de mesoescala de movimento vertical e pela advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar.

Em região de alta pressão, sobre oceano ou continente, a tendência natural é que a camada limite seja menos espessa que nas regiões de baixa pressão. A subsidência e divergência horizontal em baixos níveis, associadas à alta pressão sinótica movem o ar da camada limite de regiões de alta para as de baixa pressão. Nestas regiões os movimentos verticais ascendentes levam o ar da terra para grandes altitudes na troposfera. Nesses casos torna-se difícil definir um topo para a camada limite, então, de maneira arbitrária, define-se a base das nuvens como sendo um “limite vertical” para estudos de natureza meteorológica. Isso é ilustrado na figura 2.2.

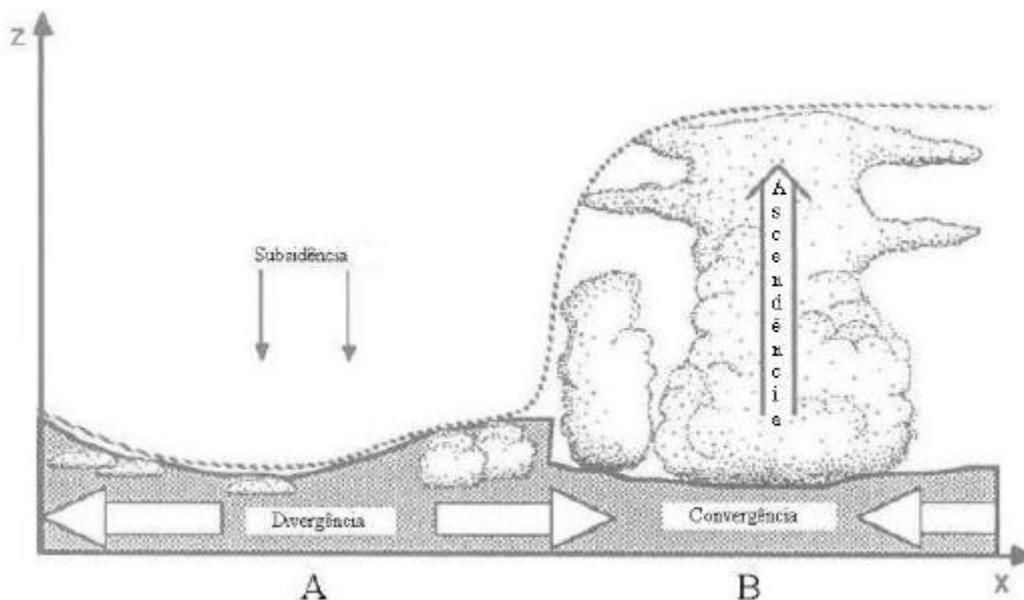


Figura 2.2 – Esquema representando a variação da espessura da camada limite entre centros de alta (A) e baixa (B) pressão. A linha pontilhada representa a máxima altura atingida pelo ar da superfície em um período de uma hora. A linha fechada indica a região de estudo dos meteorologistas (adaptada de Stull, 1988).

Sobre o continente a camada limite tem uma estrutura bem definida em regiões de alta pressão. Essa estrutura pode ser subdividida em **camada superficial**, **camada de mistura**, **camada residual** e **camada limite estável**. Quando há a presença de nuvens na camada de mistura esta é subdividida em camada de nuvem e subcamada de nuvem. Essa estrutura é ilustrada na figura 2.3.

A camada superficial, cuja espessura é cerca de 10% da espessura da camada limite, é aquela mais próxima da superfície da terra. Nesta camada a tensão de cisalhamento varia em menos de 10% de sua magnitude. Entre a camada superficial e a superfície da terra encontra-se a **microcamada** ou **camada interfacial**. Nesta fina camada, com espessura de alguns centímetros, a viscosidade molecular domina o transporte turbulento (www.shodor.org).

Durante o dia, o aquecimento da superfície forma movimentos convectivos na camada limite. A transferência de calor da superfície produz movimento ascendente de ar quente enquanto isso o resfriamento radiativo das nuvens produz correntes descendentes de ar frio. Os movimentos convectivos geram turbulência o que produz uma mistura de ar. A região da camada limite em que esses processos ocorrem é a **camada de**

mistura. Acima dela encontra-se uma **camada estável** que previne o movimento continuado de correntes de ar quente. Esta camada é chamada de zona de entranhamento, pois é através dela que o ar proveniente de regiões acima da camada limite atinge a **camada de mistura.** Durante o dia a **camada de mistura** atinge altura de 1km, no entanto ela diminui com o por do sol quando cessam as correntes térmicas ascendentes (STULL, 1988).

Depois do pôr-do-sol os movimentos convectivos diminuem dramaticamente. No entanto, a superfície da terra continua influenciando o ar criando condições para o surgimento de uma **camada limite estável** também chamada de **camada limite noturna.** Esta se caracteriza por ventos mais fracos e menos turbulência que na camada de mistura. A altura da camada limite diminui muito durante a noite. A camada limite noturna também varia, mas menos da metade do que ocorre na camada de mistura. Diferente dessa, a camada limite noturna não tem um topo bem definido, ao invés disso, ela se une à **camada residual.**

Com o pôr-do-sol, a camada de mistura e a turbulência diminuem, mas o ar mantém as características relacionadas com as variáveis de estado da camada de mistura resultando na camada residual, pois trás resíduos da camada antes existente. Enquanto a camada limite noturna tem um perfil estável, a camada residual tem um perfil neutro. Ela não tem contato com a superfície da terra e, portanto, não é influenciada por tensão turbulenta. Acima da camada residual encontra-se a camada de inversão a uma altura próxima a atingida pela camada de mistura durante o dia. A inversão previne entranhamento para cima. Ressalve-se que a camada residual não toca o chão, portanto não é uma camada limite.

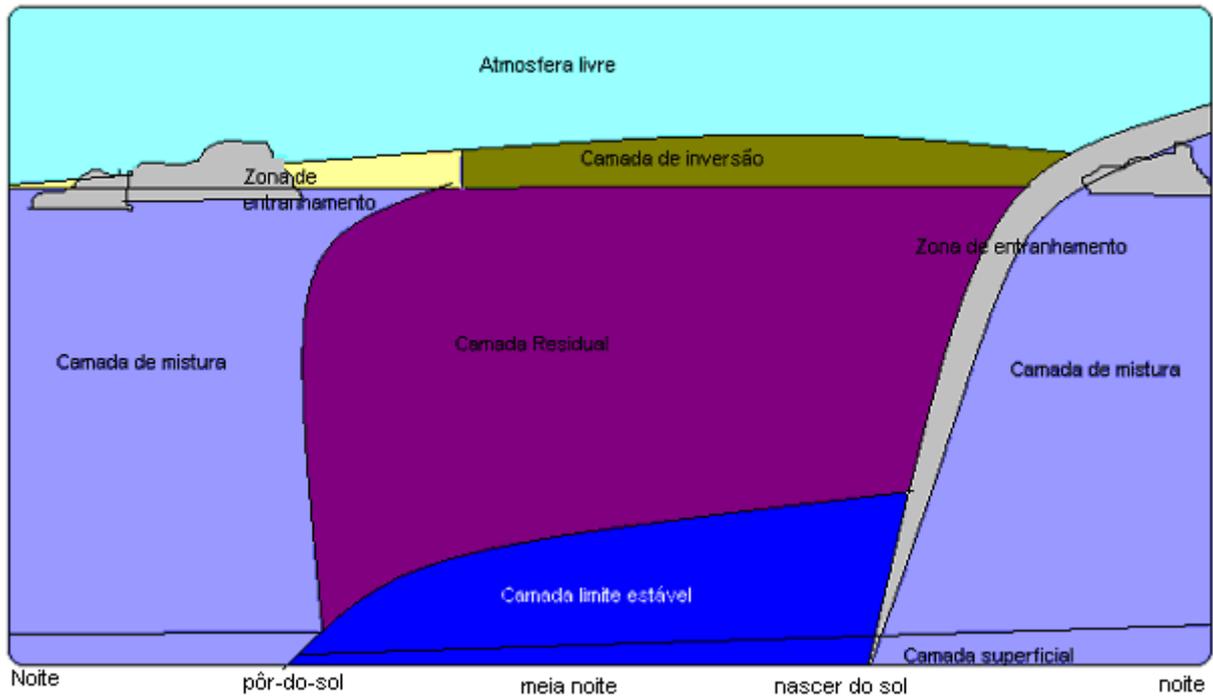


Figura 2.3 – camada limite em regiões de alta pressão sobre o continente. Estão ilustradas na figura a camada de mistura, camada residual, camada limite estável e camada superficial. Adaptada de (STULL, 1988)

2.1.2 Equações Fundamentais

Para descrever e/ou prever o estado da CL é necessário conhecer características como velocidade do vento, temperatura, umidade do ar, entre outras grandezas, em um dado instante e ser capaz de prever o seu estado em um tempo posterior. Dizendo de outra forma, faz-se necessário conhecer a Dinâmica e a Termodinâmica do ar na CL. As equações relevantes da Mecânica dos Fluidos e da Termodinâmica para a CL são: a Equação de Estado do ar, as equações de conservação da massa (Equação da continuidade), momentum (equações de Navier-Stokes), umidade e calor (STULL, 1988; SOARES, 2004).

2.1.2.1 Equação de Estado

A Equação de estado ou Lei do Gás Ideal relaciona a pressão p , a densidade ρ e a temperatura T de um gás pela expressão $p = \rho RT$, onde R é a constante universal dos gases.

Para o ar úmido essa relação toma a forma

$$p = \rho R T_v, \quad 1.1$$

onde ρ agora representa a densidade do ar úmido e T_v é a temperatura virtual definida por $T_v = T(1+0,61q_v - q_l)$ na qual q_v e q_l são, respectivamente, a umidade específica e o conteúdo de água líquida do ar e T é a temperatura do ar seco.

2.1.2.2 Equação da continuidade

Esta equação representa a conservação da massa, a qual é escrita como

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0, \quad 1.2$$

onde $\vec{v} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ representa a velocidade do vento e u, v, w , são, respectivamente, as componentes da velocidade do vento nas direções zonal, meridional e vertical.

2.1.2.3 Conservação do Momentum (equações de Navier – Stokes)

A equação de conservação do momentum é obtida aplicando-se a segunda lei de Newton a um fluido em um referencial em rotação uniforme (HOLTON, 2004).

$$\underbrace{\frac{\partial \vec{v}}{\partial t}}_I + \underbrace{(\vec{v} \cdot \nabla) \vec{v}}_{II} = \underbrace{-g\hat{k}}_{III} - \underbrace{2\Omega \times \vec{v}}_{IV} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \nabla p}_V + \underbrace{\frac{1}{\rho} \nabla \cdot \vec{\tau}}_{VI}. \quad 1.3$$

Como na equação da continuidade, $\vec{v} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ representa as componentes da velocidade do vento, g representa a gravidade, incluindo a contribuição centrífuga,.

O termo I representa o balanço de momentum, II descreve a advecção, o termo III representa a ação da gravidade que se dá apenas na direção vertical, o termo IV representa o efeito da rotação da terra (efeito Coriolis) sobre o movimento do fluido, V descreve a força de gradiente de pressão e o termo VI representa a influência da viscosidade.

2.1.2.4 Conservação da Umidade

Sendo q_T a umidade específica do ar, ou seja, massa de ar, em todas as fases, por unidade de massa de ar úmido, pode-se escrever a equação de conservação de água como sendo:

$$\frac{\partial q_T}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) q_T = \nu_q \nabla^2 q_T + \frac{S_{q_T}}{\rho} \quad 1.4$$

Na equação acima ν_q representa a difusividade molecular do vapor de água no ar, S_{q_T} representa a quantidade líquida de umidade (fontes menos sumidouros) para os demais processos que não são representados na equação (STULL, 1988).

2.1.2.5 Conservação da Energia (Primeira Lei da Termodinâmica)

A Primeira Lei da Termodinâmica representa as contribuições no transporte de calor sensível e calor latente pelo vapor d'água no ar:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (\vec{v} \cdot \nabla) \theta = \nu_\theta \nabla^2 \theta - \frac{1}{\rho C_p} (\nabla Q_j) - \frac{L_p E}{\rho C_p} \quad 1.5$$

nessa equação ν_θ representa a difusividade térmica, L_p é o calor latente associado a uma mudança de fase de E , a quantidade de vapor d'água por unidade de volume por unidade de tempo que é criada por uma mudança de fase a partir do estado líquido ou sólido (STULL, 1988). A quantidade Q_j representa a radiação líquida na j -ésima direção, C_p é o calor específico a pressão constante, para o ar úmido.

A esse conjunto de equações podem ser acrescentadas equações que representem a conservação de escalares presentes na atmosfera.

2.1.3 Aproximação das equações fundamentais

A equação (1.3) representa três equações, uma para cada componente (x, y, z). Dessa forma, a descrição dos fenômenos que se passam na camada limite depende da resolução de um sistema fechado de 7 equações e 7 incógnitas, desde que se conheçam as

constantes e os termos de fonte e sumidouro presentes nas equações (1.1 a 1.5) (SOARES, 2004).

Comparando-se os termos nas equações fundamentais (1.1 a 1.5) percebe-se que alguns são muito pequenos e podem ser negligenciados. Isso simplifica o conjunto de equações tornando possível soluções que tem possibilitado avanços importantes na Dinâmica da atmosfera (STULL, 1988). Por exemplo, verifica-se que a escala de escoamento vertical, na CL, é bem menor que a escala de variação da densidade o que justifica a aproximação de incompressibilidade: $\nabla \cdot \vec{v} = 0$, na equação da continuidade. Na componente vertical da equação de Conservação do Momentum, considera-se que a viscosidade seja constante e é feita a aproximação hidrostática $\partial p / \partial z = -\rho \cdot g$; também considera-se que as flutuações de densidade aparecem associadas apenas com a gravidade (aproximação de Boussinesq) (STULL, 1988; SOARES, 2004). Detalhes das aproximações efetuadas em todo o conjunto de equações podem ser encontrados em (STULL, 1988).

O sistema de equações apresentado nas seções anteriores não tem solução analítica. Isso acontece porque não é possível, em geral, resolver as equações em uma escala capaz de resolver desde os maiores até os menores turbilhões, na escala molecular (SOARES, 2004). Para encontrar uma solução numérica para esse sistema de equações normalmente as variáveis são decompostas em duas partes, uma representa a média da variável e a outra representa a parte turbulenta. Dessa forma pode-se escrever uma variável s qualquer como sendo:

$$s = \bar{s} + s' \quad 1.6$$

onde a (-) “barra” representa a parte média e a (') representa a parte turbulenta da variável. Portanto antes de resolver numericamente o sistema de equações é necessário aplicar as medias de Reynolds a cada uma das equações, que consiste no procedimento acima descrito, ou seja, em separar cada uma das variáveis dependentes em suas componentes média e turbulenta. Isso resultará em novas variáveis desconhecidas o que leva ao problema do *fechamento* do sistema de equações (STULL, 1988).

2.2 Turbulência

Quando uma camada de ar se move sem atrito sobre uma outra, em repouso, as moléculas de ar na fronteira entre as duas camadas colidem entre si ocasionando uma troca constante de moléculas da camada em movimento para a que esta em repouso e vice-versa. Essa troca constante de moléculas tem como efeito o retardamento da parcela em movimento. Diz-se que a parcela em movimento teve seu movimento retardado em virtude da viscosidade molecular, considerando-se esta como a única forma de atrito no ar. Este efeito, no entanto, atuará apenas em uma fina camada acima do ar que se encontra em repouso.

Quando o movimento laminar se torna turbulento, o efeito é semelhante ao caso da viscosidade molecular, mas se faz perceber em uma porção maior do ar. Quando o ar flui sobre uma superfície dotada de árvores e/ou construções ele é decomposto em uma série de turbilhões irregulares que podem influenciar o vento centenas de metros acima da superfície. Estes turbilhões de diversos tamanhos, sobrepostos um ao outro, são compreendidos como a turbulência (STULL, 1988). Os turbilhões produzem variações na intensidade e direção do vento. Turbilhões criados por obstruções na superfície geram o que se chama turbulência mecânica. Essa, por sua vez, gera um *arrasto* no ar.

A fricção devido ao arrasto diminui com a altura a partir da superfície da terra. Por essa razão o vento tende a aumentar de intensidade com a altura a partir da superfície. Desta forma, também é possível definir a camada limite em função da turbulência, ou seja, a camada limite é a porção da atmosfera influenciada pela fricção devido a superfície da terra.

2.2.1 Geração de turbulência na camada limite

Dentre os mecanismos de geração de turbulência na CL destacam-se o aquecimento da superfície, que gera flutuação ou empuxo no vento, e o cisalhamento do vento causado pela fricção e pelo contato com os obstáculos da superfície. A turbulência causada pelo aquecimento é dita turbulência térmica enquanto que aquela provocada pela rugosidade da superfície é dita turbulência mecânica. Quando os processos de flutuação dominam a geração de turbulência diz-se que a CL encontra-se em estado de convecção livre, por outro lado, se os processos mecânicos são dominantes a CL é dita em estado de convecção forçada (STULL, 1988).

Em dias ensolarados, nas camadas mais baixas da CL, a produção de turbulência por empuxo do ar é elevada. Isso se deve ao fato de que nessas condições a superfície da terra se encontra mais aquecida que o ar. No entanto, essa fonte de geração de turbulência decresce com a altura a partir da superfície.

Em situações em que a superfície se encontra mais fria que o ar, o efeito de flutuação atua no sentido de suprimir ou consumir turbulência. Nessas condições, se uma parcela de ar for deslocada para cima, por efeito da turbulência mecânica possivelmente, ela tenderá, por flutuação, a retornar a sua posição inicial. Dessa forma pode-se afirmar que durante os dias ensolarados o efeito de flutuação ou empuxo do vento produz turbulência, mas durante a noite o mesmo efeito tende a consumi-la.

A produção mecânica de turbulência ocorre em função do cisalhamento do vento ao fluir sobre a superfície da terra. Por essa razão, o cisalhamento não produz muita turbulência na **camada de mistura** acima da **camada superficial** (STULL, 1988). O cisalhamento, por outro lado, é muito forte próximo à superfície estando aí a contribuição maior da geração mecânica para a turbulência. A produção de turbulência por cisalhamento também é maior em dias de vento forte que em dias calmos.

Diferente do que ocorre com o efeito de flutuação, o cisalhamento produz turbulência mesmo durante a noite. Pode-se dizer que esse é o único mecanismo de geração de turbulência durante a noite e/ou nos locais em que a terra é mais fria que o ar em suas vizinhanças (STULL, 1988).

2.2.2 Energia Cinética Turbulenta

Partindo-se da equação que representa a conservação do momentum (3) e aplicando nessa as médias de Reynolds, depois de separar as variáveis dependentes em suas componentes média e turbulenta, encontra-se uma equação que pode ser separada nas partes média e turbulenta; subtraindo-se a parte média determina-se uma equação prognóstica para a parte turbulenta das variáveis; multiplicando-se essa última equação por $2u'$, depois de algumas manipulações na equação, determina-se uma equação prognóstica para as variâncias da velocidade. Essa equação é exatamente o dobro da equação de balanço para a Energia Cinética Turbulenta, ECT, (STULL, 1988)

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} (\overline{u_i \theta_v})}_{III} - \underbrace{\overline{u_i u_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{u_j e})}{\partial x_j}}_V - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\overline{u_i p})}{\partial x_i}}_{VI} - \underbrace{\frac{\varepsilon}{\nu}}_{VII} \quad 1.7$$

onde $\bar{e} = 0,5 \overline{u_i^2}$ é, por definição, a Energia Cinética Turbulenta.

O termo I representa o estoque ou tendência da ECT. Esse termo é geralmente positivo no período entre as primeiras horas do dia e o início da tarde, representando um aumento líquido da ECT nesse intervalo do dia; no final da tarde e início da noite o consumo excede a produção de turbulência e o balanço total é negativo.

O termo II descreve a advecção da turbulência pelo vento médio. Segundo (STULL, 1988), não há muito a ser dito sobre esse termo. Sabe-se que em média sobre uma área de 10 km por 10 km, a advecção é desprezível. Em uma escala menor sobre o continente, esse termo é importante. Diferente do que ocorre sobre o oceano quando a advecção pode, provavelmente, ser desprezada mesmo em pequena escala.

Como já foi discutido antes, o termo III, que representa produção/consumo por flutuação, sofre uma grande variação no intervalo de um dia. Ele é geralmente positivo em dias ensolarados ou em qualquer situação em que a superfície se encontra mais aquecida que o ar nas suas vizinhanças. Observando a equação da ECT percebe-se que o termo III atua apenas na vertical sendo, portanto, anisotrópico. Durante a noite o termo III é negativo evidenciando que nesse período há consumo de ECT por flutuação.

O termo IV é precedido por um sinal negativo, mas como o fluxo de momentum e o cisalhamento do vento médio têm, em geral, sinais opostos esse termo contribui com a geração de ECT. Ele representa a geração mecânica de turbulência e é o principal mecanismo de geração de turbulência, se não o único, durante a noite. Normalmente o cisalhamento da componente vertical do vento é desprezível, sendo esse efeito considerável apenas nas componentes horizontais. Portanto a produção por cisalhamento também é uma força anisotrópica para a turbulência.

O termo V descreve o transporte turbulento. Em uma escala local, o termo V tanto pode representar consumo quanto produção de turbulência, dependendo se o fluxo é convergente ou divergente no local considerado (STULL, 1988).

O termo VI depende de flutuação estática de pressão o que é muito difícil de ser mensurado. A dissipação molecular de ECT é representada pelo termo VII. Esse termo tem maior valor quando a geração de turbulência é mais elevada e é menos intenso quando a taxa de geração de turbulência também é pequena (STULL, 1988).

Por todas essas características a ECT é uma variável de grande importância para estudos na CL. A ECT representa a intensidade de turbulência no ambiente.

2.2.3 O Fechamento da turbulência

A solução completa do fluxo turbulento enfrenta um problema fundamental: a quantidade de equações existentes para descrever o fluxo é menor que o número de variáveis presentes nelas. Dizendo de outra forma, o sistema de equações que descreve o fluxo turbulento não é fechado. Também não se conhece resultados teóricos que permitam estabelecer outras equações que relacionem as variáveis sem acrescentar outras tantas incógnitas ao sistema (SOARES, 2004).

Com o objetivo de tratar esse problema utiliza-se o método da *parametrização* da turbulência. Isso consiste em usar um número finito de equações e encontrar expressões aproximadas para as variáveis desconhecidas.

As parametrizações mais conhecidas para a CL são classificadas em dois grupos: fechamentos locais que consistem em descrever as quantidades desconhecidas em um dado ponto com valores típicos do escoamento nesse mesmo ponto e os fechamentos não locais que parametrizam as incógnitas baseando-se em valores médios dessas variáveis numa dada área (STULL, 1988; SOARES, 2004).

2.2.3.1 Fechamento local

Nesse tipo de fechamento, como já foi dito, as quantidades desconhecidas são associadas (parametrizadas) em função dos valores locais das variáveis prognosticadas.

No fechamento de primeira ordem desenvolve-se equações para as variáveis médias e parametriza, em função dessas, as quantidades desconhecidas que nesse caso são os fluxos turbulentos de momento $\overline{u'v'}$, $\overline{u'w'}$, $\overline{u'\theta'}$, entre outros. Um método utilizado para parametrizar essas quantidades assume que elas são proporcionais ao gradiente da quantidade média no ponto, ou seja, sendo ξ uma variável qualquer então o fluxo turbulento

dessa variável deve ser parametrizado por $\overline{u_j \xi'} = -K \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x_j}$. Este método de fechamento é

normalmente conhecido como teoria de difusão turbulenta ou teoria - K.

Baseado na teoria – K pode-se representar os fluxos turbulentos de momento, temperatura e umidade por

$$\overline{u'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad 1.8 \text{ a}$$

$$\overline{v'w'} = -K_m \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad 1.8 \text{ b}$$

$$\overline{w'\theta'} = -K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad 1.8 \text{ c}$$

$$\overline{w'q'} = -K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad 1.8 \text{ d}$$

onde as constantes K_m , K_h , e K_q representam, respectivamente, o coeficiente de viscosidade turbulenta e os coeficientes de difusividade turbulenta do calor e da umidade. Os coeficientes são positivos, por definição, evidenciando o fato de que o transporte acontece no sentido inverso ao gradiente.

O fechamento de segunda ordem acontece quando desenvolve-se equações prognósticas para as variáveis médias e para o transporte turbulento, representando-se ou parametrizando-se as correlações triplas $\overline{u_i' u_j' u_k'}$, $\overline{u_i' u_j' \theta'}$, $\overline{u_k' \theta'^2}$, as correlações de pressão e as correlações entre as derivadas de u_i' e θ' .

Nesse caso é necessário representar essas quantidades em função de outras já conhecidas. Há muitas formas de parametrizá-las (STULL, 1988) uma das quais consiste em representar as correlações triplas por

$$\overline{u_i' u_j' u_k'} = \left[\frac{\partial \overline{u_i' u_j'}}{\partial x_k} + \frac{\partial \overline{u_i' u_k'}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_k' u_j'}}{\partial x_i} \right] \quad 1.9$$

De maneira semelhante é possível construir sistemas de ordem superior. Em geral, quanto maior a ordem do fechamento melhor a performance do modelo, no entanto o custo computacional torna-se um fator limitante. Devido a isso apenas a partir das décadas de

60 e 70 os modelos com fechamento de segunda ordem passaram a ser utilizados (STULL, 1988).

Em alguns modelos não são parametrizados todos os momentos de uma dada categoria. Se, por exemplo, em um dado problema forem desenvolvidas equações para as variâncias de temperatura e umidade além dos termos $\frac{\overline{\partial u_i u_j}}{\partial x_j}$ e uma equação para a ECT tem-se um fechamento de ordem 1,5 (MELLOR & YAMADA, 1974). Esse fechamento é superior a primeira ordem e não é um fechamento de segunda ordem completo. Fechamentos de ordem 0,5, 2,5 e outros também podem ser definidos (STULL, 1988).

No fechamento de ordem 1,5, a equação da Energia Cinética Turbulenta substitui as equações para as variâncias da velocidade.

2.2.3.2 Fechamentos não locais

Os fechamentos não locais assumem que os grandes turbilhões são capazes de transportar fluido por uma distância finita, antes que os pequenos turbilhões provoquem mistura. Essa é uma concepção advectiva baseada na observação de térmicas que ascendem quase sem mistura lateral e pela organização do escoamento observado em nuvens (SOARES, 2004; STULL, 1988).

Algumas das principais aproximações não locais são a teoria transiliente turbulenta, a teoria de difusividade espectral (STULL, 1988), a formulação de contra-gradiente e a formulação do fluxo de massa (SOARES, 2004).

2.3 Trocas de energia na superfície

Como será melhor discutido no capítulo 7, o ar em contato com a superfície da terra sofre redução de velocidade. Esse processo se estende às parcelas de ar que não estão em contato direto com a superfície da terra. A parcela da atmosfera que é influenciada pela superfície da terra chama-se Camada Limite Planetária. Vê-se que a CL não existiria se não houvesse a superfície da terra, mas além de ser a razão da existência da CL, a superfície também é a responsável pela alteração no estado da CL em razão dos fluxos de calor e umidade que são trocados pelo ar e a superfície da terra.

O transporte de calor entre a superfície e a atmosfera em suas vizinhanças se faz por efeito molecular. A condução (molecular) de calor e a transferência molecular de momentum são responsáveis pelo transporte de calor entre a superfície e os primeiros milímetros da camada atmosférica (STULL, 1988). A partir daí para as camadas de ar mais afastadas da superfície o transporte se dá por efeito da turbulência e convecção.

2.3.1 Fluxo líquido de calor na superfície

A radiação solar é a principal fonte de calor da terra. Para manter uma temperatura (aproximadamente) constante, todo o calor que a terra absorve deve ser emitido de volta. Uma representação conveniente para ilustrar o balanço de energia na superfície pode ser dada por uma figura que representa uma camada de ar cujo topo se encontra logo acima da copa das árvores, ou das cristas das ondas e cuja base se encontra logo abaixo da superfície da terra ou dos vales das ondas, se for o caso. Em uma tal camada acontece transferência turbulenta de energia para o ar logo acima dela, transferência radiativa em seu topo e transferência molecular no solo ou no oceano. Para uma tal camada a equação de balanço de energia é dada por (STULL, 1988):

$$-Q_S = Q_H + Q_E - Q_G + \Delta Q_S \quad 1.10$$

onde Q_S representa a quantidade líquida de radiação no sentido ascendente (daí o sinal negativo), Q_H e Q_E representam, respectivamente, os fluxos ascendentes de calor sensível e latente, Q_G é o fluxo molecular ascendente de calor na base da camada e ΔQ_S é o saldo líquido de energia interna. Essa equação mostra simplesmente que a quantidade de energia que atinge a superfície é igual a quantidade que sai mais a quantidade que fica armazenada.

Uma variedade muito grande de processos pode ocorrer em uma superfície como a que foi imaginada acima, entre os quais pode-se destacar: radiação entre plantas, construções e animais; circulações turbulentas em escalas menores que as encontradas na CL; variação vertical dos fluxos de calor sensível e latente devido a evaporação, condensação e transpiração (STULL, 1988). Em virtude dessa complexidade é preferível utilizar uma camada de espessura infinitesimal, ao invés da que foi imaginada acima. O balanço da energia em uma camada (infinitesimal) da superfície é ilustrada na figura abaixo.

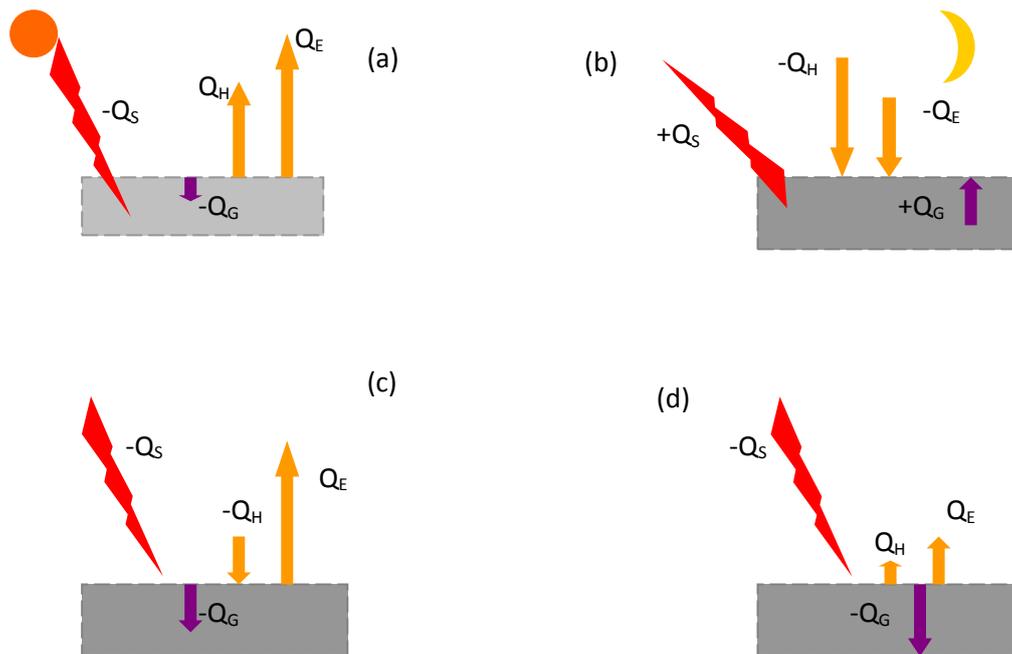


Figura 2.4: Variação dos termos da equação de balanço da energia na superfície. a) representa o que acontece durante o dia sobre o continente; b) representa a noite sobre o continente; c) “efeito oásis” representando a advecção do ar quente sobre a superfície úmida; d) representa o que acontece durante o dia, sobre o mar, sem advecção (adaptada de Stull, 1988).

Para uma tal camada a equação do balanço de energia é escrita como:

$$-Q_S = Q_H + Q_E - Q_G \quad 1.11$$

Ela difere da anterior porque em uma camada de espessura infinitesimal não há massa, portanto não há armazenamento de energia interna. Apesar de não ser real, uma camada dessa forma pode representar situações *quase-estáticas* quando não há mudanças significativas na temperatura média da camada (STULL, 1988).

A figura (2.4) ilustra o balanço de energia na superfície em condições específicas. Durante uma manhã ensolarada a quantidade de calor que atinge a superfície é maior que aquela que sai. Nestas condições os fluxos de calor sensível e latente são positivos; $-Q_G$ é positivo quando o calor é conduzido a partir da superfície mais aquecida para a base da camada (Fig2.4a). Durante a noite a quantidade líquida de radiação na superfície, $-Q_S$, é negativa em virtude da radiação de ondas longas emitida pela superfície. O fluxo de calor sensível é negativo durante a noite em função do fluxo de calor do ar para a superfície; o fluxo de calor latente também é negativo por causa da formação de orvalho ou em virtude da

geada; a condução de calor a partir do solo mais aquecido para a superfície mais fria torna Q_G negativo.

O efeito oásis consiste na representação de uma camada de ar aquecida sobre uma superfície úmida (fig 2.4c). Há forte evaporação a partir da superfície úmida e das plantas para o ar, resultando em um resfriamento que mantém o oásis a uma temperatura agradável. Enquanto isso, o ar mais quente transmite calor sensível para a superfície mais fria (STULL, 1988).

Sobre o oceano, durante o dia (fig 2.4d), os fluxos de calor sensível e latente são positivos (ascendentes), mas têm menor intensidade que os fluxos sobre a terra. Isso acontece em parte devido ao fato de que sobre o oceano a turbulência transporta calor de forma mais eficiente para camadas mais profundas na água; outro fator diz respeito à grande capacidade térmica da água que pode receber muito calor (a partir da radiação solar) e sofrer pouca variação em sua temperatura.

2.3.2 Fluxos de calor sensível e latente: dependência da rugosidade da superfície

O fluxo vertical de uma variável qualquer ξ através de uma interface pode ser representado pela expressão

$$F_{\xi} = -U_T (\bar{\xi}_{topo} - \bar{\xi}_{base}) \quad 1.12$$

onde U_T representa uma *velocidade de transporte* através da interface, $\bar{\xi}_{topo}$ e $\bar{\xi}_{base}$ são os respectivos valores médios da variável transportada, logo acima e abaixo da camada. A velocidade de transporte é parametrizada como função de alguma medida de turbulência apropriada para o tipo de interface (STULL, 1988).

Seguindo essa parametrização os fluxos superficiais de calor e umidade podem ser dado por

$$\overline{(w'\theta')} = -C_H \bar{M} (\bar{\theta} - \theta_G) \quad 1.13a$$

$$\overline{(w'q')} = -C_E \bar{M} (\bar{q} - q_G) \quad 1.13b$$

onde \overline{M} representa a magnitude do vento horizontal, C_H e C_E são, respectivamente, os coeficientes de transferência para o calor e umidade e o subscrito $_G$ representa o valor da variável no solo ou no mar. Esses coeficientes dependem da rugosidade da superfície, uma vez que essas superfícies causam mais turbulência o que contribui para o acréscimo na taxa de transferência através da superfície.

O arrasto no vento sobre a superfície do continente pode ser causado por difusão molecular e pode influenciar no transporte de calor e escalares. Esse é tipo de arrasto provocado por pequenos obstáculos como grama ou até árvores, presentes na superfície. A presença de grandes obstáculos, como montanhas, produz desaceleração no ar o que também é uma forma de arrasto (STULL, 1988).

Uma forma de medir a rugosidade da superfície é através do comprimento de rugosidade que influencia no cisalhamento do vento, como já foi discutido.

Retornando a fórmula para o fluxo de calor escrevem-se então as equações para os fluxos de calor sensível e latente como sendo

$$H = -C_p \rho C_{DH} \overline{M} (\overline{T} - T_G) \quad 1.14a$$

$$E = -L \rho C_{EH} \overline{M} (\overline{q} - q_G) \quad 1.14b$$

onde C_p e L são, respectivamente, o calor sensível e o calor latente, ρ é a densidade do ar e os valores C_{DH} e C_{EH} são respectivamente os coeficientes de transferências de calor sensível e latente. Ambos dependem da rugosidade da superfície e são tanto maiores quanto maior for a rugosidade; dependem também da estabilidade vertical do ar acima da superfície.

RAMS – breve descrição

3.1 INTRODUÇÃO

O RAMS é um modelo numérico utilizado para múltiplos propósitos como simulação de circulação atmosférica em diferentes escalas, e principalmente, na simulação de fenômenos atmosféricos de mesoescala (escala horizontal variando de 2 km a 20 km) quais sejam: previsão de clima e tempo em que são incluídos previsão de precipitação, simulação de nuvens convectivas entre outros.

Esse modelo foi desenvolvido na Colorado State University, no início dos anos 80, pela fusão de três modelos: o CSU – cloud - mesoscale mode, uma versão hidrostática do modelo de nuvens e um modelo de brisa marítima (COTTON et al., 2003).

A versão 4.3 do RAMS, que sofreu algumas modificações para que fosse atingida a versão atual (RAMS 6.0) trazia um grande número de opções o que tornava o modelo apto a ser utilizado nas mais diversas aplicações. O código já trazia uma variedade de estruturas e características, variando de código não hidrostático, resolução variando de menos de um metro para centenas de quilômetros, domínio variando de poucos quilômetros até todo o globo, acompanhados de várias opções físicas. Tudo isso permitia (e permite) ao usuário selecionar opções apropriadas para diferentes escalas espaciais, problemas ou aplicações meteorológicas, ou localizações.

A versão 6.0 do RAMS inclui uma série de modificações com relação à versão anterior (TREMBACK & WALKO, 2006), dentre as quais destacam-se as modificações na estrutura do código no formato dos arquivos, novas parametrizações (parametrização de cumulus de Kain-Fritz, por exemplo), entre outras, e a que é de maior importância para esse trabalho a modificação do LEAF 2, versão anterior do modelo de superfície utilizado no RAMS, para a versão LEAF 3.

A seguir é dada uma breve descrição do LEAF 2 bem como das modificações que levaram à versão LEAF 3 que é atualmente utilizada no RAMS 6.0. Serão discutidas também as opções de parametrização de turbulência destacando suas principais características.

3.2 LEAF-2: Principais aspectos

O LEAF, Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model, é um modelo prognóstico para a temperatura e conteúdo de água do solo, cobertura de neve, vegetação e o ar da copa da vegetação, incluindo a troca entre essas componentes com a atmosfera. É através deste modelo que se dá a representação solo-superfície no RAMS.

O LEAF-2 é uma versão do LEAF e inclui a representação de vegetação, solo, lagos e oceanos, cobertura de neve e sua influência entre si e na atmosfera. Nele estão incluídas equações prognósticas para a temperatura do solo e umidade para várias camadas, temperatura da vegetação, e água superficial incluindo orvalho e chuva interceptada, massa de cobertura de neve, e energia térmica para múltiplas camadas, temperatura e razão de mistura do vapor de água na copa. Os termos de troca nessas equações prognósticas são troca turbulenta, condução do calor, difusão e percolação da água na cobertura de neve e solo, transferência radiativa de ondas longas e curtas, transpiração e precipitação.

Uma característica especial do LEAF-2 é sua capacidade de representar variações de escala fina em algumas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo e umidade e corpos de água (WALKO et al., 2000).

No LEAF 2 é representado o balanço de energia e umidade para o solo, vegetação, ar da copa, água superficial temporária (cobertura de neve, por exemplo) e corpos de água permanentes e a troca de energia e umidade com a atmosfera. Solo e cobertura de neve são divididos em múltiplos níveis verticais enquanto que a vegetação e o ar da copa são representados por um único nível. Uma dada superfície de célula de grade é dividida horizontalmente em múltiplas *manchas* (PATCH) de subgrade, cada uma com sua própria vegetação, ar da copa, solo, cobertura de neve, camadas de neve ou corpo de água permanente. Não há relacionamento espacial entre as manchas; cada uma representa a fração de área da célula de grade que é ocupada por seu tipo particular de superfície sem considerar a localização na grade de célula.

Equações de conservação para energia e umidade são aplicadas à vegetação, ao ar da copa e a cada camada de solo e cobertura de neve em cada mancha de uma célula de grade incluindo um termo de estoque para cada componente além de parametrização de fluxo entre elas.

A seguir há uma ilustração dos componentes do LEAF-2 bem como do fluxo entre eles (a exceção de corpos de água permanente).

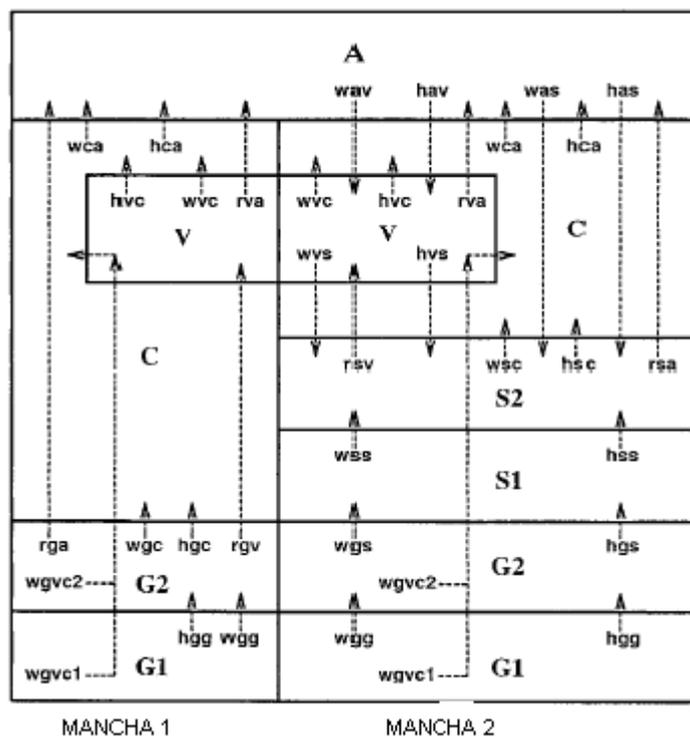


Figura 3.1 Esquema representando transferência de calor e umidade entre componentes do LEAF-2 para o caso de duas “manchas” em uma célula de grade (extraída de Walko et al, 2000).

Este exemplo contém duas manchas abaixo de uma coluna atmosférica (A), em que ambas as manchas têm cobertura parcial de vegetação (V) e a mancha dois tem duas camadas de cobertura de neve (S). São mostrados também dois níveis de solo (G) e ar da copa (C).

Os fluxos são denotados por termos do tipo F_{hgs} , onde F significa fluxo e o primeiro subscrito (**w**, **h**, ou **r**) indica se o fluxo é transferência de água, transferência de calor (por troca turbulenta, condução ou precipitação) ou transferência radiativa de ondas longas e os segundo e terceiro índices denotam a fonte e o receptor, respectivamente, da quantidade fluente (**g** para solo, **s** para neve, **c** para ar da copa, **v** para vegetação e **a** para atmosfera livre). Uma exceção na notação é **Fwgv** que denota um fluxo de água do solo para o ar da copa através da vegetação, na forma de transpiração. Ele se distingue do fluxo **Fwvc** que é um fluxo de água através da evaporação proveniente da umidade na superfície da vegetação, tais como orvalho ou chuva interceptada, para o ar da copa. As flechas indicam o sentido positivo de cada fluxo que serão negativos no sentido contrário. A transferência radiativa de ondas curtas (não representada na figura) é denotada como a quantidade líquida S recebida por cada

componente do sistema sob influência combinada de todas as outras, particularmente como fluxo trocado entre as componentes. Os subscritos (**g**, **s** e **v**) anexados a **S** denotam recepção pelo solo, cobertura de neve e vegetação, respectivamente. Os subscritos (1 e 2) são somados a **S_s** e **F_{wgvc}** para denotar recepção por uma camada específica de cobertura de neve ou solo.

Equações de conservação para o calor e a umidade são explicitamente resolvidas no LEAF 2 tornando a computação eficiente. A estabilidade numérica requer uma larga capacidade de estoque de calor e água em cada componente do LEAF-2. Para o solo, assumindo um passo de tempo de 2 min, requer que a espessura de cada camada seja no mínimo de 3cm. Para a cobertura de neve uma espessura de no mínimo 1cm parece adequado e esse fato contribui para determinar o número de camadas de cobertura de neve. Para vegetação e ar da copa, particularmente em locais de vegetação esparsa ou rasa a capacidade de estoque deve ser muito baixa a menos que se use um passo de tempo muito pequeno. Um limite mais baixo, artificial, é imposto nos valores da capacidade de estoque de calor e umidade do ar da copa e capacidade de calor da vegetação onde suas capacidades naturais são muito baixas. As capacidades artificiais são grandes o suficiente para garantir estabilidade numérica, o que significa que a vegetação e o ar da copa respondem rapidamente (na escala de tempo de um passo de tempo) a mudanças no sistema e o calor e umidade adicionados que eles estocam são mínimos. A propriedade de conservação das equações de fluxo é mantida.

3.2.1 Ar da copa e vegetação

Em áreas vegetadas o ar da copa é definido como aquele muito próximo a vegetação e influenciada por ela. Formação de orvalho ou geada na vegetação e um balanço completo para energia da precipitação interceptada pela vegetação foi adicionada ao LEAF-2.

Troca turbulenta de calor e umidade entre o ar da copa e a cobertura de neve ou solo é representada como a diferença de temperatura ou vapor entre eles dividido por uma resistência de transferência aerodinâmica r_d . Para solo nu essa resistência é dada por

$$r_{dg} = 5 / u_* \quad 3.1$$

O valor de r_d varia dependendo da cobertura vegetal assumindo maiores valores para áreas com vegetação densa e menores valores para solos descobertos ou cobertos de neve e corpos d'água. Portanto para uma mancha que represente superfícies descobertas, cobertas por neve

ou por corpos d'água, o ar da copa tem as mesmas condições daquele sobre uma superfície com rugosidade z_0 .

3.2.2 Fluxo de precipitação

As parametrizações convectiva e de microfísica produzem fluxos superficiais de umidade e energia a partir da sedimentação de hidrometeoros. Esses fluxos são particionados entre vegetação e superfície de água. Quando o conteúdo de umidade na superfície da vegetação (a partir de uma combinação de chuva interceptada e formação de orvalho) excede a quantidade máxima que aquela vegetação pode manter, a quantia em excesso primeiro entra em equilíbrio térmico com a vegetação por transferência de calor e então caem da vegetação para a superfície na categoria de água.

3.2.3 Fluxo radiativo

O LEAF-2 assume que reflexões múltiplas de ondas longas não ocorrem; considera-se que radiação que sofreu única reflexão seja totalmente absorvida depois de atingir uma superfície.

A transmissividade de cada camada de neve é considerada, entretanto, a vegetação é considerada opaca. A radiação líquida de ondas curtas recebida pela vegetação, camada da cobertura de neve i e a camada topo do solo são dadas, respectivamente, por

$$S_v = R_{s\downarrow} \Gamma_s [1 - \alpha_v + \alpha_s (1 - \Gamma_s)], \quad 3.2a$$

$$S_{si} = R_{s\downarrow} (1 - \Gamma_s) (1 - \alpha_s) (1 - \tau_s + \tau_s \alpha_g) f_i, \quad 3.2b$$

$$S_v = R_{s\downarrow} (1 - \Gamma_s) (1 - \alpha_s) \tau_s (1 - \alpha_g), \quad 3.2c$$

onde α_v , α_s e α_g são o albedo da vegetação, o albedo líquido de todas as camadas de neve e albedo do solo; τ_s é a transmissividade líquida de todas as camadas de neve; f_i é a fração da radiação total absorvida pela neve que é absorvida pela camada i e $R_{s\uparrow}$ é a solar incidente na

base da atmosfera. A transmissividade é parametrizada por $\tau_{s_i} = \exp(-\varepsilon D_{s_i})$ onde D_{s_i} é a profundidade da cobertura de neve (m) da camada i e o coeficiente de extinção ε vale 20/m.

3.2.4 Fluxo combinado nas manchas

Cada mancha ocupa uma fração de área horizontal A_p em uma coluna de grade no RAMS. O total líquido de momentum, umidade, calor sensível, fluxos de ondas longas e curtas entre a atmosfera e os componentes do LEAF-2 formam o fluxo integral em cada mancha, com peso correspondente a fração de área da mancha. O fluxo superficial integrado de momentum sobre todas as manchas é calculado por

$$\overline{u'w'} = - \left(\frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p \quad 3.3a$$

$$\overline{v'w'} = - \left(\frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \right) \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p \quad 3.3b$$

e a temperatura e fluxo de vapor médios são dados por

$$\overline{w'T'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* T_*)_p \quad 3.4a$$

$$\overline{w'\chi'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* \chi_*)_p \quad 3.4b$$

onde NP é o numero de manchas em uma coluna de grade, (u,v) são as componentes horizontais da velocidade, w é a velocidade vertical, T é a temperatura e χ é a razão de mistura do vapor do nível atmosférico mais baixo do modelo.

3.3 Transição do LEAF-2 para o LEAF-3

Para a obtenção de importantes parâmetros de vegetação tais como LAI (índice de área foliar), fração coberta, albedo e comprimento de rugosidade, no LEAF-2, costumava-se

especificá-los de acordo com a classe de vegetação. Isso foi modificado adicionando-se uma dependência sazonal ao LAI e à fração coberta, cuja amplitude também é função da classe de vegetação e latitude. Aperfeiçoamentos recentes na representação desses parâmetros, com a “adoção” de alguns parâmetros do SiB 2 (SELLERS et al., 1996), foram incluídos no LEAF-2 e representam o primeiro estágio na construção do LEAF-3. Esses aperfeiçoamentos estão baseados em observações de satélites da “verdura” da vegetação, representada pelo NDVI (ver apêndice B). Através dos valores de NDVI pode-se retirar informações valiosas na variabilidade espacial e temporal do verdor da vegetação, as quais não estavam representadas no LEAF-2 (TREMBACK & WALKO, 2005).

3.3.1 Aspectos técnicos

Algumas das principais modificações apresentadas no LEAF-3 dependem do NDVI. Para o cálculo dessa variável, dois índices de vegetação são calculados, através do sensoriamento remoto, um para o canal de reflectância¹ na região do visível e outro próximo ao infra-vermelho (0.58 a 0.68 μm e 0.73 a 1.10 μm).

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) e a razão simples são calculados respectivamente por

$$NDVI = \frac{a_n - a_v}{a_n + a_v} \quad 3.5$$

$$SR = \frac{1 + NDVI}{1 - NDVI} \quad 3.6$$

onde a_v e a_n são, respectivamente, as reflectâncias para intervalos de comprimento de ondas na região do visível e infra-vermelho próximo.

3.3.1.1 Cálculo da FPAR² através de dados de NDVI

A FPAR é calculada assumindo-se que o nonagésimo oitavo percentil da distribuição de NDVI representa uma vegetação completamente coberta e em atividade

¹ Reflectância: razão entre a radiação incidente em uma superfície e a radiação refletida por ela.

² Fração da PAR (sigla inglesa de Radiação Fotossinteticamente Ativa) absorvida pela copa da planta.

máxima, com FPAR próxima à unidade. Assume-se também que o valor da quinta percentil não representa atividade e que neste caso FPAR vale 0,001. A relação entre FPAR e SR é dada por:

$$FPAR = FPAR_{\min} + (SR - SR_{i,\min}) \frac{FPAR_{\max} - FPAR_{\min}}{SR_{i,\max} - SR_{i,\min}} \quad 3.7$$

onde os valores máximo ($FPAR_{\max} = 0.950$) e mínimo ($FPAR_{\min} = 0.001$) de FPAR são independentes do tipo de vegetação; $SR_{i,\max}$ e $SR_{i,\min}$ são os valores de SR correspondendo, respectivamente, à nonagésima oitava e quinta percentil de uma população de dados de NDVI para um dado tipo de vegetação.

3.3.1.2 Cálculo dos parâmetros de vegetação

O índice de área foliar verde, L_G , é estimado diretamente a partir de FPAR. A relação entre FPAR e L_G , não depende do F_{cl} , o fator de “acúmulo” de vegetação.

$$L_G = L_{G,\max} \left[F_{cl} \frac{FPAR}{FPAR_{\max}} + (1 - F_{cl}) \frac{\log(1 - FPAR)}{\log(1 - FPAR_{\max})} \right] \quad 3.8$$

A fração de área coberta da vegetação é calculada pela expressão

$$F_V = F_{V\text{MAX}} (1 - e^{-E_V L_T}) \quad 3.9$$

As expressões para o albedo das componentes da vegetação e para o comprimento de rugosidade da vegetação são dados, respectivamente, por:

$$\alpha_V = \alpha_G F_G + \alpha_B (1 - F_G) \quad 3.10$$

$$z_0 = H_V (1 - b_z e^{-h_z L_T}) \quad 3.11$$

Os parâmetros a seguir são funções apenas da classe de vegetação:

- $L_{V\text{MAX}}$ – índice máximo de área foliar verde
- F_{cl} – fator de acúmulo de vegetação

- F_{VMAX} – fração coberta máxima
- α_G - albedo da vegetação verde
- α_B - albedo da vegetação marrom
- $FPAR_{max}$ – máximo valor de FPAR
- H_V – altura da vegetação
- L_D – índice de área de matéria morta
- L_S – índice de área de tronco

além disso b_z , h_z e v são constantes para todas as classes de vegetação.

As quantidades índice de área foliar total, L_T , e fração verde F_G , dependem em parte dos valores observados de NDVI, e são dadas, respectivamente, por

$$L_T = L_G + L_D + L_S \quad 3.12$$

$$F_G = \frac{L_G}{L_T} \quad 3.13$$

onde L_D é o índice de área de material morto correspondente à matéria morta e L_S corresponde a troncos e outras matérias não-verdes.

Com estas modificações vários dos parâmetros utilizados no LEAF-2 foram substituídos.

Para os propósitos desse trabalho vale destacar a importância da opção de “rugosidade dinâmica”, uma vez que esta variável antes era função apenas do tipo de vegetação e agora, como foi mostrado antes, depende também do índice de área foliar total, que é função dos valores de NDVI, e da altura das árvores, que é função apenas do tipo de vegetação. Isto propiciará a análise do efeito da rugosidade da vegetação no perfil do vento e na turbulência, aspectos de grande importância na aferição do potencial eólico de uma região e na vida útil de uma fazenda de ventos, respectivamente.

3.4 Parametrização da mistura turbulenta

3.4.1 Parametrização baseada na deformação (do fluido)

Os espaçamentos horizontal e vertical do modelo determinam a escala espacial dos campos de variáveis prognósticas que podem ser explicitamente resolvidos e os que não podem ser resolvidos no modelo. Aplicando-se a média de Reynolds nas equações prognósticas para o momentum e quantidades escalares divide-se o transporte advectivo em quantidades resolvidas e não-resolvidas (RAMS-Technical Manual).

No RAMS, as quantidades transportadas que não são resolvidas são parametrizadas usando-se a teoria-K, em que as covariâncias são calculadas como o produto de um coeficiente de mistura turbulenta e o gradiente da quantidade transportada. Para escalares esta parametrização assume a forma

$$\left(\frac{\partial u_j}{\partial t} \right)_{TURB} = \frac{\partial}{\partial x_i} \overline{u_i u_j} \quad 3.14 a$$

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{TURB} = \frac{\partial}{\partial x_i} \overline{u_i \phi} \quad 3.14 b$$

$$\overline{u_i \phi} = -K_{hi} \frac{\partial \phi}{\partial x_i} \quad 3.14 c$$

onde K_{hi} é o coeficiente de mistura turbulenta para escalares aplicada na direção i .

Para as componentes da velocidade são usadas duas formas, dependendo da escala do movimento resolvido na grade. Quando o espaçamento horizontal é comparável ao vertical, de tal forma que os movimentos convectivos sejam resolvidos, o tensor de Reynolds é calculado por:

$$\overline{u_i u_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad 3.15$$

que é aplicada à direção i , com i e $j = [1,2,3]$, onde K_{mi} é o coeficiente de mistura turbulenta para o momentum. Assume-se, neste caso que $K_{mi} = K_{mj}$ de tal forma que $\overline{u_i u_j} = \overline{u_j u_i}$.

Se o espaçamento horizontal é muito maior que o vertical, o que significa que o transporte convectivo vertical não é resolvido explicitamente, o tensor de Reynolds não precisa ser necessariamente simétrico entre as direções horizontal e vertical. Neste caso a parametrização do fluxo é dada pela expressão:

$$\overline{u_i u_j} = -K_{mi} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad 3.16$$

Há quatro formas diferentes de se calcular K_{mi} e K_{hi} . Dois dos quais relacionam os coeficientes de mistura à taxa de deformação do fluido e incluem correções para a frequência de Brunt - Vaisala e o número de Richardson. Estes esquemas, nos quais os coeficientes de mistura dependem apenas das propriedades locais do fluxo, são puramente locais.

As duas outras formas calculam os coeficientes de mistura a partir de uma equação de energia cinética turbulenta (ECT) parametrizada em escala de subgrade que é prognosticada pelo modelo. Apesar de os coeficientes de mistura serem diagnosticados a partir do valor local da ECT, esses esquemas são tidos como não local porque a ECT pode ser gerada em qualquer lugar e transportada para novos locais no domínio do modelo.

Em cada par de esquemas, locais e não-locais, um se aplica a casos de pequeno espaçamento horizontal e o outro aplica-se em casos de grande espaçamento horizontal.

O coeficiente de mistura turbulenta para o esquema local com pequeno espaçamento de grade é dado por:

$$K_{mi} = \rho(C_x \Delta x)(C_z \Delta z) \left\{ S_3 + F_H [\max(0, 1 - F_B)]^{0.5} \right\} [\max(0, 1 - R_{hi} R_i)]^{0.5} \quad 3.17$$

$$K_{hi} = -R_{hi} R_i \quad 3.18$$

onde C_x e C_z são coeficientes adimensionais que multiplicam os espaçamentos horizontal e vertical de grade para obter escalas de comprimento de mistura horizontal e vertical, respectivamente, F_H é um valor opcional que pode ser escolhido como 0 ou 1, F_B é a frequência de Brunt-Vaisala, R_i é o número de Richardson e R_{hm} é uma razão especificada do coeficiente de mistura escalar para o de momentum, S_3 é a magnitude do tensor de taxa de deformação tridimensional dado por

$$S_3 = \left[\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_{ji}}{\partial x_i} \right)^2 \right]^{0,5} \quad 3.19$$

Quando o espaçamento horizontal é grande o esquema de deformação local usa um coeficiente de mistura turbulenta dado por

$$K_i = \rho_0 \max \left[K_{mh}, (C_x \Delta x)^2 \{ S_2^{0,5} \} \right] \quad 3.20$$

onde K_{mi} é um valor mínimo imposto ao coeficiente de mistura horizontal dado por

$$K_{mh} = 0,075 K_A (\Delta x^{4/3}) \quad 3.21$$

onde K_A é um coeficiente, especificado pelo usuário, da ordem de 1.

3.4.2 Parametrização da energia cinética turbulenta

Se o espaçamento horizontal é grande pode-se utilizar o esquema de Mellor-Yamada (1974) para calcular os coeficientes de mistura vertical enquanto que o esquema local de deformação descrito acima é usado para calcular o coeficiente de mistura horizontal. Este é um esquema de fechamento de subgrade que parametriza apenas o transporte turbulento em escala menor que a menor escala resolvida no modelo e assume que os movimentos resolvidos são capazes de carregar o volume de transporte turbulento. Esse transporte é aplicado às direções horizontal e vertical.

No esquema de Mellor-Yamada, conhecido como sendo de nível 2.5, os campos de vento (u e v), temperatura potencial (θ) e energia cinética turbulenta (TKE) são providos pelos campos prognósticos no RAMS. Este esquema é baseado na equação prognóstica da energia cinética turbulenta que é resolvida no modelo meteorológico.

Pela definição de energia cinética turbulenta, vista no cap. 2, tem-se

$$e = 0,5(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}), \quad 3.22$$

a equação prognóstica para a energia cinética turbulenta é repetida a seguir, usando uma notação pouco diferente

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -u \frac{\partial e}{\partial x} - v \frac{\partial e}{\partial y} - w \frac{\partial e}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_e \frac{\partial e}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_e \frac{\partial e}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} K_e \frac{\partial e}{\partial z} + P_s + P_b + \varepsilon \quad 3.23$$

onde P_s é o termo de produção por cisalhamento

$$P_s = K_m \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \quad 3.24$$

e P_b é o termo de produção por empuxo

$$P_b = - \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad 3.25$$

o termo de dissipação é dado por

$$\varepsilon = a_e \frac{e^{3/2}}{l} \quad 3.26$$

Os coeficientes de difusividade turbulenta para o momentum, calor e TKE, são dados respectivamente por

$$\begin{aligned} K_m &= S_m l \sqrt{2e} \\ K_h &= S_h l \sqrt{2e} \\ K_e &= S_e l \sqrt{2e} \end{aligned} \quad 3.27$$

O vento e a temperatura entram nesses cálculos na forma de gradientes adimensionais verticais:

$$\begin{aligned} G_u &= \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial u}{\partial z} \\ G_v &= \frac{l}{\sqrt{2e}} \frac{\partial v}{\partial z} \\ G_m &= G_u^2 + G_v^2 \\ G_h &= - \frac{g}{\theta} \frac{l^2}{2e} \frac{\partial \theta}{\partial z} \end{aligned} \quad 3.28$$

A escala de comprimento turbulenta, l , é assumida como

$$l = \frac{\kappa(z + z_0)}{1 + \kappa(z + z_0) / l_\infty} \quad 3.29$$

$$l_\infty = 0,1 \frac{\int_0^H z \sqrt{e} dz}{\int_0^H \sqrt{e} dz}$$

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

um limite superior para l é dado por

$$l \leq 0,75 \left[\frac{2e}{\left(\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)} \right] \quad 3.30$$

A condição acima implica $G_h \geq -0,75^2$.

No nível 2.5 as difusividades adimensionais turbulentas dependem de gradientes adimensionais do vento e da temperatura potencial

$$S_m = \frac{A_1 \{1 - 3C_1 - 3A_2 [B_2(1 - 3C_1) - 12A_1C_1 - 3A_2] G_h\}}{1 - 3A_2(7A_1 + B_2)G_h + 27A_1A_2^2(4A_1 + B_2)G_h^2 + 6A_1^2[1 - 3A_2(B_2 - 3A_2)G_h]G_m} \quad 3.31$$

$$S_h = A_2 \frac{1 - 6A_1S_mG_m}{1 - 3A_2(4A_1 + B_2)G_h} \quad 3.32$$

Onde as constantes empíricas são:

$$\{A_1; A_2; B_1; B_2; C_1; S_e; a_e\} = \{0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08; 0,20; 2^{2/3} / 16,6\} \quad 3.33$$

No capítulo 5 serão mostrados os resultados das duas simulações feitas com o RAMS. Lá serão discutidas as diferenças entre os resultados das duas simulações no tocante ao cálculo da turbulência e as alterações devido à variação da rugosidade.

4 Metodologia

4.1 Introdução

Como foi discutido no primeiro capítulo desse trabalho, muitos são os fatores que contribuem para a formação de turbulência no vento no interior da camada limite planetária. Dessa forma, uma grande quantidade de variáveis precisam ser analisadas para a verificação do desempenho do modelo na aferição da turbulência gerada. No entanto, este trabalho analisa basicamente o efeito da mudança de rugosidade da superfície, principalmente da rugosidade da vegetação, na geração de turbulência. Dessa forma, a análise se dá apenas nas variáveis *speed10m*, que representa a intensidade do vento na altura de 10m, nos fluxos de calor sensível e latente, e no vento na altura de 47m (muitas turbinas eólicas no estado da arte são instaladas a 50m de altura) o que equivale ao primeiro nível do modelo acima do solo e a energia cinética turbulenta. Essas variáveis, como já foi discutido, são fortemente dependentes da rugosidade da superfície.

Para testar o desempenho do modelo RAMS no cálculo de turbulência três simulações foram realizadas. Foram realizadas duas simulações para o ano de 1993 e uma para o ano de 1985. As simulações para o ano de 1993 diferiram entre si apenas pela modificação na variável *NDVIUP* a qual foi atribuída o valor 0 em uma simulação e 1 na outra. O valor 0 equivale a manter constante no tempo os valores de NDVI. A opção 1 implica em uma variação temporal nesses valores. As simulações tiveram duração de cinco meses iniciando-se no primeiro dia de janeiro e findando no último dia de maio para cada um dos anos. Dessa forma pretendeu-se simular as estações chuvosas de dois anos sendo um deles muito chuvoso (1985) e o outro caracterizado por forte escassez de chuva (1993).

Mantendo-se constante os valores de NDVI significa manter constante as variáveis que deles dependem como, por exemplo, a rugosidade da vegetação. Neste caso os valores de rugosidade são calculados e mantidos constantes durante a simulação. Ao se fazer variar os valores de NDVI gera-se variação temporal nas variáveis dependentes da cobertura da superfície e, conseqüentemente, dos tipos de vegetação.

A comparação dos resultados obtidos nas simulações com configurações diferentes trará informações importantes para a compreensão do papel dos valores de NDVI no modelo RAMS.

4.2 Caracterização da região em estudo

Pretende-se com esse trabalho analisar os mecanismos de geração de turbulência no semi-árido do Nordeste, na região cuja vegetação predominante é a caatinga. O Semi-árido brasileiro (ver Fig. 3.1) ocupa uma área total de 974.752 km² nos estados do Nordeste (86,48%), com exceção do Maranhão. O norte do estado de Minas Gerais (107.343,70 km² ou 11,01%), e o norte do Espírito Santo (24.432,70 km² ou 2,51%) também estão incluídos. O clima semi-árido predomina nas depressões entre planaltos do sertão nordestino e no trecho baiano do vale do Rio São Francisco. Suas características são temperaturas médias elevadas, em torno de 27º C, e amplitude térmica em torno de 5º C. As chuvas, além de irregulares, não excedem os 800 mm/ano, o que leva às “secas do Nordeste”, os longos períodos de estiagem.

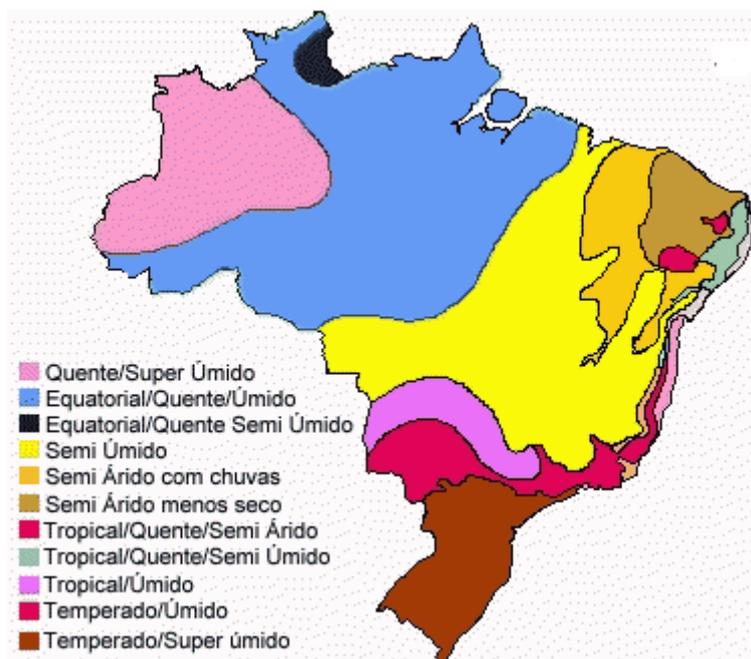


Figura 4.1: Mapa dos tipos de clima do Brasil (fonte: IBGE).

A caatinga é a vegetação típica do semi-árido, como pode ser visto pelo mapa de vegetação (bioma) a seguir: O Bioma Caatinga se estende pela totalidade do estado do Ceará (100%) e mais de metade da Bahia (54%), da Paraíba (92%), de Pernambuco (83%), do Piauí (63%) e do Rio Grande do Norte (95%), quase metade de Alagoas (48%) e Sergipe (49%), além de pequenas porções de Minas Gerais (2%) e do Maranhão (1%) (IBGE, 2005).



Figura 4.2: Mapa de biomas do Brasil (fonte: IBGE)

O estado do Ceará, que é totalmente coberto pela caatinga, é o foco principal desse trabalho.

4.3 Simulações para os anos de 1985 e 1993

4.3.1 Configuração das grades

As três simulações (duas para 1993 e uma para 1985) foram configuradas com apenas uma grade sobre o nordeste brasileiro, cujo centro se encontra nas coordenadas 5,5º de latitude sul e 39,5º de longitude oeste. A grade é composta de 55 pontos nas direções x e y e 33 pontos na vertical. O espaçamento horizontal é de 40 km e na vertical foi atribuído o valor 100m para o espaçamento do primeiro nível do modelo, sendo a razão de expansão na vertical igual a 1,2 e o máximo valor para o espaçamento vertical igual a 1 km. O modelo consta ainda de 11 níveis de solo e um nível de cobertura de neve. Para cada célula de grade foram atribuídas três “manchas”, das quais duas são preenchidas por vegetação. Dentre as opções do modelo escolheu-se o *deciduous shrub* (arbustos cujas folhas se desprendem) como o tipo de vegetação característico.

No que se refere ao esquema de rugosidade da superfície, importante no cálculo de fluxos superficiais de momentum, calor sensível e calor latente, o modelo RAMS oferece duas opções a serem escolhidas a partir da variável `IZOFLAG`. Ao ser escolhido o valor 0 os valores de comprimento de rugosidade de solo, cobertura de neve e vegetação são calculados no LEAF. Se o valor 1 for escolhido então o cálculo será feito a partir dos valores de rugosidade da topografia de subgrade do modelo. Neste caso é necessário escolher um valor máximo para o comprimento de rugosidade que pode atingir vários metros de altura como pode ser visto na *namelist*, disponível no sítio: (www.atmet.com). O máximo valor para o comprimento de rugosidade deve ser especificado na variável `ZOMAX` e escolheu-se o valor 2m. Essa escolha está baseada no Atlas eólico do Ceará como pode ser visto nas fig. 1.1 e 1.3 da Introdução. Os máximos valores para o comprimento de rugosidade no estado chegam a 3m, mas apenas para a região de Fortaleza. Para o fator de rugosidade, variável `ZOFACT`, escolheu-se o valor 0,005 que é sugerido no modelo.

Quanto às parametrizações de radiação (ondas longas e curtas) o RAMS oferece três opções diferentes: esquemas de Mahrer e Pielke (Mahrer & Pielke, 1977), Chen e Cotton (Chen & Cotton, 1983) e esquema de Harrington (Harrington, 1997). O primeiro é o mais simples, o que apresenta menor custo computacional uma vez que nele não consta a presença de nuvens. Ele não é apropriado para estudos em que a atenuação da radiação por parte das nuvens é relevante. No esquema de Chen & Cotton a condensação na atmosfera é considerada, exceto nos locais onde se encontra água de nuvem, chuva ou gelo. O esquema de Harrington é o que exibe maior custo computacional uma vez que é o mais complexo. Nesse são considerados todas as formas de condensação como água de nuvem, chuva, cristal de gelo, neve, entre outros. A parametrização de Harrington ainda traz outras diferenças em comparação com os outros esquemas como o fato de acrescentar níveis extras ao modelo para o cálculo de radiação nos casos em que o domínio do modelo não atinge 25 km de altura, no mínimo, como pode ser visto na *namelist* do programa (www.atmet.com).

As parametrizações de convecção são utilizadas para redistribuir verticalmente calor e umidade em uma coluna de grade quando o modelo gera uma região convectivamente instável e a resolução horizontal do modelo é muito grossa para que este desenvolva sua própria circulação convectiva. No caso das simulações feitas neste trabalho, (estações chuvosas dos anos de 1993 e 1985) o espaçamento horizontal utilizado não propicia a resolução direta da convecção. As opções de esquemas de convecção no RAMS são o esquema do tipo Kuo (Kuo, 1974), que é largamente utilizado, e o esquema de Kain-Fritz (Kain-Fritz,

1990), mas esse esquema foi implementado no RAMS apenas a partir da versão 6.0. Alguns trabalhos (Sousa et al., 2006) mostram que o último esquema não é tão eficiente quanto o esquema de Kuo, daí porque a preferência por este.

Para simulações em que o espaçamento horizontal é muito maior que o vertical, como é o caso das parametrizações aqui discutidas, o modelo RAMS oferece duas opções de esquemas de turbulência. O mais difundido e o que é utilizado neste trabalho é o esquema de Mellor-Yamada (Mellor-Yamada, 1974). Há ainda a opção de utilizar o esquema de Deardorff (Deardorff, 1980). No esquema de Mellor-Yamada uma equação prognóstica para a energia cinética turbulenta é utilizada.

Estas são as configurações básicas do modelo utilizado nestas 3 simulações. Maiores detalhes podem ser encontrados consultando na *ramsin* da simulação que se encontra no apêndice E deste trabalho.

Para validação do modelo utilizou-se os dados de reanálise do modelo global NCEP fornecido pelo NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, disponível na página: <http://www.cdc.noaa.gov/> (Kalnay et al., 1996). As variáveis utilizadas são: vento a 10m, rugosidade da superfície e fluxos líquido de calor sensível e latente.

Os resultados das simulações foram comparados com dados de reanálise do modelo global permitindo uma análise, ainda que apenas qualitativa, do desempenho do modelo.

5 Resultados

5.1 Introdução

Os resultados aqui apresentados mostram valores médios mensais para as variáveis *speed10m* (intensidade do vento a 10m de altura), fluxos de calor sensível e latente,

energia cinética turbulenta e vento a aproximadamente 47m de altura (primeiro nível do modelo acima do solo). Todas essas variáveis são explicitadas em gráficos de médias mensais para os meses de fevereiro, março, abril e maio. Também são mostrados gráficos da rugosidade da superfície. Os gráficos das simulações são comparados com dados de reanálise.

Para o vento a 47m são mostrados quatro gráficos de valores simulados, para cada mês: um para cada tipo de simulação, um outro gráfico mostrando a diferença, um quarto gráfico mostrando a diferença (erro) percentual. Para as variáveis speed10m e energia cinética turbulenta são mostrados três gráficos de simulação. Além disso ainda há um gráfico de reanálise para speed10m, em cada mês. Para os fluxos de calor sensível e latente são mostrados três gráficos de simulação, um para cada simulação e um terceiro mostrando a diferença, e um quarto gráfico com dados de reanálise.

Para simplificar a descrição, as simulações para as quais os valores de NDVI foram mantidos constantes serão referidas como S1_93 (simulação 1 de 1993) e S1_85 (simulação 1 de 1985) e aquela para a qual os valores de NDVI variaram com o tempo será referida como S2_93 (simulação 2 de 1993).

5.2 Resultados das simulações de 1993

Todas as simulações têm duração de 5 meses. No entanto, a análise dos dados se concentra apenas nos meses de fevereiro, março, abril e maio. O mês de janeiro foi excluído para evitar possíveis erros de transiente no modelo. Além disso, os quatro meses utilizados na análise representam, historicamente, o período de maior índice de precipitação de toda a quadra chuvosa. Como a cobertura vegetal está de alguma forma relacionada com a umidade do solo, espera-se que neste período a cobertura vegetal atinja valores máximos e conseqüentemente a rugosidade da superfície também atinja valores máximos nesse período. A cobertura vegetal também influencia nos fluxos de calor sensível e latente o que acaba influenciando também na turbulência.

5.2.1 Rugosidade para 1993

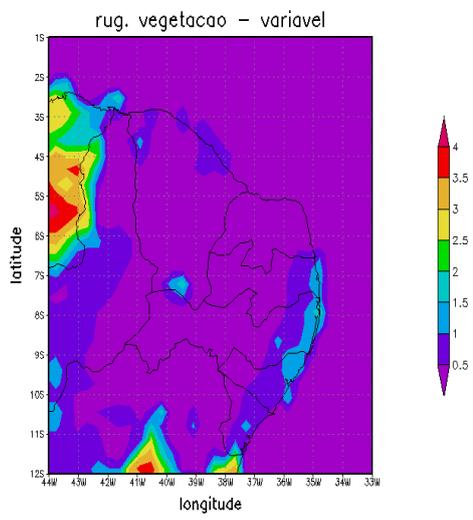
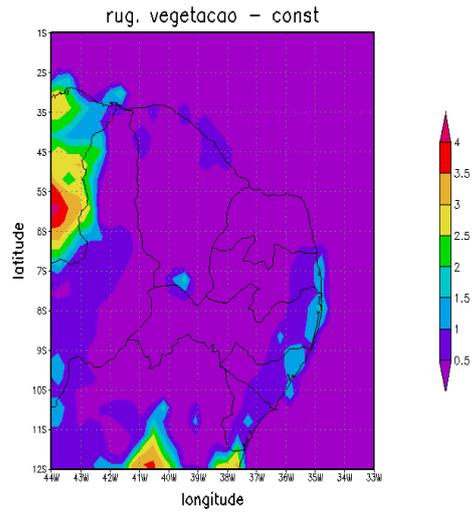
Os quatro gráficos da figura 5.1 mostram os valores do comprimento de rugosidade da vegetação em metro. No primeiro tem-se os valores de rugosidade para a simulação em que os valores de NDVI foram mantidos constantes no tempo (S1_93). No segundo tem-se os valores para a simulação em que houve variação temporal nos valores de

NDVI (S2_93), o terceiro gráfico mostra a diferença percentual entre os dois casos para a rugosidade da vegetação e o quarto representa os valores de rugosidade da superfície calculados a partir de dados de reanálise do NCEP. Salienta-se que a variável *ivegz0.2* representa os valores de rugosidade da vegetação para S2_93 enquanto que *ivegz0* representa a mesma variável para S1_93.

Os dois primeiros gráficos mostram que os valores mais baixos de rugosidade, sobre o continente, são aqueles correspondentes à região da caatinga com valores variando entre 0 e 1,0 m. Enquanto isso em regiões do Maranhão encontram-se os valores mais elevados para a rugosidade, em uma região coberta em parte pela floresta amazônica. Na parte do litoral que se estende desde a Bahia até o Rio Grande do Norte os valores de rugosidade da vegetação ficam entre 1,0m e 2,0m, na região cuja vegetação corresponde à Mata Atlântica. Alguns valores elevados para a rugosidade também podem estar associados ao relevo, é o caso de uma pequena área sobre o estado do Ceará onde se encontra a serra da Ibiapaba.

Observa-se nitidamente que as diferenças na rugosidade são pouco significativas e quase impossível de notar pela observação dos dois primeiros gráficos. O terceiro gráfico é mais esclarecedor. A partir dele é possível observar que, apesar de pequena a diferença, os valores de rugosidade, sobre o continente, foram maiores para a simulação S2_93 o que é bastante razoável. Entretanto é possível encontrar locais em que os valores de rugosidade para a simulação S1_93 foram maiores. Isso é totalmente compreensível. Isso ocorre porque se os valores de NDVI são constantes também serão os valores de rugosidade, ou seja, neste caso a rugosidade calculada pelo modelo depende apenas do tipo de vegetação. Como os gráficos representam valores médios é compreensível que em alguns locais os valores médios da rugosidade sejam menores que os valores constantes especificados para um dado tipo de vegetação, em uma dada área.

Os gráficos mensais do erro percentual médio para a rugosidade da vegetação são apresentados juntamente com os gráficos de energia cinética turbulenta. Com isso pretende-se facilitar a discussão da influência da rugosidade na geração de turbulência.



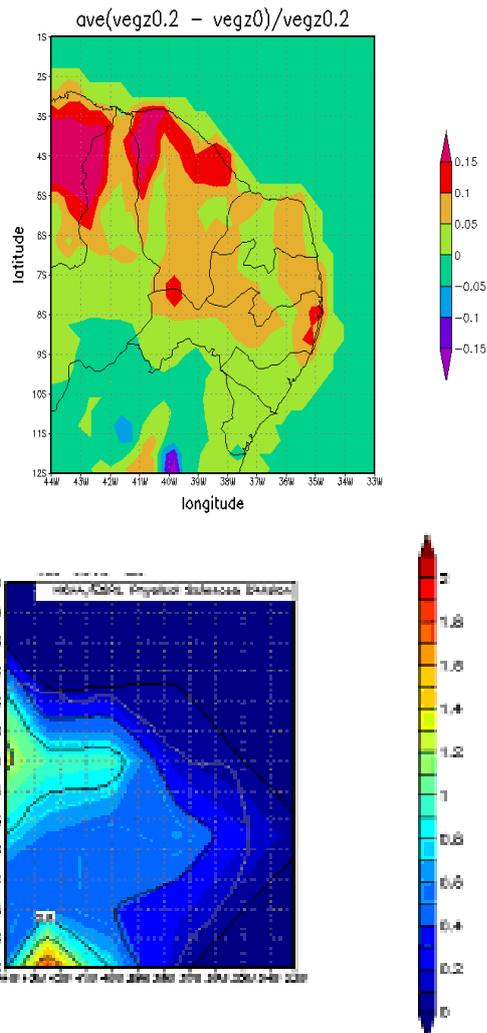


Figura 5.1 – Gráficos da rugosidade da superfície. Em cima a esquerda está representada a rugosidade da superfície para S1_93; a direita tem-se a rugosidade para S2_93 e abaixo, a esquerda, a diferença percentual e a direita valores de reanálise. Os valores representam uma média para os meses de fevereiro, março, abril e maio.

A alteração da rugosidade da superfície altera o perfil do vento, como já foi discutido no capítulo 2. Mas a alteração dos valores de NDVI acarreta na modificação de outras variáveis. A alteração da cobertura vegetal acarreta em mudanças no perfil do vento, mas também modifica os fluxos de calor sensível e latente o que implicará na geração de turbulência. A discussão para essas outras variáveis será dada a seguir.

5.2.2 Fluxos de calor sensível e latente para 1993

Nesta seção são apresentadas as médias mensais para os fluxos de calor sensível e latente para os quatro meses de simulação analisados. Os gráficos com títulos *sensflux* e *latflux* representam, respectivamente, os fluxos de calor sensível e latente para a simulação em que os valores de NDVI foram mantidos constantes no tempo (S1_93). Para a simulação com NDVI variável (S2_93) as mesmas variáveis são representadas, respectivamente, por *sensflux.2* e *latflux.2*. Os gráficos com títulos "*sf – sf.2*" e "*lf – lf.2*" representam, respectivamente, as diferenças entre os fluxos de calor sensível e de calor latente, sendo *sf* e *lf* os fluxos de calor sensível e latente para S1_93 e *sf.2* e *lf.2* os fluxos para a S2_93. Os gráficos de reanálise apresentam os fluxos líquidos de calor sensível e latente (calor emitido menos o recebido) e, portanto, não podem ser considerados para uma comparação quantitativa. Mas eles mostram que o modelo, ao menos qualitativamente, está coerente com os dados de reanálise do NCEP (ver referência aos dados no cap. 4).

O fluxo de calor sensível, sobre o continente, será baixo em situações em que o solo estiver saturado uma vez que nesses casos a superfície demora mais para aquecer. Ele depende também da cobertura vegetal, uma vez que quanto menor/menor for o albedo de um dado tipo de vegetação maior/menor será a quantidade de radiação absorvida por ela. A falta de cobertura vegetal, ou uma vegetação esparsa, caso da caatinga, propiciará o aquecimento da superfície porque nesse caso a quantidade de radiação que atinge a superfície é maior. Os gráficos de médias mensais mostram que, de maneira geral, o fluxo de calor sensível para S1_93 é maior. Isso acontece porque ao manter os valores de NDVI constantes as variáveis índice de Área Foliar (IAF), que representa a densidade média vertical da cobertura vegetal, e fração vegetada assumem valores menores do que os obtidos para a simulação S2_93. Isso significa que, em média, fazendo-se variar os valores de NDVI obtém-se uma maior cobertura vegetal.

De maneira geral os maiores valores para o fluxo de calor sensível encontram-se em uma faixa que corta os estados de Pernambuco e Paraíba atingindo estreitas faixas nos estados do Rio Grande do Norte e de Alagoas. Isso pode estar associado ao baixo índice de precipitação nessa área como pode ser visto pelos gráficos de precipitação no apêndice D. Percebe-se que essa faixa é quase toda coberta por caatinga então o fluxo de calor sensível elevado não pode ser justificado em função da cobertura vegetal. Mas a análise das taxas médias de precipitação indicam que nessa região a taxa de precipitação é pequena. Como o solo tem pouca umidade a superfície aquece muito, o que justifica o grande fluxo de calor sensível aí.

Na faixa litorânea e em regiões de serra como a da Ibiapaba (próximo à divisa do Ceará com o Piauí), por exemplo, o fluxo de calor sensível é baixo devido ao maior índice de umidade. Isso também é verdade para grandes bacias hidrográficas como fica perceptível para a bacia do Jaguaribe.

As diferenças entre os fluxos para as simulações S1_93 e S2_93 são mostrados e a partir dos gráficos é possível observar que a variação temporal dos valores de NDVI não produz grande efeito no fluxo de calor sensível. O fluxo de calor sensível para S1_93, em geral, é maior. Na faixa litorânea a diferença é muito pouco significativa. Isso se deve à umidade mais elevada que no interior, e ao tipo de vegetação que se apresenta mais densa e com uma densidade maior na cobertura. Na região que teve o maior fluxo médio de calor sensível, associado à baixa pluviosidade, o fluxo para S2_93 foi maior, em geral. É possível que isso se deva a um aumento na umidade nessa região, em virtude da alteração nos valores de NDVI. Apesar de (MELO et al, 2004) ter verificado que a diminuição dos fatores associados à cobertura vegetal propicia a precipitação convectiva, a precipitação de microfísica, que depende do vapor d'água local, deve ser favorecida pelo aumento da cobertura vegetal.

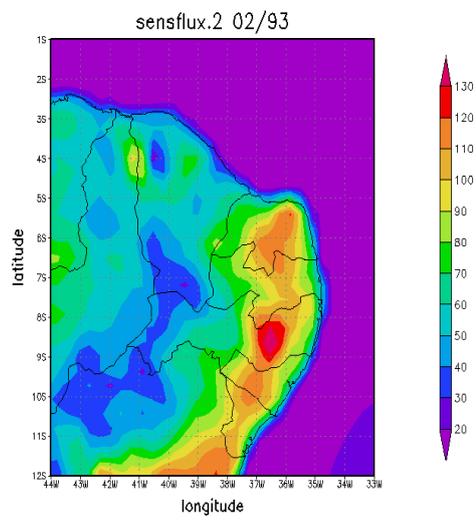
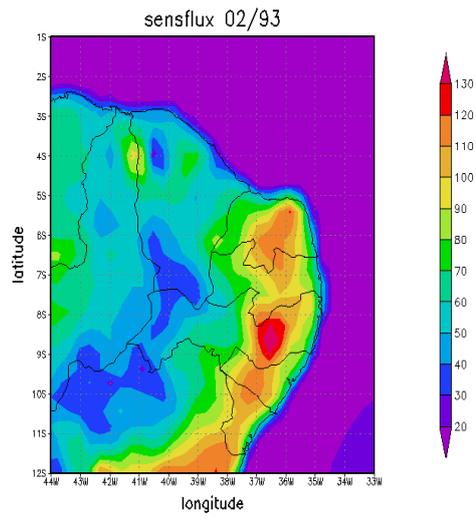
O fluxo de calor latente, via de regra, será maior quando o solo se encontrar saturado e nas regiões em que a vegetação tiver menor albedo. Quanto mais úmido o solo maior a taxa de evaporação e conseqüentemente o fluxo de calor latente. Esse também é função da taxa de transpiração das plantas, portanto tende a ser maior em regiões com maior cobertura vegetal.

A região que apresentou o menor fluxo médio de calor latente foi também aquela que apresentou o maior fluxo de calor sensível. Isso é bastante razoável e simples de compreender: essa região foi a que apresentou os menores índices de precipitação, conseqüentemente baixa umidade do solo; a baixa quantidade de água no solo diminui a taxa de evaporação e conseqüentemente o fluxo de calor sensível. Os maiores valores para o fluxo de calor latente encontram-se na faixa litorânea e nas regiões de serra, como na Ibiapaba. A região do vale do Jaguaribe também apresenta um alto fluxo de calor latente em virtude, principalmente, do alto nível de umidade.

A diferença entre os fluxos para as simulações S1_93 e S2_93 foi pouco significativa. No geral o fluxo para a simulação em que os valores de NDVI variaram com o tempo, S2_93, apresentou os maiores valores. Isso reforça a tese de que a alteração nos valores de NDVI influencia na precipitação ocasionando mais chuva para S2_93. Isso justificaria

os maiores valores para o fluxo de calor latente obtidos para essa simulação. A cobertura vegetal também deve influenciar, mas é difícil averiguar até que ponto essa influência se faz sentir.

A fig. 5.2 mostra os gráficos de calor sensível para o mês de fevereiro. Como já foi comentado, os maiores valores para o fluxo de calor sensível encontram-se em uma faixa que corta os estados de Pernambuco e Paraíba, possivelmente, em virtude do baixo índice de precipitação. Na faixa litorânea e em regiões serranas, como na serra da Ibiapaba, o fluxo de calor sensível é mais baixo em virtude do maior índice de umidade. Isso também ocorre em bacias hidrográficas como a do Jaguaribe.



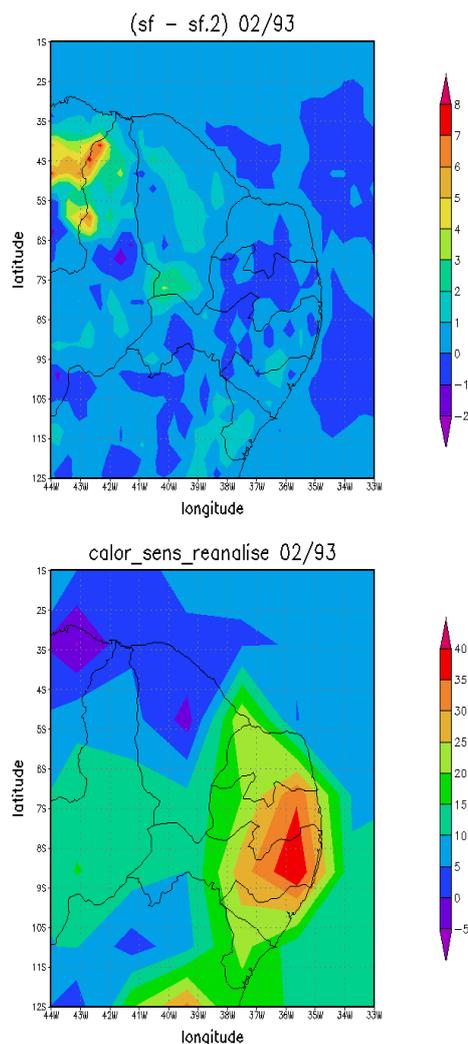
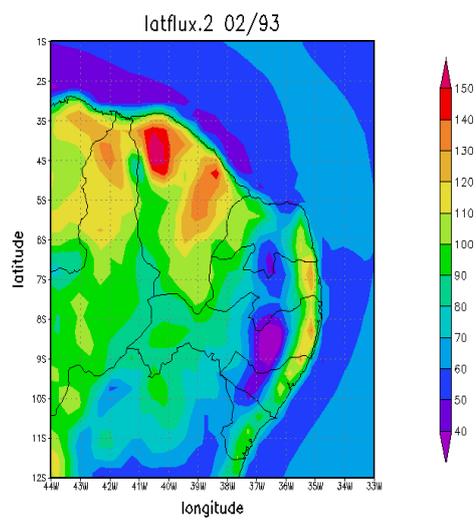
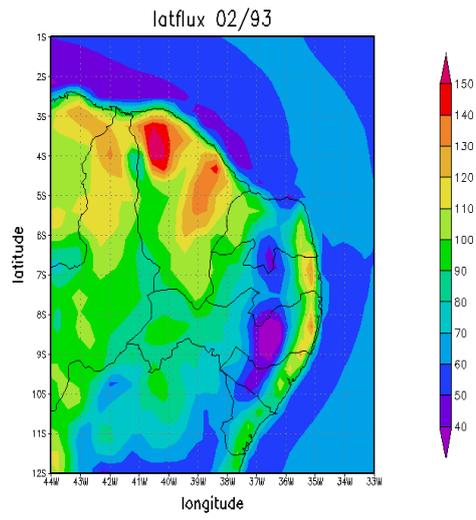


Figura 5.2 – fluxos de calor sensível para o mês de fevereiro. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

Na figura 5.3 encontram-se os fluxos de calor latente para o mês de fevereiro. Os menores valores para o fluxo médio de calor latente estão na mesma região em que se obteve os maiores fluxos médios de calor sensível. Isso pode está relacionado com o baixo índice de precipitação nessa região.



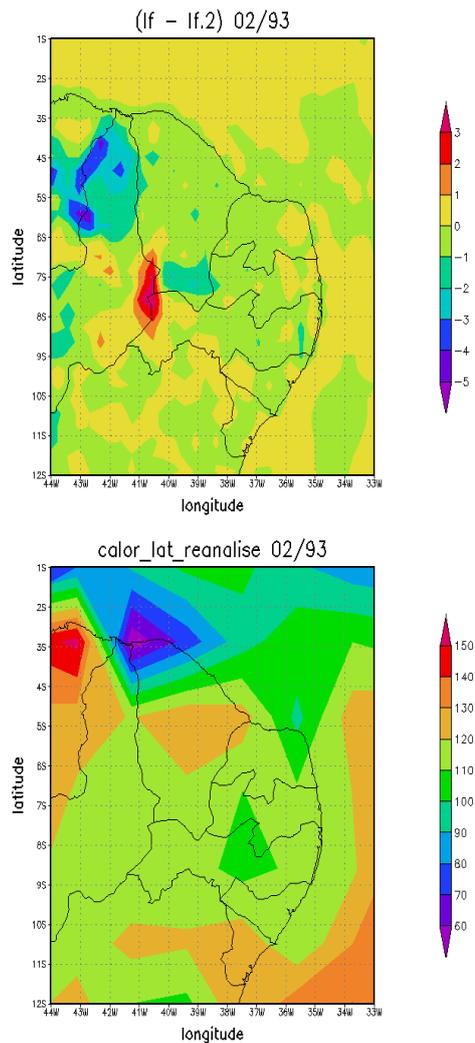
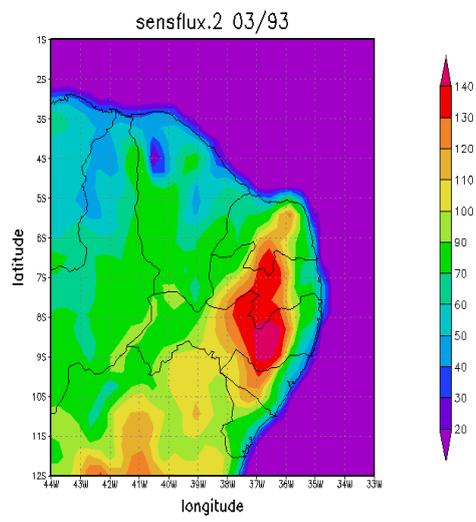
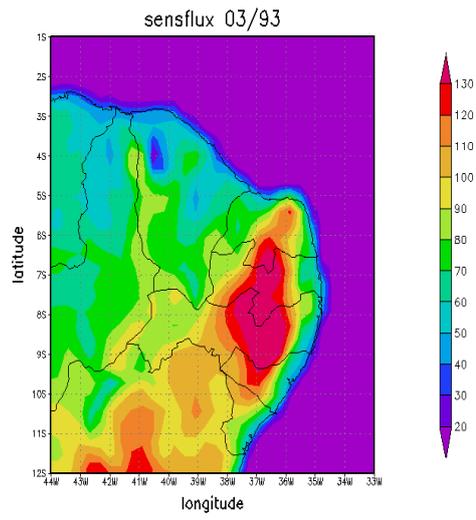


Figura 5.3 - fluxos de calor latente para o mês de fevereiro. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

As figuras 5.4 e 5.5 representam, respectivamente, os fluxos de calor sensível e latente, médios, para o mês de março.

Os fluxos de calor sensível para o mês de março se assemelham bastante aos fluxos para o mês de fevereiro, em termos qualitativos. Isso pode ser observado pela comparação das figuras 5.2 e 5.4. No entanto, para S2_93 os valores são um pouco mais elevados.



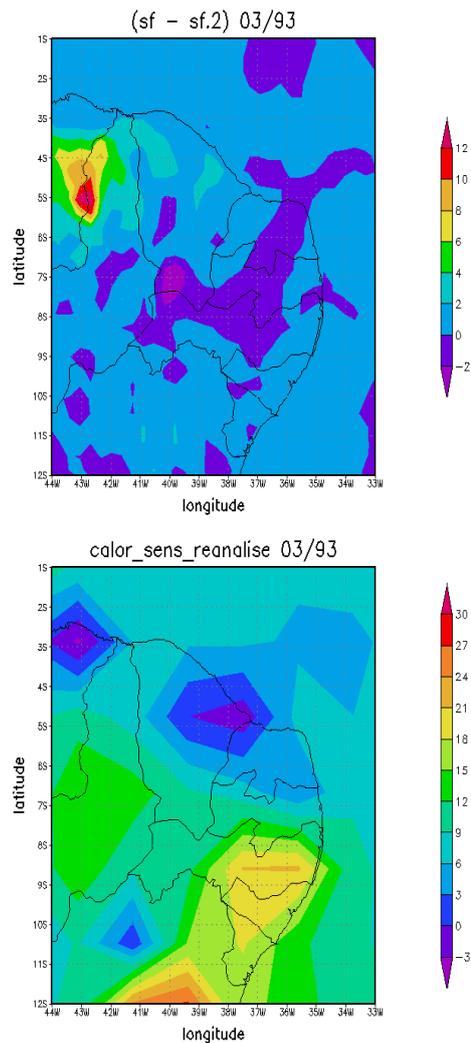
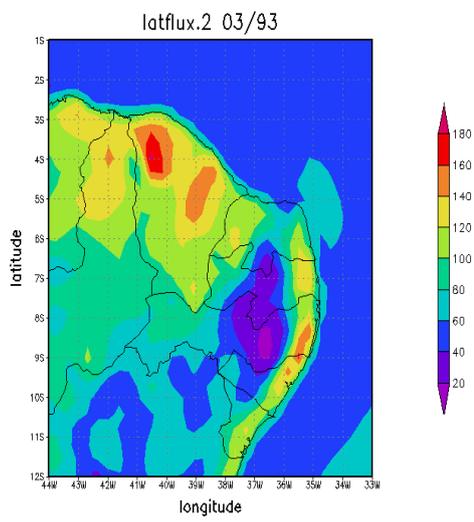
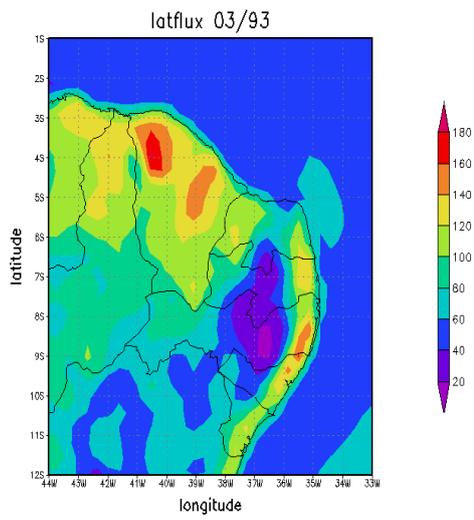


Figura 5.4 - fluxos de calor sensível para o mês de março. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

Os fluxos de calor latente para o mês de março são mais elevados, em comparação com os valores encontrados para fevereiro, como pode ser observado pelas figuras 5.3 e 5.5. os valores mais elevados para o calor latente estão relacionados com as regiões mais úmidas, como já foi comentado.



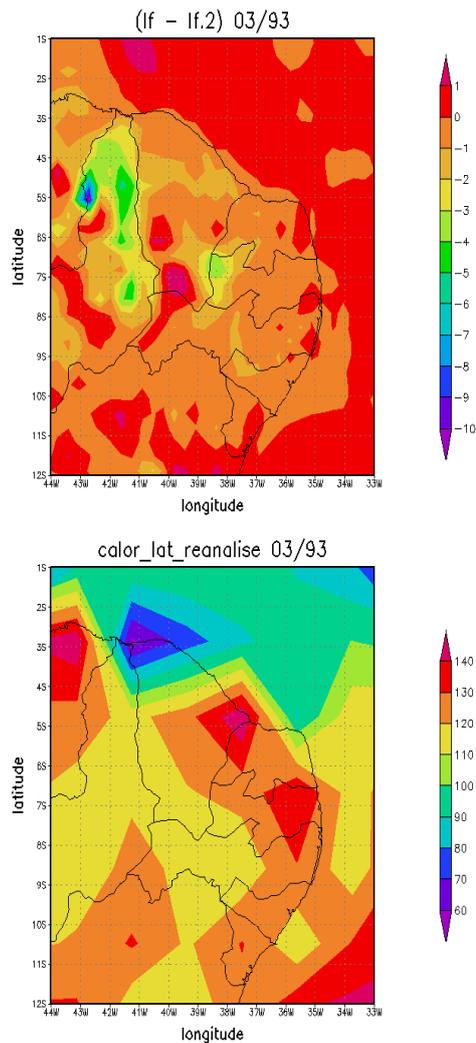
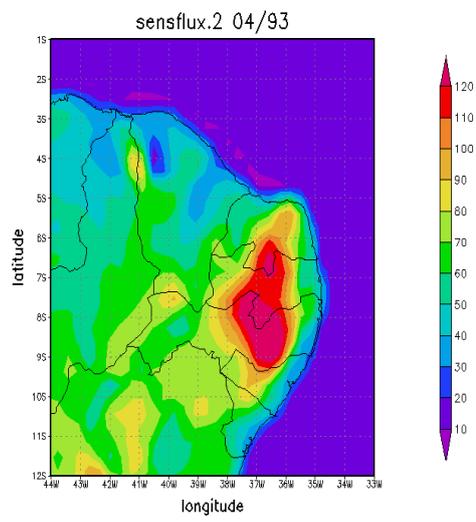
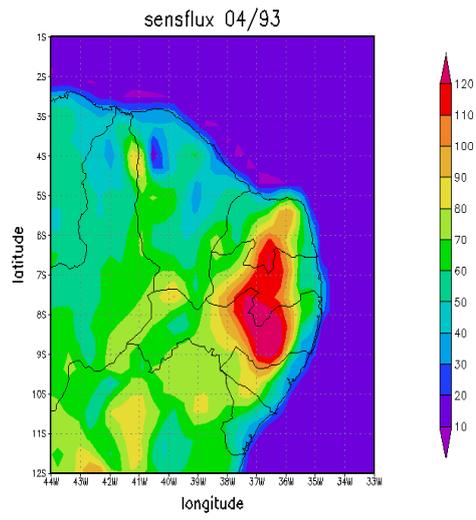


Figura 5.5 - fluxos de calor latente para o mês de março. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

A fig. 5.6 exhibe os valores do fluxo de calor sensível para o mês de abril.

Qualitativamente os valores são semelhantes aos dos meses anteriores, mas abril apresenta valores mais baixos para o fluxo de calor sensível, possivelmente, em virtude do maior índice de precipitação nesse mês.



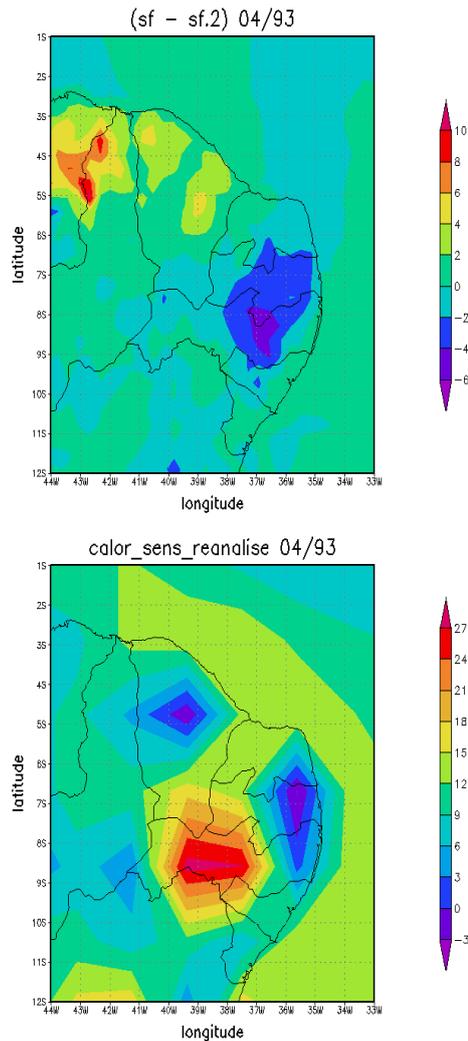
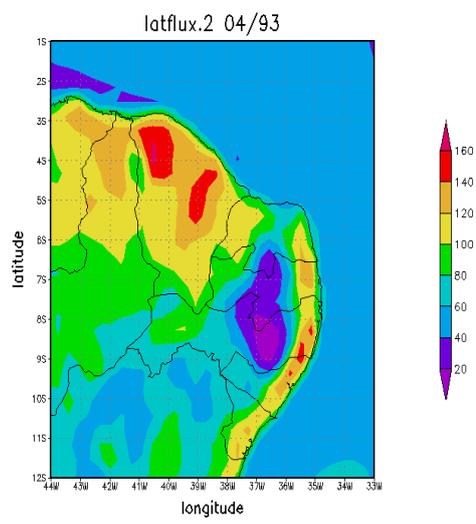
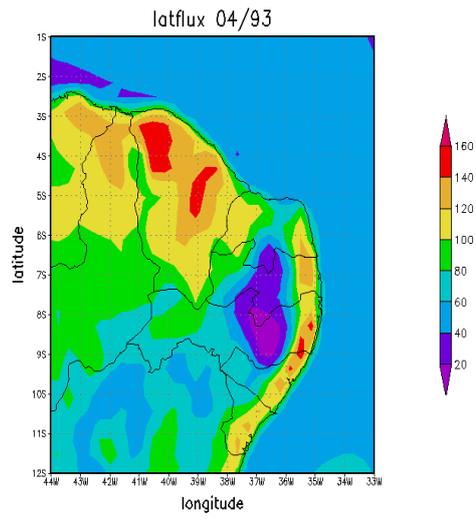


Figura 5.6 - fluxos de calor sensível para o mês de abril. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

O fluxo de calor latente para abril é apresentado na fig. 5.7. O mês que apresentou os maiores valores para o fluxo de calor latente foi abril, enquanto que os menores valores foram observados para o mês de maio. Esse fato parece está relacionado a quantidade de precipitação. Mês de maio foi o menos chuvoso, propiciando tanto os maiores fluxos de calor sensível, como já foi citado, quanto os menores valores para o fluxo de calor latente.



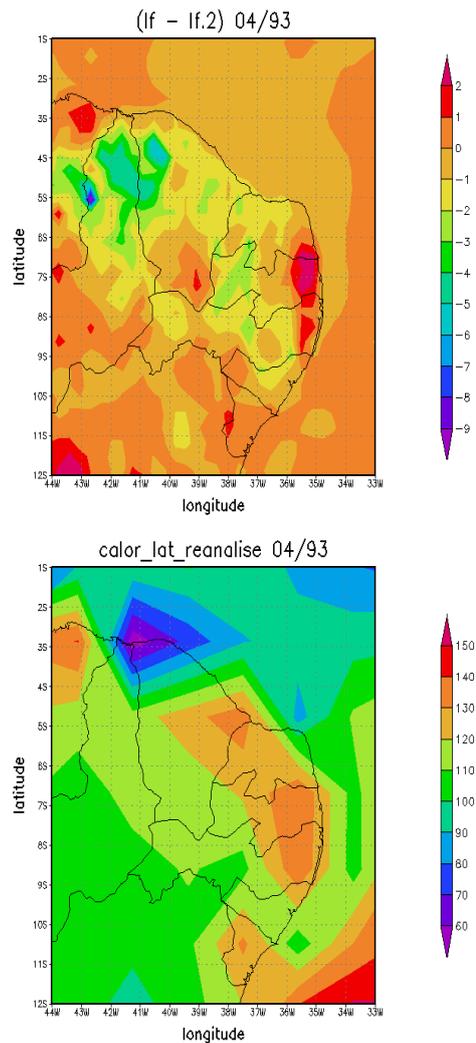


Figura 5.7 - fluxos de calor latente para o mês de abril. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

O último mês analisado foi maio. Os valores do fluxo de calor sensível para esse mês podem ser observados na fig. 5.8. O mês de maio foi o que apresentou o maior fluxo médio de calor sensível no período observado. Isso se deve à escassez de chuva durante esse mês. O fluxo para S2_93 é menor do que em S1_93 assim como acontece de maneira geral para os outros meses analisados.

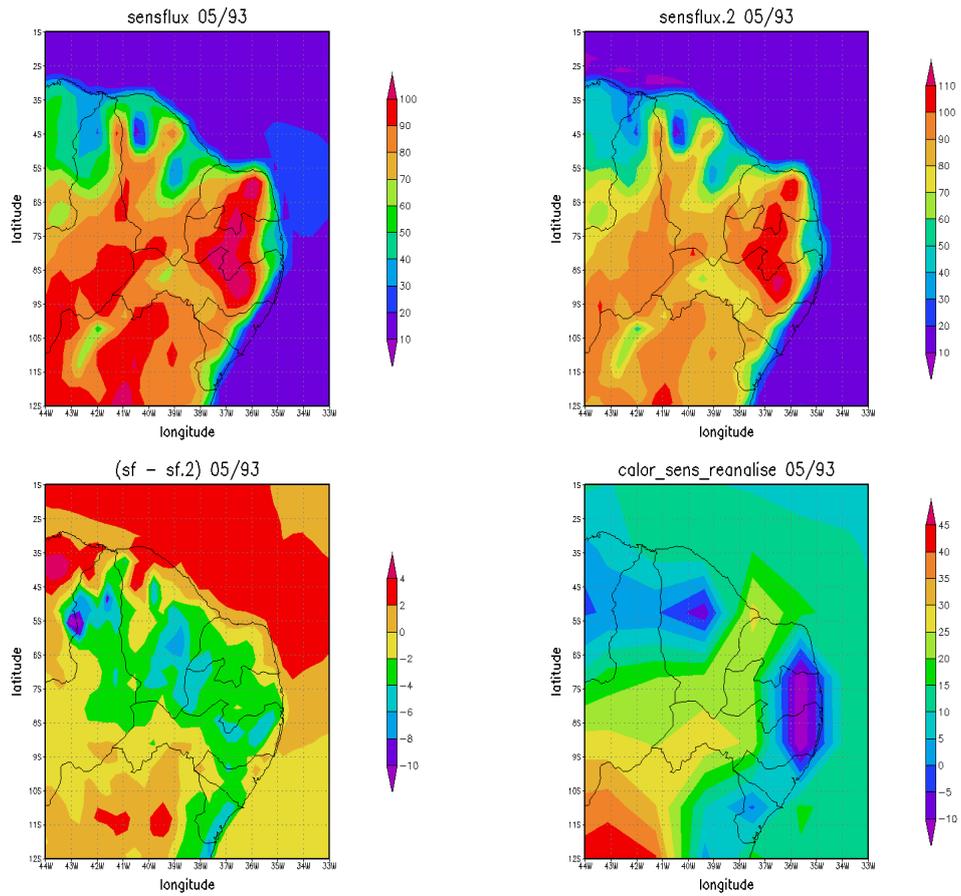
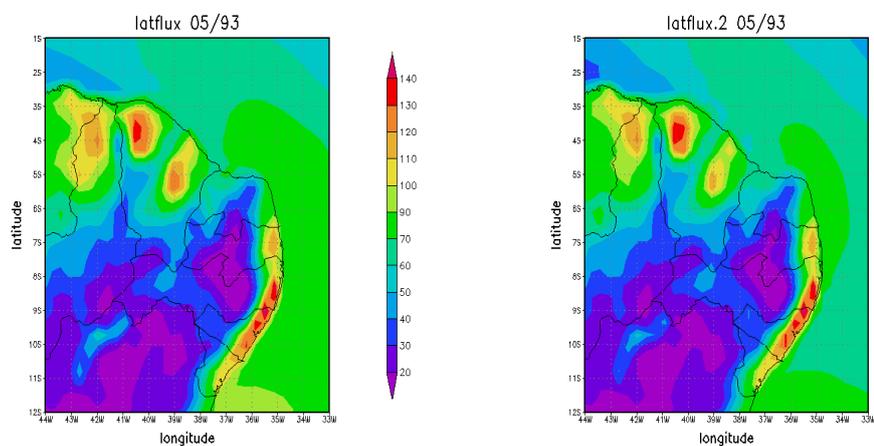


Figura 5.8 - fluxos de calor sensível para o mês de maio. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

Os fluxos de calor latente para o mês de abril são mostrados na fig. 5.9. Nas regiões para as quais os valores do calor sensível são baixos, o calor latente é mais elevado. Esse fato enaltece a dependência dos fluxos de calor sensível e latente com relação à umidade da superfície.



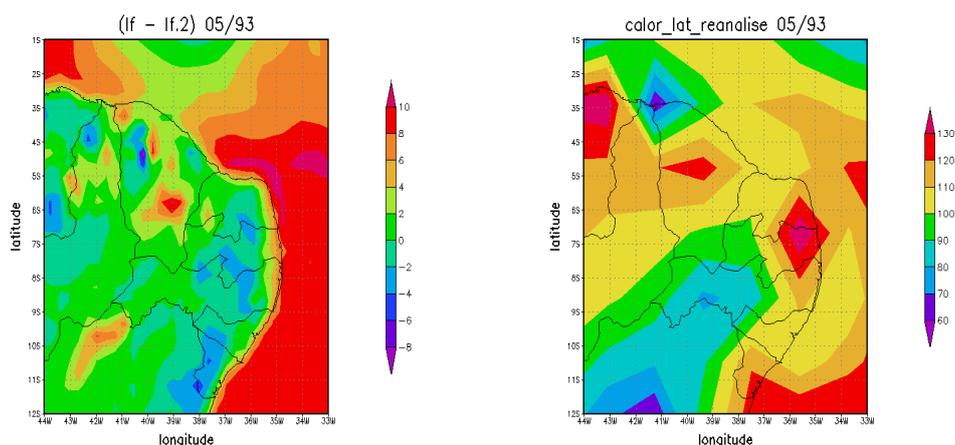


Figura 5.9 - fluxos de calor latente para o mês de maio. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor latente para S1_93, a esquerda a mesma variável para S2_93; em baixo a esquerda tem-se a diferença entre esses dois valores e a direita os valores da reanálise.

A figura 5.10 mostra a variação diurna dos valores de calor sensível e latente. No gráfico da esquerda, que refere-se ao fluxo de calor sensível, pode-se observar uma variação bem definida para essa variável, nas duas simulações. Percebe-se que o fluxo de calor sensível, que é baixo durante a noite, começa a aumentar por volta das 11:00 UTC atingindo o pico por volta das 16:00 UTC para S1_93. Para S2_93 há uma pequena diferença, ou seja, os valores de fluxo de calor sensível para a simulação em que os valores de NDVI variam no tempo atingem maiores valores e demoram um pouco mais para atingi-los. A partir do pico o fluxo passa a diminuir até por volta das 7:00 ou 8:00 UTC. De maneira geral esse valores são semelhantes aos que foram encontrados por (MELO et al., 2004). A diferença entre os valores encontrados para S1_93 e S2_93 é muito pequena. Percebe-se, no entanto, que para S2_93 o fluxo de calor sensível apresenta maiores picos, apesar de a vegetação nesse ponto apresentar-se com maior rugosidade, possivelmente mais densa, o que sugere menor taxa de radiação atingindo a superfície nesse caso. Portanto é razoável supor que a vegetação nesse ponto é maior para S2_93. Sendo assim a maior variação de fluxo de calor sensível para S2_93 pode está associada a alta umidade em relação ao valor associado com S1_93.

No gráfico a esquerda está representada a variação no fluxo de calor latente. O ciclo diurno do calor latente equivale ao que foi discutido para o fluxo de calor sensível. A partir de 11:00 UCT o fluxo de calor latente começa a aumentar atingindo o ápice por volta das 15:00 UTC decrescendo a partir daí, mas atingindo o valor mínimo apenas por volta das 00:00

UTC. A taxa máxima de evapotranspiração acontece por volta de meio dia (horário local). Os valores para a simulação S2_93 são mais elevados, no geral, em virtude da maior índice de precipitação para essa simulação. Observa-se também que os valores máximos atingidos ficam bem acima dos valores médios observados para o mês de maio.

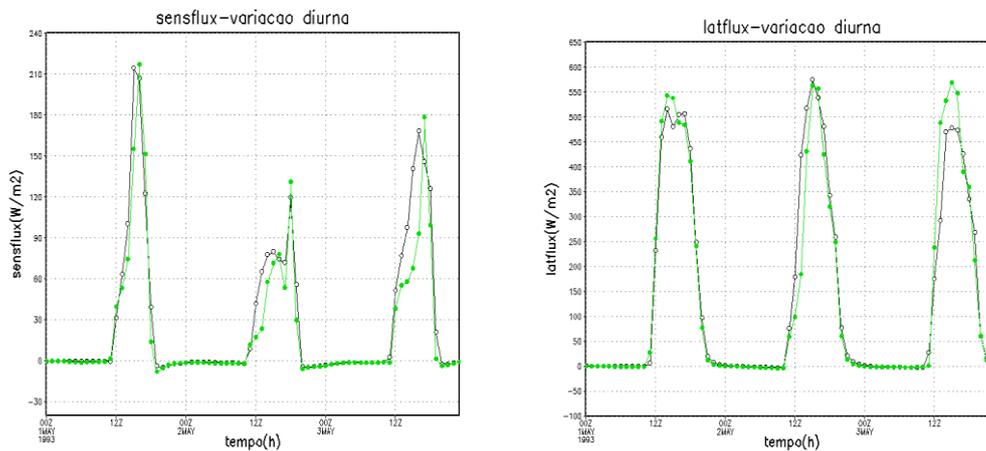


Figura 5.10 – variação diurna dos fluxos de calor sensível e latente. A esquerda tem-se a variação diurna para o fluxo de calor sensível; a direita esta representada a variação diurna do fluxo de calor latente. Os gráficos mostram a variação nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W). Os valores em preto são referentes a simulação S1_93 e os valores em verde referem-se a S2_93.

5.2.3 Energia Cinética Turbulenta para 1993

A Energia Cinética Turbulenta, ECT, representa a intensidade de turbulência sendo, portanto uma variável de grande importância para os propósitos desse trabalho. Os gráficos a seguir representam os valores da ECT para os meses analisados. Para cada um dos quatro meses são apresentados quatro gráficos sendo um para cada tipo de simulação, S1_93 e S2_93, um mostrando a diferença percentual entre as variáveis para cada simulação e um quarto mostrando o erro percentual da variável rugosidade da vegetação. Nos títulos dos gráficos foi usada a sigla TKE (de Turbulent Kinetic Energy) ao invés de ECT. Portanto, nos gráficos, TKE representa os valores médios da variação para a simulação S1_93 e TKE.2 representa os mesmo valores para a simulação S2_93.

A energia cinética turbulenta depende de muitos fatores além de sofrer grande variação diurna. Os gráficos, principalmente para os meses de março, abril e maio, mostram que os maiores valores para a ECT estão relacionados com as regiões em que o fluxo de calor

sensível foi mais elevado mostrando a importância da variação de temperatura para os fluxos turbulentos. Essa região se encontra nos estados de Pernambuco e Paraíba atingindo também Alagoas e Rio Grande do Norte. Os menores valores para a ECT média se encontram na faixa litorânea em virtude da presença das dunas, é possível que esses valores também sejam influenciados pela baixa rugosidade no oceano no cálculo da média.

É interessante notar nos gráficos de rugosidade de vegetação que na região do litoral principalmente dos estados de Pernambuco e Paraíba que a rugosidade aí apresenta valores elevados, possivelmente em virtude da presença da mata atlântica que apresenta árvores mais densas. No entanto não é razoável atribuir a esse fato os maiores valores de ECT, basta analisar os valores de ECT sobre a serra da Ibiapaba, por exemplo, para perceber que a rugosidade não apresenta grande influência nos valores de ECT apresentados aqui. Apesar da altitude os valores de energia cinética turbulenta sobre a serra, que depende da geração mecânica, não são tão elevados quanto na região antes citada, onde o fluxo de calor sensível foi mais elevado. A rugosidade da superfície deve ter sua importância, mas parece que os fluxos turbulentos em razão do aquecimento da superfície são mais relevantes, na média mensal.

Nos gráficos que mostram as diferenças e/ou erro percentual para as duas simulações percebe-se que a média mensal da energia cinética turbulenta é pouco sensível às variações temporais nos valores de NDVI. As diferenças entre as duas variáveis é pequena ficando em torno de +/- 5% na maior parte da área analisada. Na faixa litorânea os valores de ECT para a S2_93 apresentaram maiores valores. Isso está relacionado com a rugosidade que nessa faixa é, quase sempre, maior para essa simulação. Para o mês de maio, no entanto isso não acontece. Como esse mês teve os maiores fluxos de calor sensível, e a simulação para S2_93 apresentou maiores fluxos esse fato colaborou para uma maior intensidade média de turbulência para S2_93.

Comparando-se apenas os gráficos que representam os erros médios para a ECT e a rugosidade percebe-se que, a exceção do mês de fevereiro, os valores de ECT para S1_93 são maiores em regiões em que a rugosidade para a mesma simulação é menor. Isso justifica a influência dos fluxos de calor na superfície para a geração de turbulência.

Na fig. 5.11 têm-se os valores da energia cinética turbulenta para o mês de fevereiro. Há também um gráfico que mostra o erro médio para a ECT e para a rugosidade da

vegetação. A comparação desses dois gráficos indica a influência da rugosidade da vegetação na geração de ECT, mas o efeito dos fluxos de superfície não pode ser negligenciado.

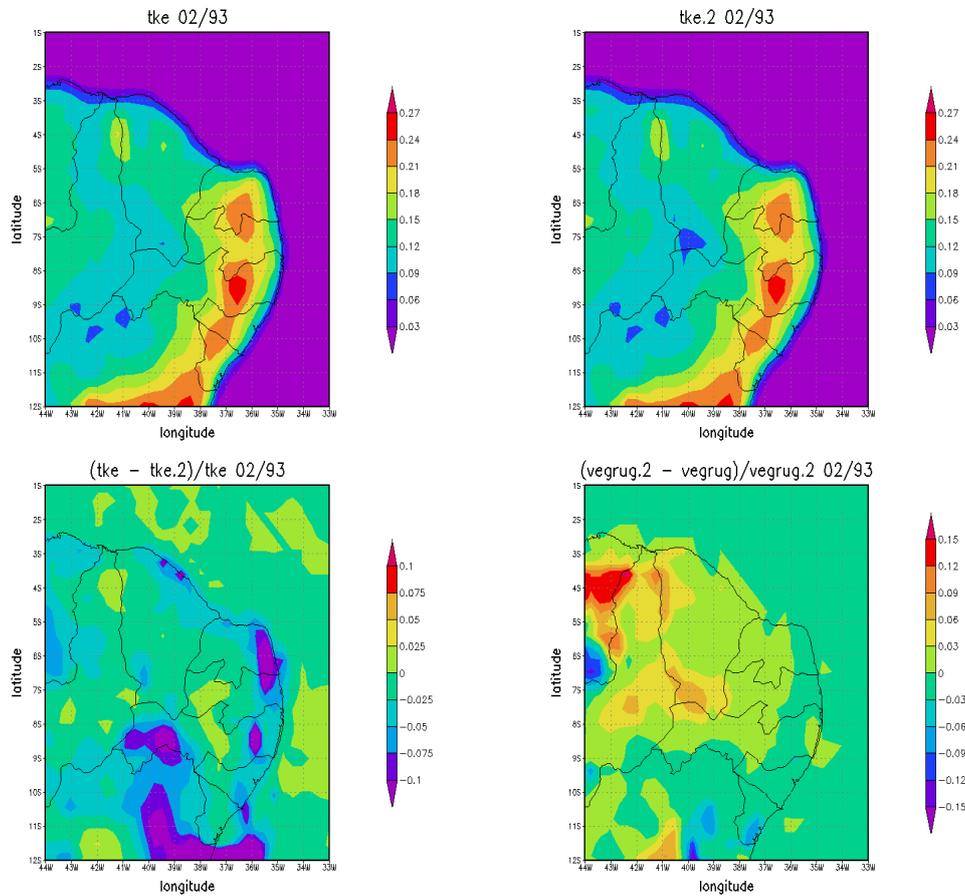


Figura 5.11 – Valores médio de energia cinética turbulenta para fevereiro. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erro médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.

A figura 5.12 mostra a ECT média para o mês de março. Os valores são um pouco mais elevados em comparação com fevereiro. Os maiores valores para a energia cinética turbulenta se encontram nas regiões em que os valores de fluxos de calor sensível foram maiores.

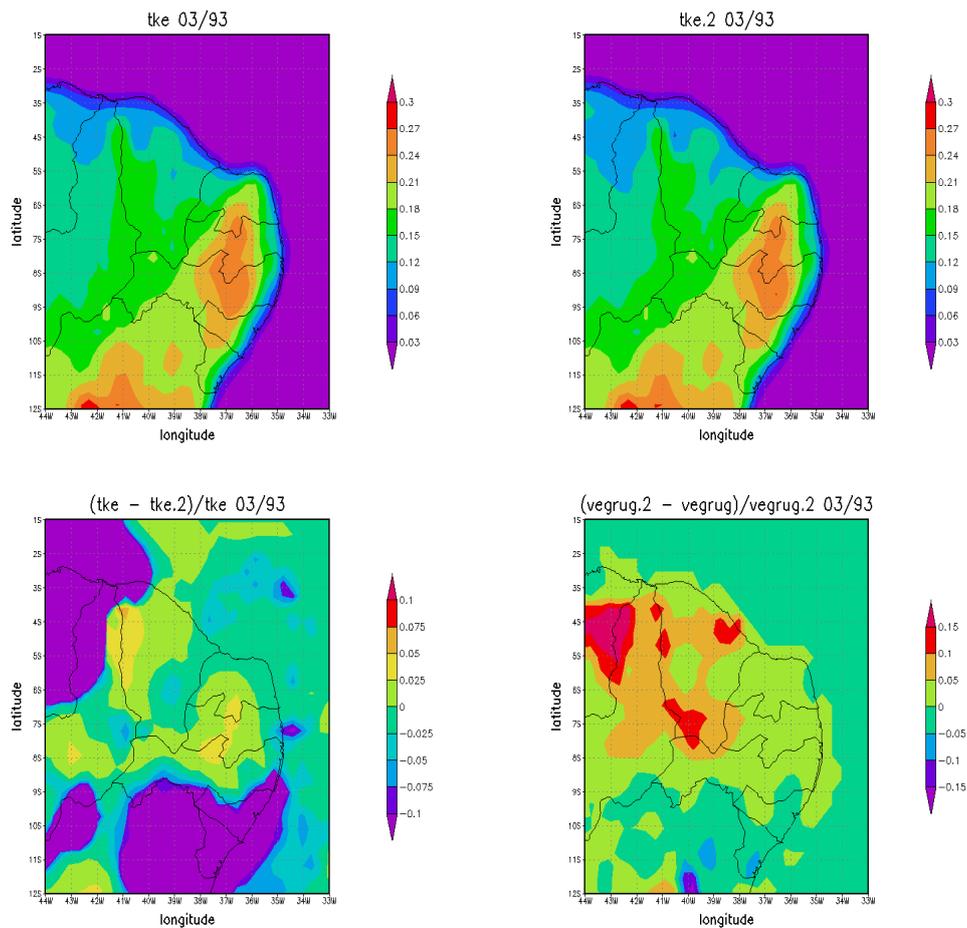


Figura 5.12 – Valores médio de energia cinética turbulenta para março. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erro médio entre essas duas variáveis e a direita está o erro médio associado a rugosidade da superfície.

A figura a seguir mostra os gráficos para abril. Qualitativamente os valores são semelhantes aos dos meses anteriores. Percebe-se que os valores de ECT, na região do rio Jaguaribe vão diminuindo, ao longo dos meses. Esse fato pode está relacionado com o aumento da umidade da superfície ao longo dos meses, nessas regiões.

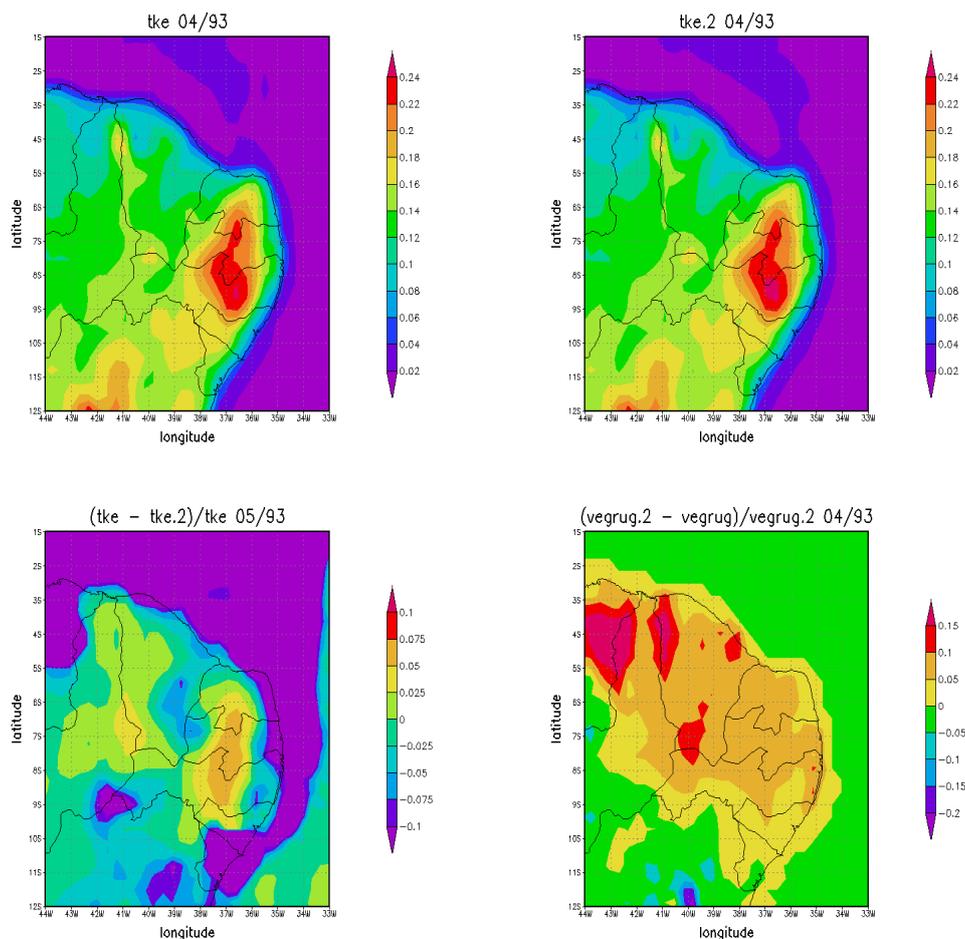


Figura 5.13 – Valores médio de energia cinética turbulenta para abril. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erro médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.

Para o mês de maio os valores são exibidos na fig. 5.14. A tendência de menores valores da ECT em regiões como a do rio Jaguaribe, de que se falou anteriormente, se mantém em maio. Os valores também são um pouco mais elevados em relação aos meses anteriores, como ocorreu no caso do calor sensível.

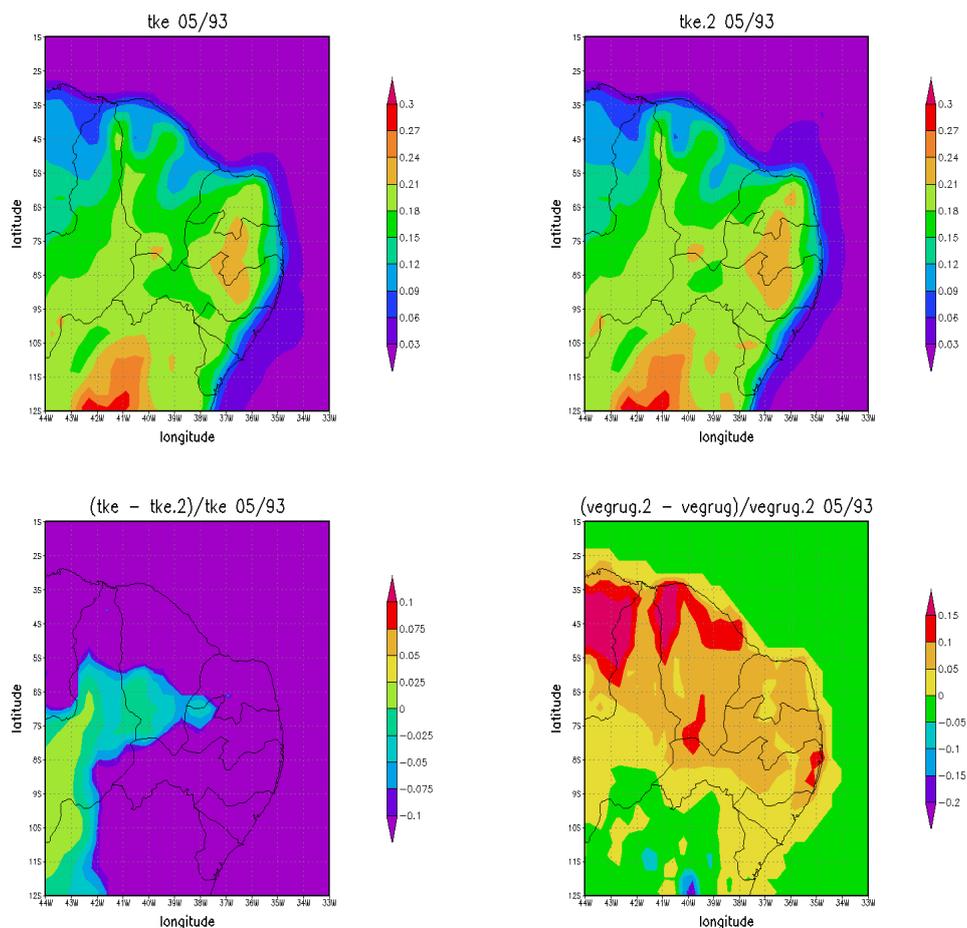


Figura 5.14 – valores médio de energia cinética turbulenta para fevereiro. Em cima a esquerda encontra-se os valores de ECT para S1_39, a esquerda a mesma variável para S2_93; abaixo a esquerda tem-se o erro médio entre essas duas variáveis e a direita esta o erro médio associado a rugosidade da superfície.

A figura 5.15 representa a variação diurna da ECT. Percebe-se que o ciclo diurno da ECT é semelhante ao que foi observado para os fluxos de calor sensível e latente (figura 5.10). Os valores máximos estão entre 4:00 e 5:00 UTC, ou seja, 13:00 e 14:00 h no horário local. A partir desse valores a ECT diminui atingindo valores mínimos por volta de 21:00 UTC.

Os valores encontrados para S2_93 apresentam picos ligeiramente mais elevados, mas chama atenção a irregularidade na variação na ECT para essa variável podendo evidenciar alguma instabilidade numérica no modelo. Muito embora isso também possa está relacionado com rajadas aumentando a geração mecânica de turbulência.

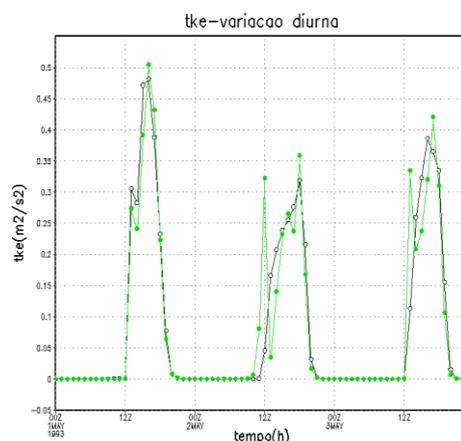


Figura 5.15 – variação diurna da energia cinética turbulenta. Os gráficos mostram a variação da ECT nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W). Os valores em preto são referentes à simulação S1_93 e os valores em verde referem-se a S2_93.

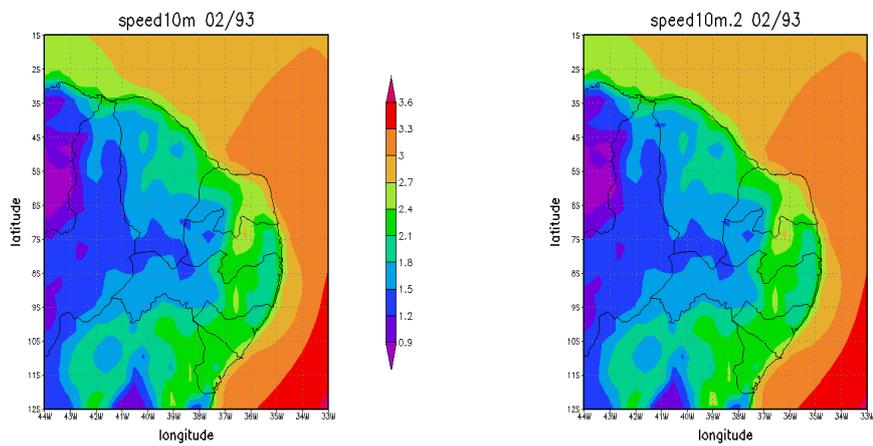
4.2.2 Vento a 10m de altura (Speed10m) para 1993

A variável *speed10m* representa a intensidade do vento a uma altura de 10m. Para cada um dos 4 meses analisados foram feitos 4 gráficos sendo os dois primeiros relativos aos valores do vento a 10m, respectivamente, para as simulações S1_93 (*speed10m*) e S2_93 (*speed10m.2*). O terceiro gráfico representa a diferença percentual entre os valores do vento para as simulações S1_93 e S2_93 e o quarto representa a os valores médios calculados a partir de dados de reanálise do NCEP.

O modelo, de maneira geral, subestimou os valores de vento como pode ser observado pela comparação dos gráficos que representam os valores do vento para as duas simulações e os gráficos de reanálise para cada mês. Para as simulações, nos meses de fevereiro e março os valores do vento ficaram abaixo de 3 m/s enquanto que os dados de reanálise para esse meses atingem mais de 4 m/s. No mês de abril a discrepância entre os valores simulados e os valores de reanálise foi mais significativa. No mês de maio essa diferença diminuiu. Esse é o mês com os maiores valores para o vento simulado. Uma análise qualitativa, no entanto, mostra que o modelo se mostrou fiel aos valores da reanálise.

A diferença entre os valores de vento para as duas simulações é pouco significativa como pode ser percebido no terceiro gráfico em baixo. Comparando-se esse gráfico, que representa o erro percentual médio do vento, com o gráfico que representa o erro percentual para a rugosidade da superfície para o mês de fevereiro (gráfico de baixo a direita na figura 5.11) percebe-se que os valores de vento são, em geral, menores onde a rugosidade tem maior comprimento salientando a influencia da rugosidade na intensidade do vento. A diferença no vento no litoral é pouco significativa como acontece também com a rugosidade.

Nos gráficos referentes ao mês de fevereiro (figura 5.16) percebe-se, pelos dois primeiros, que os valores mais baixos para o vento estão associados com as regiões de maior comprimento de rugosidade mostrando a influência desse parâmetro na intensidade do vento próximo à superfície.



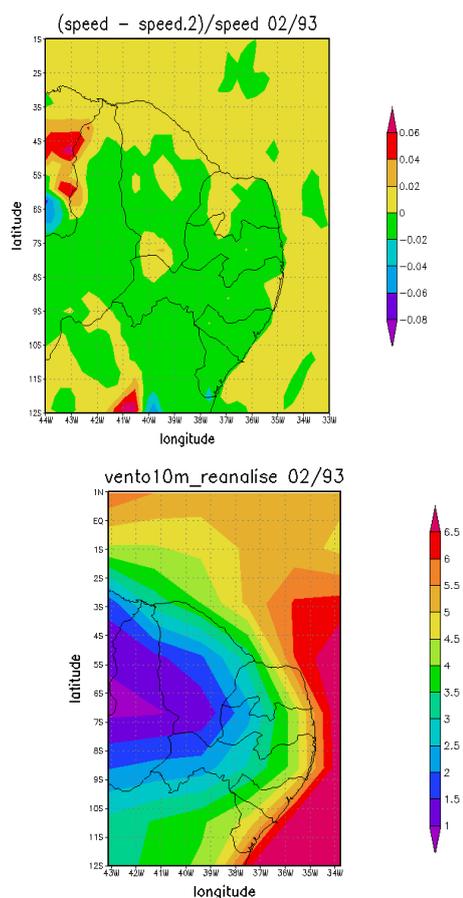


Figura 5.16 – valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.

Para o mês de março os valores do vento foram menos intensos em comparação com os valores de fevereiro. Novamente os menores valores correspondem às regiões com maior rugosidade. O litoral apresenta as maiores intensidade de vento. Observando o mapa do erro percentual, gráfico de baixo a esquerda na figura 5.17, percebe-se mais uma vez que o vento, sobre o continente, tem valor mais elevado para a variável speed10m de S1_93, na faixa litorânea. Isso é bastante razoável porque justo nessa área a rugosidade para S1_93 é menor.

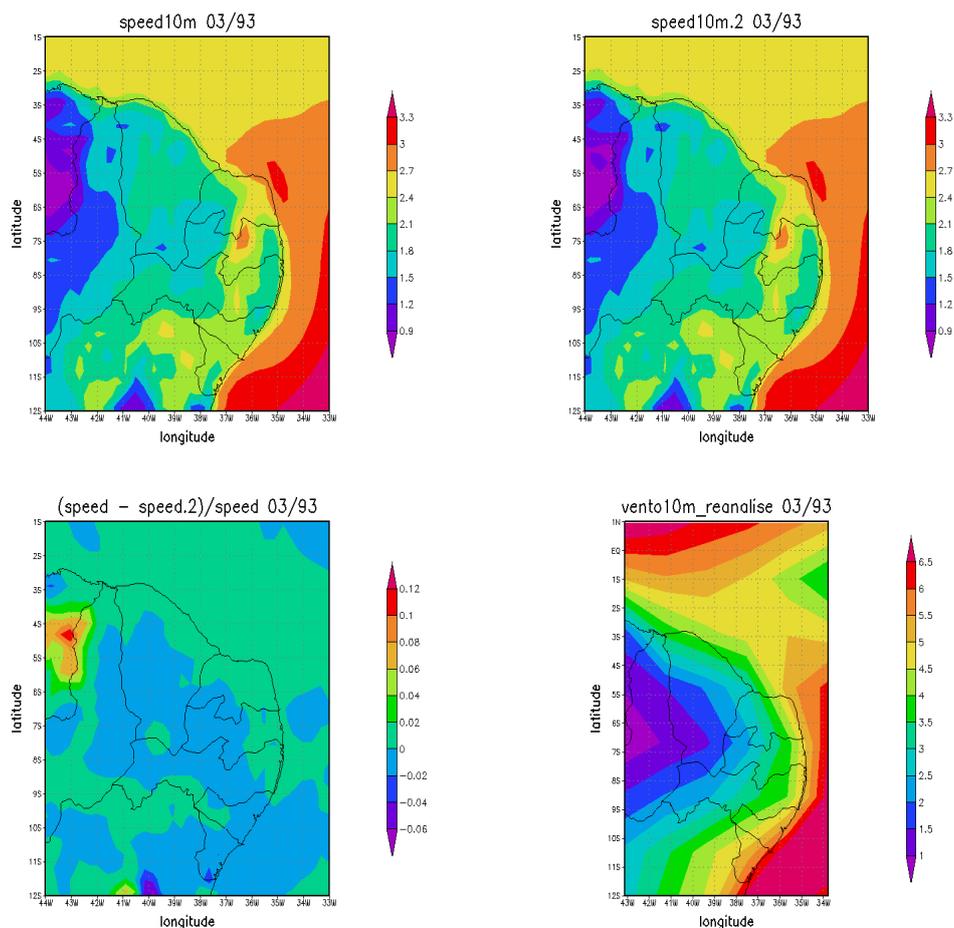


Figura 5.17 – valores médios de speed10m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.

Para o mês de abril os gráficos são mostrados na figura 5.18. Os valores se assemelham muito aos que foram discutidos para os meses anteriores inclusive ao analisar a diferença percentual. Mais uma vez os valores de vento para S1_93 são maiores para a faixa litorânea, entretanto no interior os valores de vento para S2_93 são maiores, apesar de a rugosidade nessas áreas ser menor.

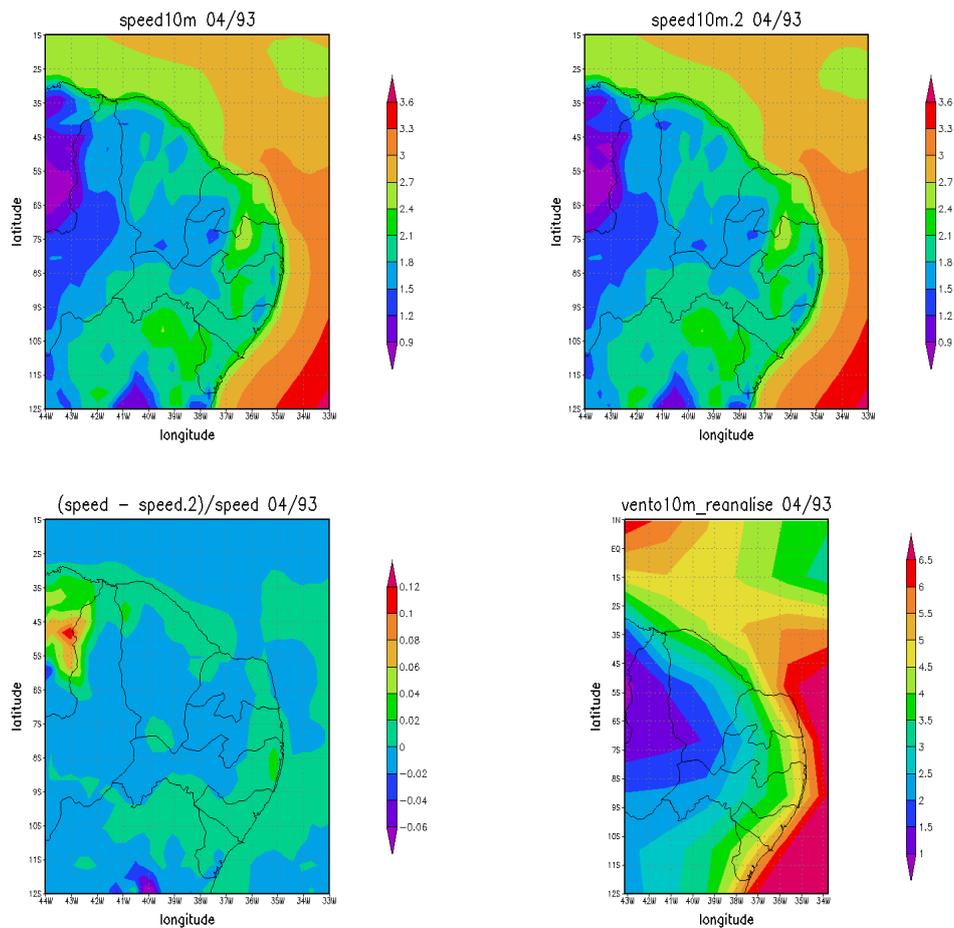


Figura 5.18 – valores médios de speed10m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.

O mês de maio foi o que apresentou valores mais intensos para a variável speed10m. Além disso percebe-se que o vento sobre o continente apresenta-se mais intenso para a variável speed10m de S1_93, em quase todas as regiões. Isso indica valores mais elevados de rugosidade para o mês de maio certamente devido a maiores valores de NDVI para esse mês. Isso pode ter influenciado nos valores de speed10m para S2_93.

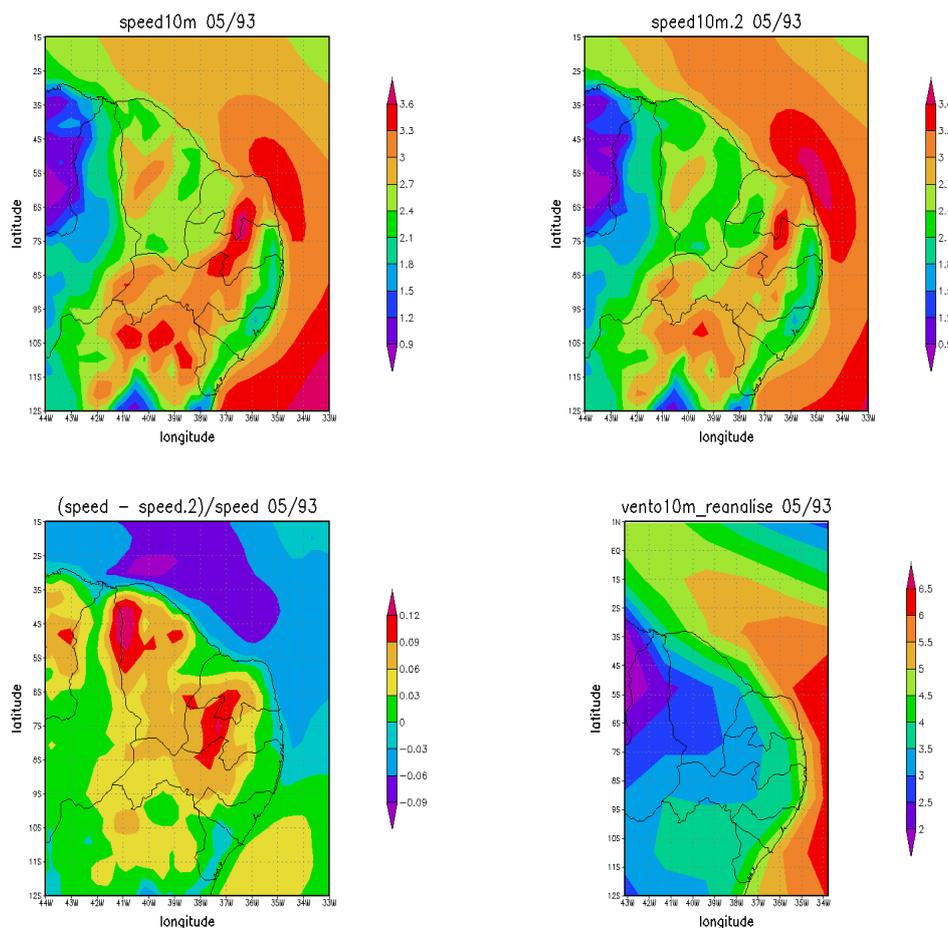


Figura 5.19 – valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença percentual entre essas duas variáveis e a direita tem-se os valores de reanálise.

5.2.5 Intensidade do vento a 47 m para 1993

Em muitas turbinas eólicas em atividade atualmente as torres tem uma altura de 50m (Atlas Eólico do Ceará). Portanto é interessante observar a magnitude da velocidade do vento na altura do rotor da turbina e qual a influência dos mecanismos geradores de turbulência no vento a esse nível.

Para cada mês são apresentados quatro gráficos, a maneira do que foi feito para as variáveis *speed10m* e ECT com a diferença que não há dados de reanálise para comparação. São dois gráficos, sendo um para cada simulação, que representam a intensidade do vento no primeiro nível do modelo, um gráfico que representa a diferença entre esses dois valores e um último gráfico que mostra o erro percentual.

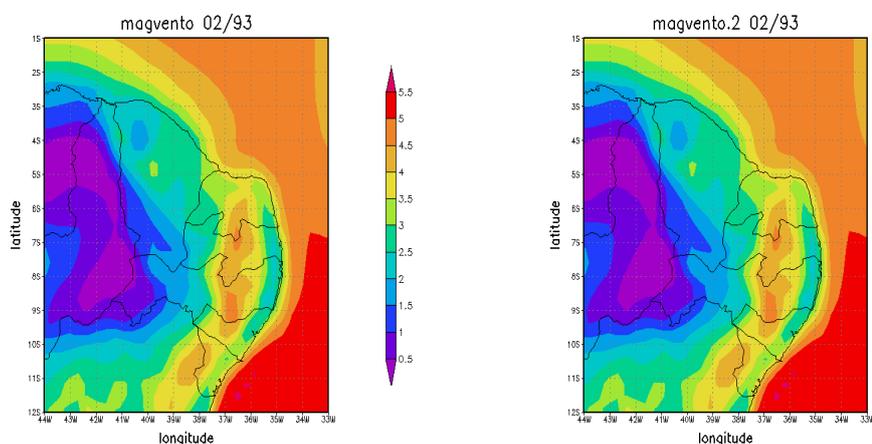
Comparando-se os valores das simulações com os dados encontrados para a velocidade do vento no Atlas Eólico do Ceará verifica-se que os valores simulados estão a baixo da média semestral encontrada nesse trabalho. Nele são encontrados valores de até 5 m/s no interior do estado e valores que podem chegar a 8 m/s na faixa do litoral. Os valores simulados apresentam maiores intensidades na região em que o fluxo de calor sensível foi mais elevado. Pode ser que movimentos de massa de ar nessa região, em virtude de gradientes de temperatura contribua para aumentar a intensidade do vento nessa área.

É possível associar a baixa intensidade do vento em algumas regiões à rugosidade da superfície como pode ser observado na figura 5.21 (em cima). A intensidade do vento na área em que se encontra a serra da Ibiapaba apresenta valores muito baixos.

A diferença percentual entre os valores do vento nas duas simulações é muito baixa ficando entre +/- 5% na maior parte da área observada.

Parece que a variação dos valores de NDVI para o vento a essa altura é pouco significativa apesar de que um erro no valor da velocidade do vento fica elevado ao cubo quando se analisa o potencial eólico.

Na figura 5.20 são mostrados os valores para a velocidade do vento a 47 m de altura. Os valores para as duas simulações são bastante semelhantes. O erro médio fica em torno de 5%. Os valores mais elevados, sobre o continente, coincidem com a região que teve maiores valores para o fluxo de calor sensível e de energia cinética turbulenta.



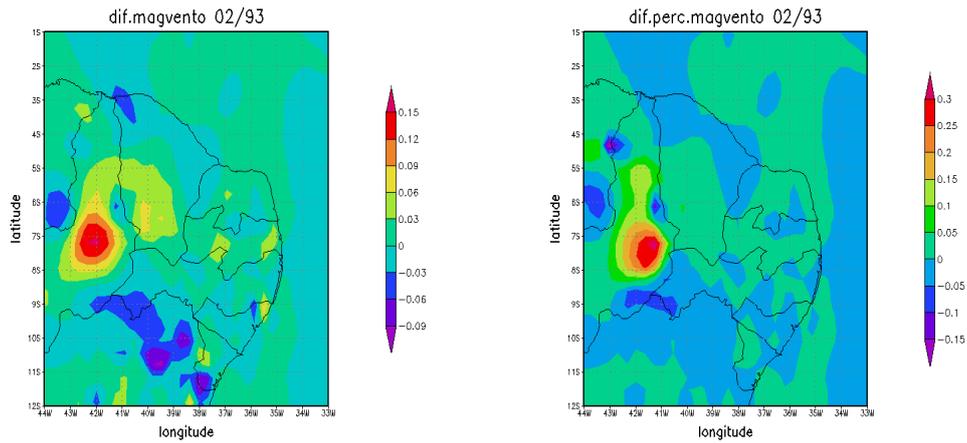
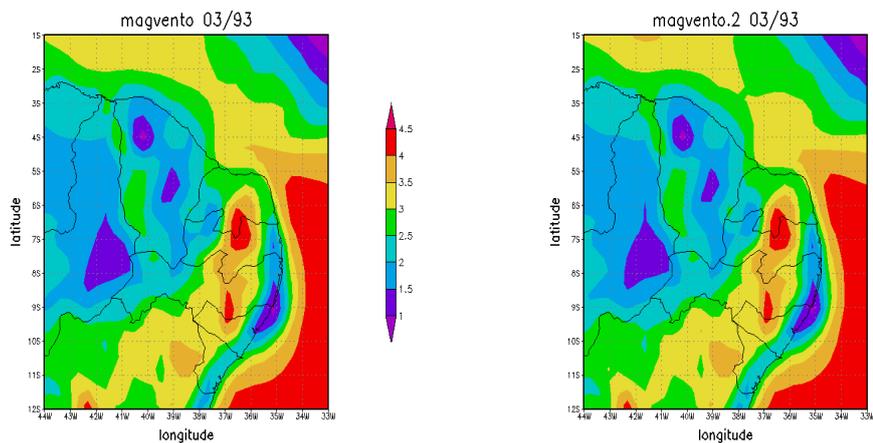


Figura 5.20 – valores médios do vento a 47 m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.

Os gráficos para o mês de março são mostrados na figura 4.21. Os valores são menores em comparação com o mês de fevereiro. Qualitativamente, no entanto, os gráficos se assemelham. Os menores valores, no continente, estão associados a regiões de maior altitude como é o caso da serra da Ibiapaba.



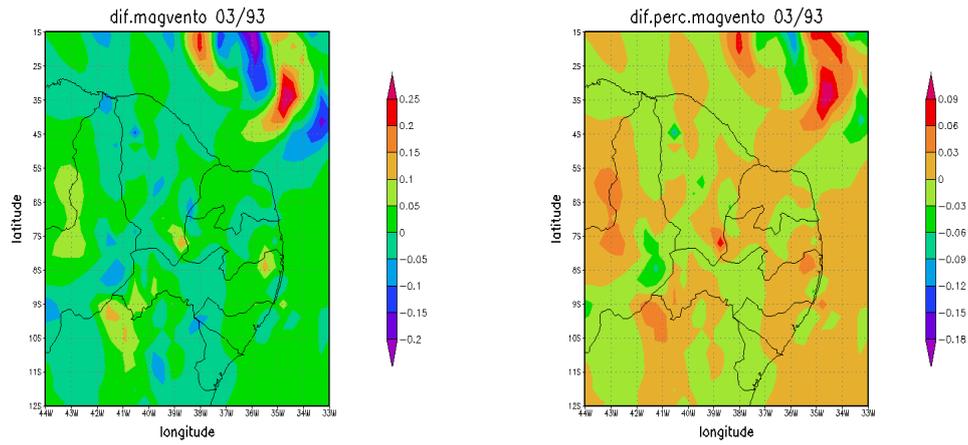
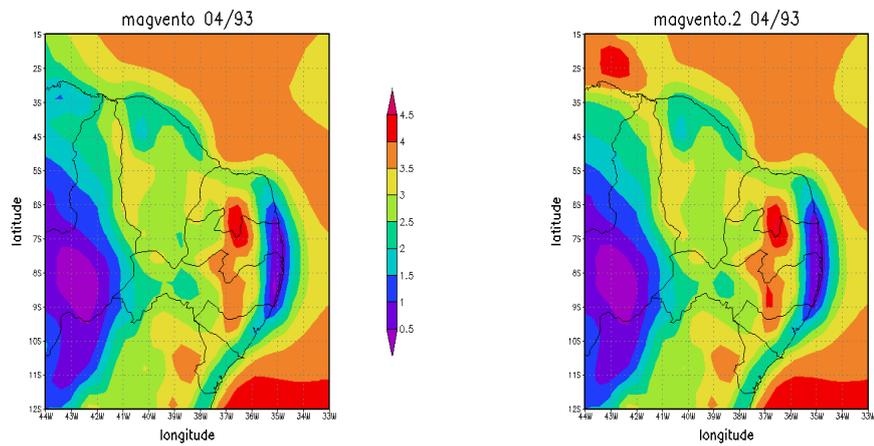


Figura 5.21 – valores médios do vento a 47 m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.

O mês de abril também apresentou valores baixos, mas ligeiramente acima dos valores para março, como pode ser visto na fig. 5.22.



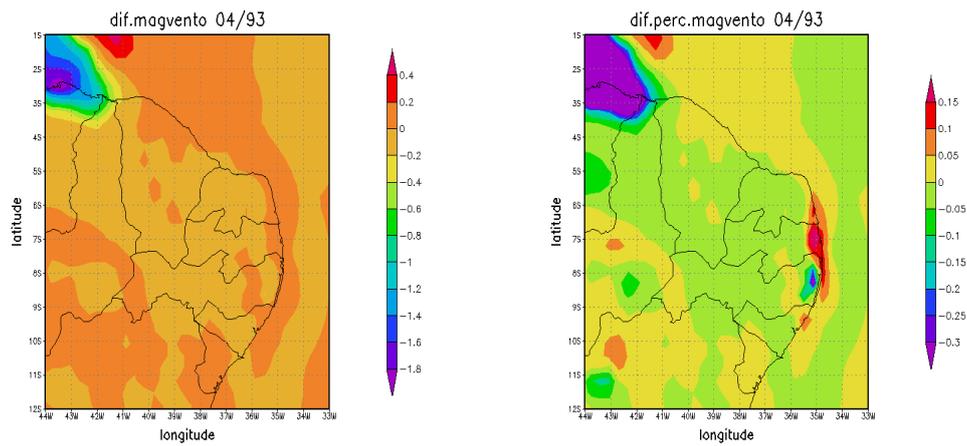
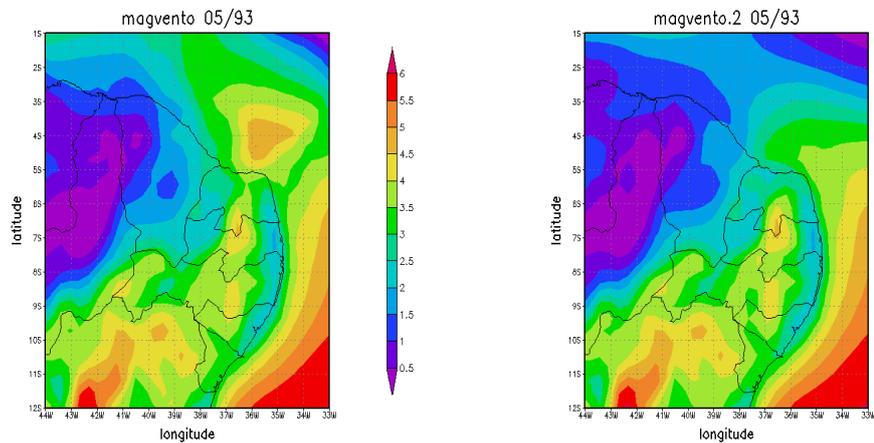


Figura 5.22 – valores médios do vento a 47 m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se speed10m para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.

Para o mês de maio os valores são mostrados na figura 5.23. os valores para maio são mais elevados, de maneira geral. Isso pode está relacionado com o fato de que o mês de maio foi pouco chuvoso, como já foi discutido.



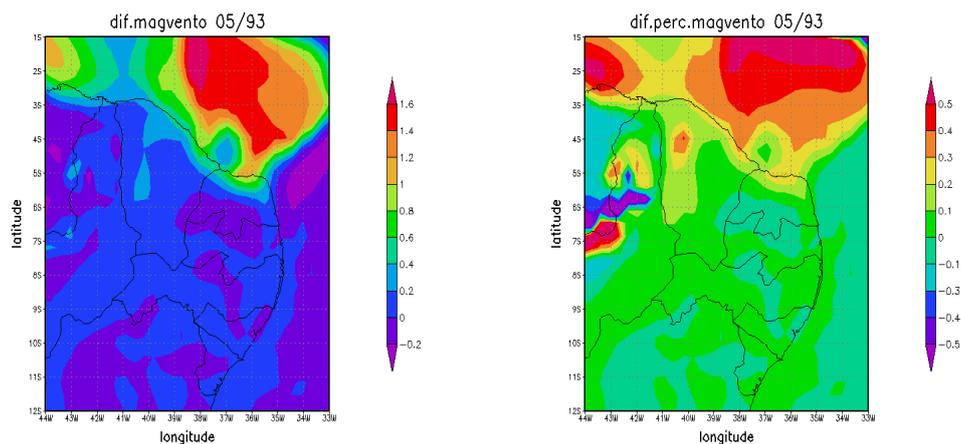


Figura 5.23 – valores médios do vento a 47 m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para S1_93, a direita tem-se o vento para S2_93. Abaixo a esquerda está representada a diferença entre essas duas variáveis e a direita tem-se o erro percentual médio.

5.3 Resultados das simulações de 1985

Para o ano de 85 apenas os resultados de uma simulação são apresentados, a simulação em que os valores de NDVI foram mantidos constantes no tempo, pois não há grande diferença entre os resultados para as duas simulações, assim como ocorreu para o ano de 1993. Nas próximas seções são apresentados os resultados obtidos para as variáveis analisadas, fluxos de calor sensível e latente, energia cinética turbulenta, vento a 10m de altura e para o vento a 47m, primeiro nível do modelo.

A rugosidade da vegetação nesse caso não é variável, pois os valores de NDVI são mantidos constantes. O gráfico a seguir apresenta a rugosidade. Percebe-se que os valores são semelhantes àqueles encontrados para S1_93, a simulação para o ano de 1993 na qual os valores de NDVI são mantidos constantes. Isso se explica pelo fato de que os valores de NDVI usados para as simulações dos dois anos são os mesmos, aqueles valores padrões utilizados pelo RAMS (ver <http://atmet.com/>).

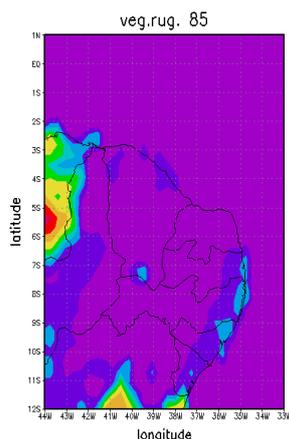


Figura 5.24 – Rugosidade da vegetação para os meses de fevereiro, março, abril e maio de 1985.

5.3.1 Fluxos de calor sensível e latente para 1985

Para o ano de 1985 apenas os resultados da simulação em que os valores de NDVI foram mantidos constantes são exibidos. Essa opção se deve ao fato de que os resultados apresentados na simulação de 1993 sugerem que a variação temporal nos valores de NDVI não produz grandes alterações nas variáveis analisadas e principalmente porque os valores de NDVI usados para as duas simulações são os mesmos. Isso significa que as variações decorrentes da variação temporal do NDVI são semelhantes as que foram encontradas para 1993.

Nas figuras 5.22, 5.23, 5.24 e 5.25 são apresentados os fluxos de calor sensível e latente para o ano de 1985. Também são apresentados os fluxos líquidos de calor sensível e latente obtidos a partir dos dados de reanálise do NCEP. A figura 5.29 representa as variações diurnas dos fluxos de calor sensível e latente em um ponto específico (5°S e 39° W) em um período de três dias. Esses valores não podem ser tomados como o comportamento médio na simulação como um todo.

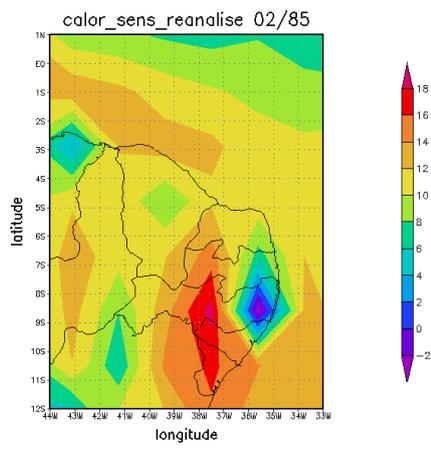
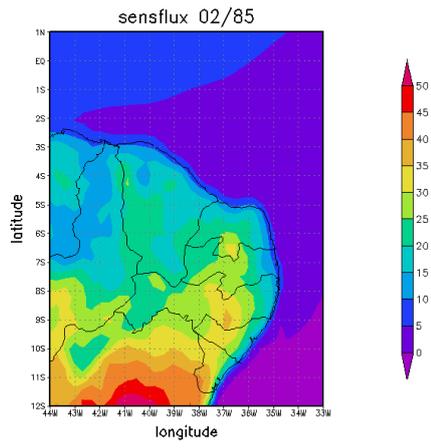
A comparação, quantitativa, entre os valores de reanálise e simulados mostra que o modelo conseguiu manter certa fidelidade, não sendo possível, no entanto, fazer uma análise criteriosa de seu desempenho na parte quantitativa.

O fluxo de calor sensível se mostrou menor em comparação com os valores encontrados para o ano de 1993. Isso ocorreu em virtude da precipitação que para o ano de 1985 foi bem mais intensa. A maior incidência de chuva resulta em uma superfície mais úmida,

com maior capacidade térmica, que implica em uma menor variação de temperatura. A cobertura de nuvens também influencia na quantidade de irradiação que atinge a superfície sendo também um fator que dificulta a variação de temperatura da superfície. A região, já destacada na análise dos resultados de 1993, que se estende do Rio Grande do Norte a Alagoas, predominante sobre os estados de Pernambuco e Paraíba, é a que apresenta maiores valores para o fluxo de calor sensível, isso se deve como já foi discutido, ao baixo índice pluviométrico. A faixa litorânea e regiões que se encontram a maiores altitudes apresentam baixos valores para o fluxo de calor sensível. O mês de maio, a maneira do que aconteceu para 1993, foi o mês que apresentou os maiores valores para o fluxo de calor sensível, em média.

O fluxo de calor latente também se mostrou abaixo dos valores observados para 1993. Isso pode estar relacionado ao pouco aquecimento da superfície provocado pela pouca incidência de radiação e pela alta umidade do solo. Isso justificaria a baixa faixa de evapotranspiração para esse período. O mês de maio como aconteceu para o fluxo de calor sensível, também apresentou o maior fluxo de calor latente.

A fig. 5.25 representa os fluxos de calor sensível e latente para fevereiro. Comparando-se com as figuras 5.2 e 5.3, que representa os mesmos valores para fevereiro de 1993, percebe-se que os valores de calor sensível para 1985 são mais baixos, enquanto que os valores de fluxo de calor latente são mais elevados. Isso acontece porque o ano de 85 foi muito chuvoso, o que implica em baixo fluxo de calor sensível e elevado fluxo de calor latente, como já foi discutido.



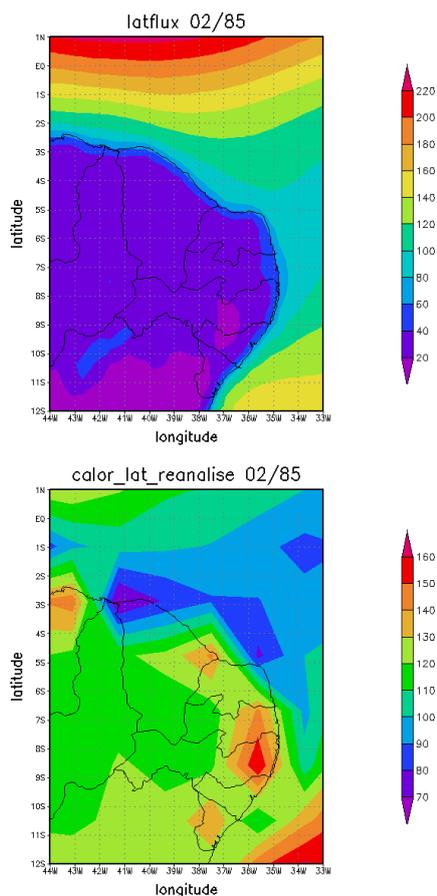
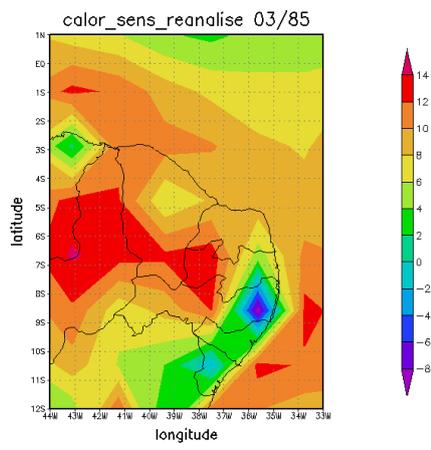
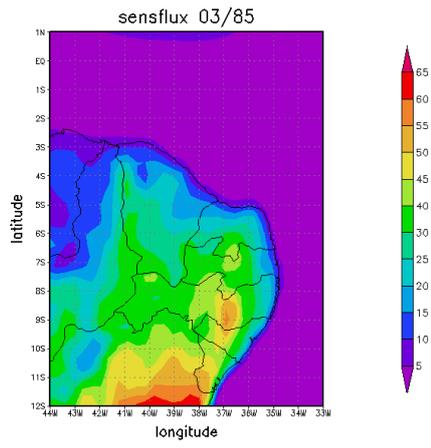


Figura 5.25 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de fevereiro de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo líquido de calor sensível e abaixo o fluxo líquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.

A fig. 5.26 mostra os fluxos de calor sensível e latente para o mês de março. A exemplo do que foi visto para fevereiro, os valores para março também são diferentes, em comparação com março de 1993. O fluxo de calor sensível é mais baixo, enquanto que o fluxo de calor latente, para 1985, é mais elevado. Os valores mais elevados para o fluxo de calor sensível e mais baixos para o fluxo de calor latente, se encontra na região que corta os estados de Pernambuco e Paraíba, como ocorreu para 1993.



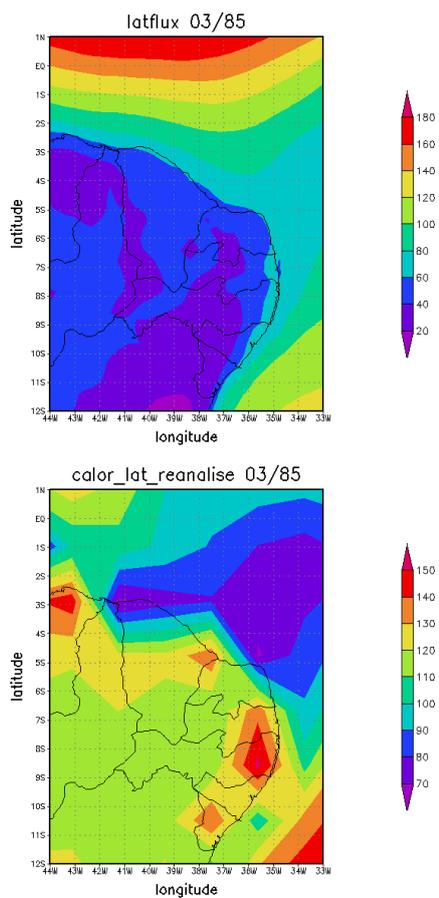
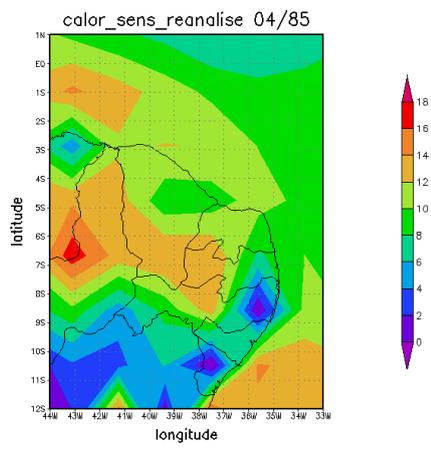
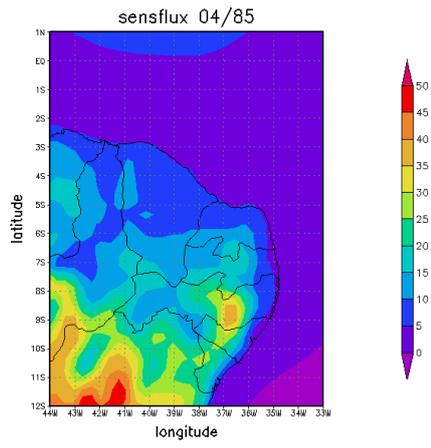


Figura 5.26 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de maio de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo liquido de calor sensível e abaixo o fluxo liquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.

Os valores para abril encontram-se na figura 5.27. Esse mês apresenta valores mais baixos para os fluxos de calor sensível e latente.



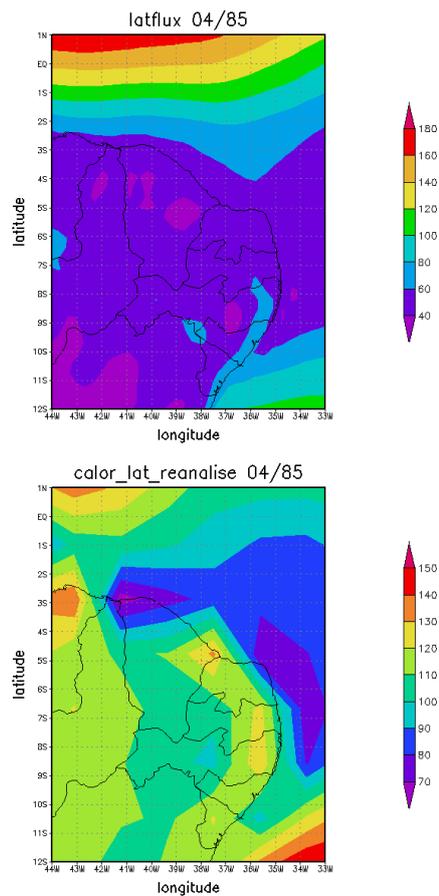
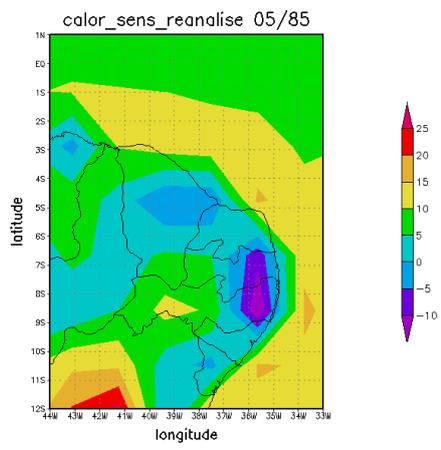
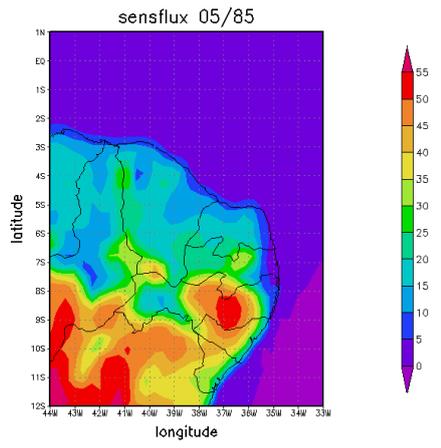


Figura 5.27 - Fluxos de calor sensível e latente para o mês de abril de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo líquido de calor sensível e abaixo o fluxo líquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.

Os gráficos da fig. 5.28 representam os valores para os fluxos de calor sensível e latente para o mês de maio. Para esse mês os fluxos de calor sensível foram mais elevados e o fluxo de calor latente foi mais baixo, em comparação com os meses anteriores. No entanto, em comparação com os valores de 1993, o fluxo de calor sensível, para 1985, ainda é mais baixo.



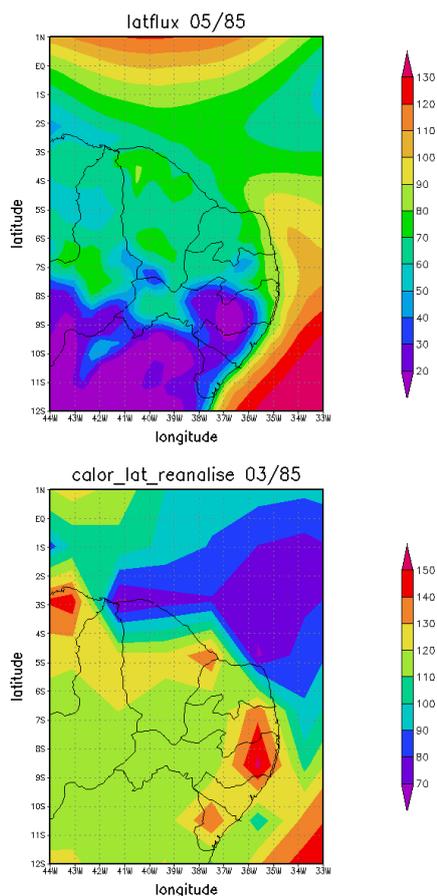


Figura 5.28 - fluxos de calor sensível e latente para o mês de maio de 1985. Em cima a direita tem-se os valores do fluxo de calor sensível e abaixo calor latente para S1_93; em cima a esquerda tem-se os valores do fluxo líquido de calor sensível e abaixo o fluxo líquido de calor latente, ambos são dados de reanálise.

A variação nos fluxos de calor sensível e latente é mostrada na figura 5.29. O gráfico a direita representa o fluxo de calor sensível. Percebe-se um ciclo bem definido mostrando que o fluxo começa a aumentar por volta de 11: 00 UTC, atinge o pico em 16: 00 UTC e diminui até por volta de 20: 00 UTC. Apesar de apresentar menores valores para os picos que os observados para 1993, percebe-se que os valores máximos diários atingidos ficam muito acima da media mensal.

No gráfico da direita está representado o fluxo de calor latente. Percebe-se que nesse caso a variação é bastante irregular. O horário inicial para o aumento do fluxo é por volta de 11:00 UTC, no entanto, o pico ocorre entre 15:00 e 17:00 UTC não apresentando um ciclo bem definido nesse período. Os valores mínimos são atingidos depois de 00:00 UTC. Isso pode caracterizar manhãs nubladas, o que provocaria um atraso no aquecimento da superfície

em comparação com o que foi observado para 1993. Uma vez que o pico do fluxo acontece mais tarde é razoável supor que ele vai demorar mais para diminuir o que explica o fato que os valores mínimos são atingidos apenas por volta de 00:00 UTC.

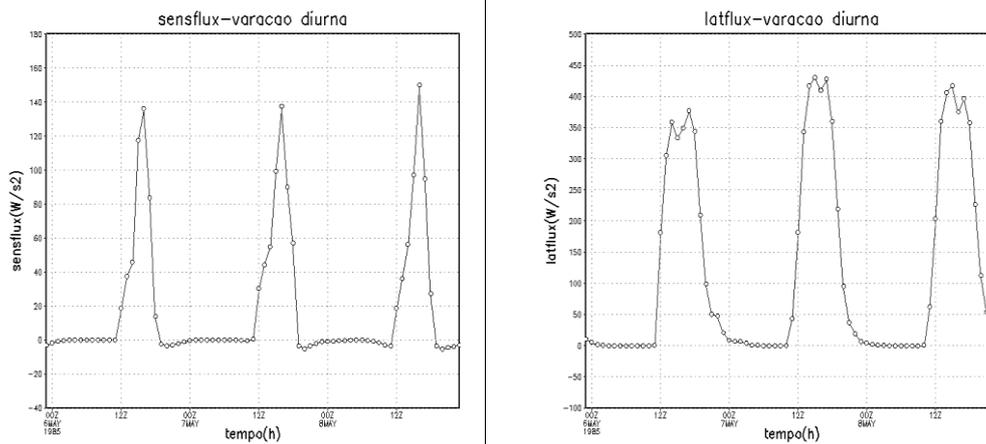


Figura 5.29 – variação diurna dos fluxos de calor sensível e latente para o ano de 1985. A esquerda tem-se a variação diurna para o fluxo de calor sensível; a direita está representada a variação diurna do fluxo de calor latente. Os gráficos mostram a variação em três dias do mês de maio (do 6º ao 9º dia) para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W).

4.3.2 Energia Cinética Turbulenta para 1985

As médias mensais para os meses de fevereiro, março, abril e maio para a energia cinética turbulenta, ECT, são mostrados na figura 5.30.

Os valores são, em geral, menores que aqueles para o ano de 1993. Os valores mais elevados são encontrados nas regiões em que o fluxo de calor sensível foi mais intenso. O mês de abril apresentou os menores valores enquanto que para o mês de maio a intensidade foi maior, em média. Mais uma vez salienta-se a influência das variações de temperatura entre a superfície o ar adjacente na geração de turbulência. A influencia da rugosidade da superfície não fica muito evidente. Isso se deve, em parte, ao fato de que a rugosidade é mantida constante durante toda a simulação. Dessa forma o seu efeito médio ao longo do tempo não pe perceptível.

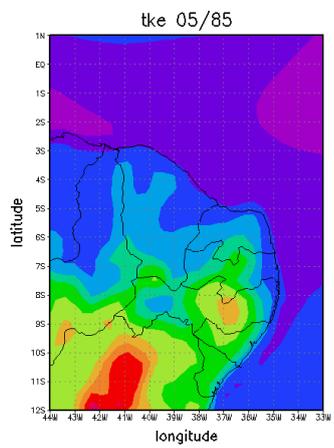
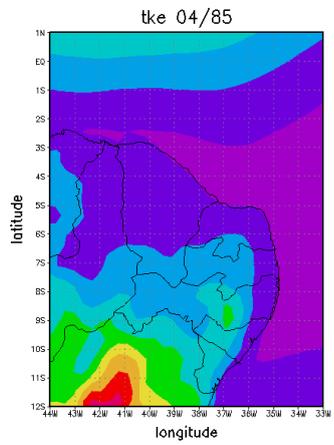
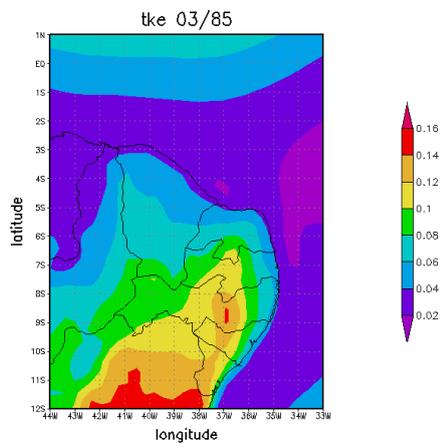
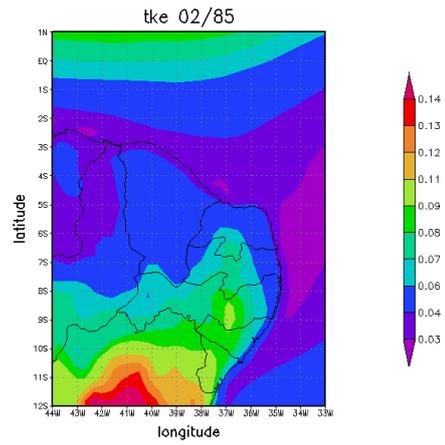


Figura 5.30 – valores médios da energia cinética turbulenta para 1985. Em cima a esquerda se encontra o gráfico para fevereiro, a direita estão os valores para o mês de março; abaixo a esquerda tem-se os valores de ECT para abril e a esquerda para maio.

A variação diurna da ECT, no período analisado, obedeceu a um ciclo semelhante ao que aconteceu para a variação no fluxo de calor sensível. Ou seja, aumenta a partir de 11:00 UTC, atinge um máximo por volta de 16:00 UTC, diminuindo em seguida até atingir o seu valor mínimo por volta de 21:00 UTC. Os valores atingidos no ápice, que ocorrem por volta de 13:00, no horário local são menores que os mesmo valores para o ano de 1993. Isso está ligado, possivelmente, a influência térmica na geração de turbulência que é menos intensa no ano de 1985. esses valores podem ser vistos na figura 5.31.

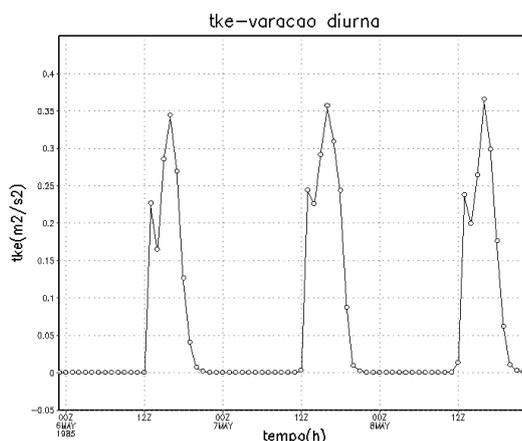


Figura 5.31 – variação diurna da energia cinética turbulenta para o ano de 1993. Os gráficos mostram a variação da ECT nos três primeiros dias do mês de maio para um ponto situado nas coordenadas (5°S e 39° W).

4.3.3 Vento a 10m de altura (Speed10m) para 1985

Os valores médios do vento a 10m de altura são mostrados nas figuras 5.32,5.33, 5.34 e 5.35. Ao lado do gráfico que representa o valor mensal se encontra os valores de reanálise.

Mais uma vez os valores de vento foram subestimados, em comparação com os valores da reanálise. Há uma diferença de cerca de 1m/s na área sobre o estado do Ceará. Os valores mais representativos encontram-se no litoral o que revela a “coerência” do modelo na

representação qualitativa do vento. A influência da rugosidade da superfície se faz perceber, por exemplo, na região da Ibiapaba e a ausência ou diminuição dessa é responsável pela maior intensidade do vento na faixa litorânea. Os maiores valores são encontrados no mês de maio a exemplo do que ocorreu para o mês de maio de 1993. Pode-se afirmar que o modelo, ao menos qualitativamente, foi fiel aos resultados obtidos com os dados de reanálise. Mas mesmo esses dados estão abaixo dos valores médios encontrados no Atlas Eólico do Ceará.

A região para a qual os fluxos de calor sensível foram mais elevados apresenta valores perceptivelmente acima daqueles detectados em suas vizinhanças. Esse efeito, que se passa apenas em uma faixa restrita não pode está associado ao escoamento de larga escala, sendo devido, possivelmente, a efeitos térmicos na região: superfície mais aquecida, região mais ensolarada que influencia na circulação local contribuindo para a intensificação do vento. Vale salientar, no entanto, que esse fato não fica evidente nos gráficos de reanálise.

É possível observar ainda, pela análise dos gráficos abaixo, a presença da zona de convergência intertropical, ocasionando ventos de valores mais elevados em uma região sobre o oceano, logo acima do estado do Ceará. Esse fato também é perceptível nos gráficos de reanálise.

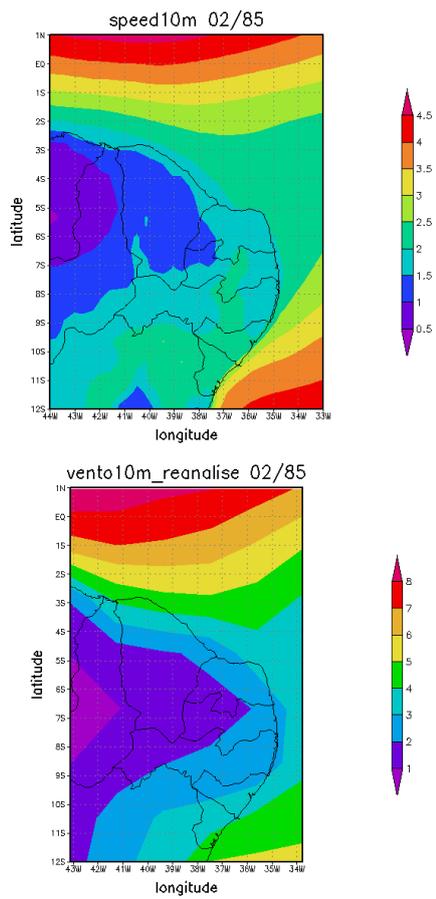


Figura 5.32 – Valores médios de speed10m para o mês de fevereiro. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.

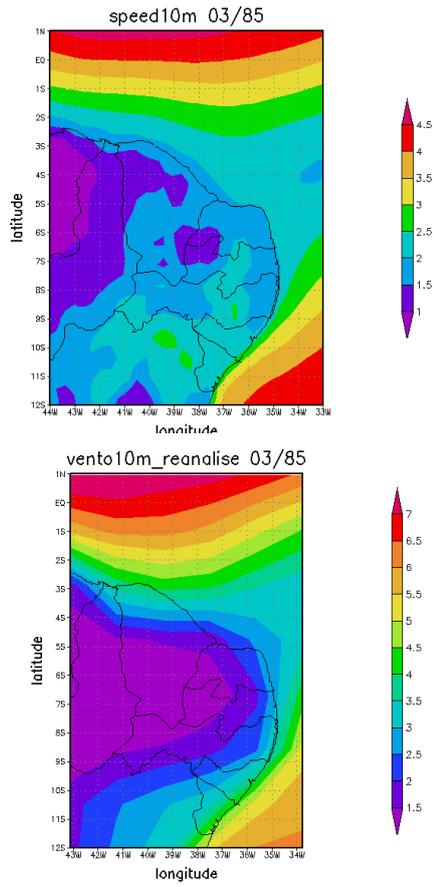


Figura 5.33 – Valores médios de speed10m para o mês de março. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.

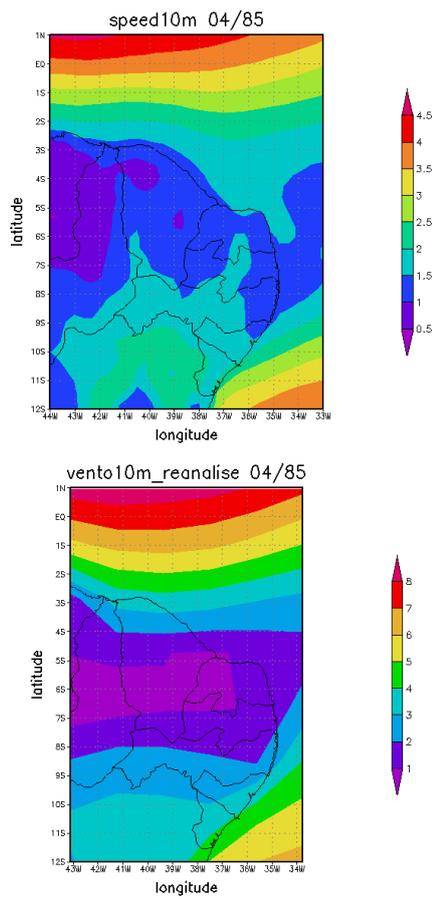


Figura 5.34 – Valores médios de speed10m para o mês de abril. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.

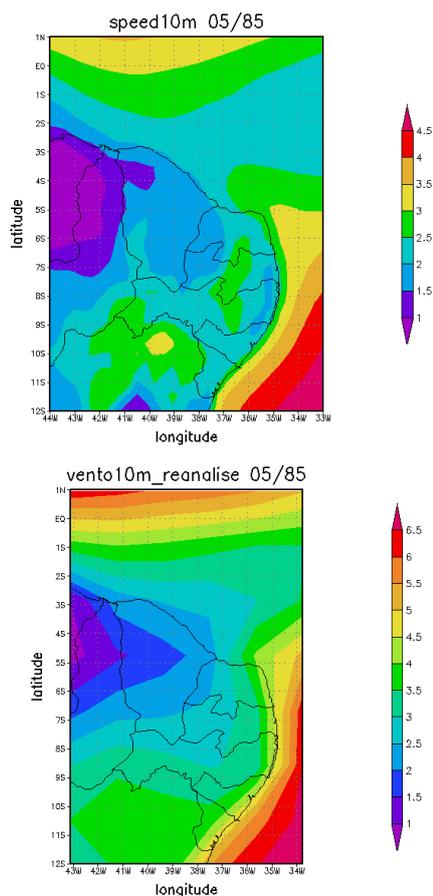


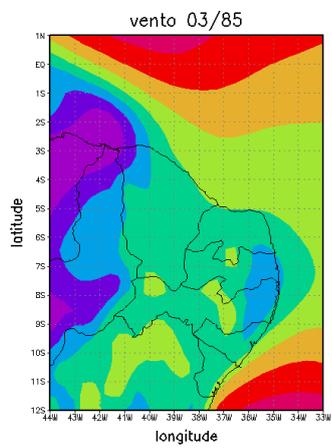
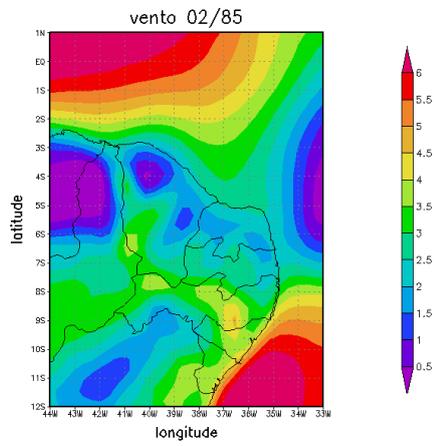
Figura 5.35 – Valores médios de speed10m para o mês de maio. Em cima a esquerda tem-se o gráfico para a simulação e a direita tem-se speed10m para os valores de reanálise.

5.3.4 Intensidade do vento a 47 m para 1985

Os gráficos que ilustram a intensidade média do vento no primeiro nível do modelo são mostrados na figura 5.36. Os valores encontrados estão abaixo dos que foram determinados no Atlas eólico do Ceará.

Os quatro gráficos da figura 5.36 revelam ventos mais intensos sobre o oceano em uma zona acima da faixa litorânea do estado do Maranhão e em outra região frontal ao litoral dos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas, principalmente. Entre essas duas regiões, onde se encontram os estados do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco (além do Maranhão) o vento é menos intenso. Os dados de reanálise das figuras 5.32 a 5.35, para 10m de altura, também revelam essa característica. Esse, portanto, parece um efeito de larga

escala sendo a intensificação do vento acima do litoral do Maranhão, como descrito anteriormente, devido à posição da Zona de Convergência Intertropical, possivelmente.



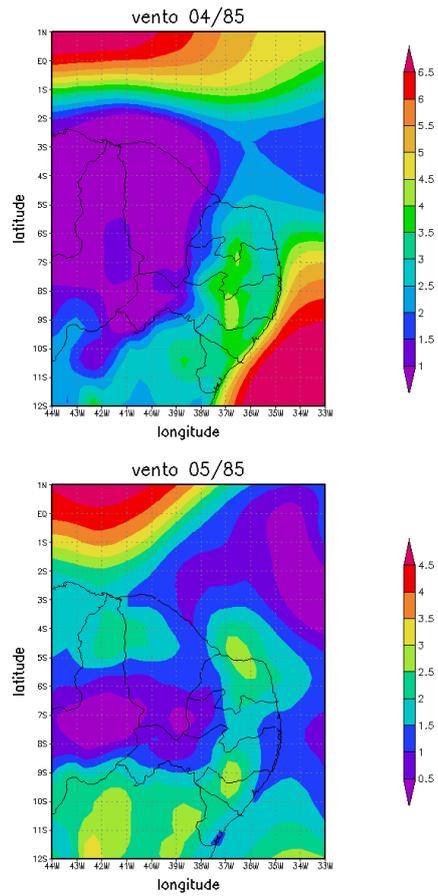


Figura 5.36 – Valores médios do vento a 47m para 1985. Em cima a esquerda se encontra o gráfico para fevereiro, a direita estão os valores para o mês de março; abaixo a esquerda tem-se os valores do vento para abril e a esquerda para maio.

6 Comentários finais

6.1 Comentários finais

Nesse trabalho analisou-se a influencia da vegetação no perfil do vento, analisando-se algumas das variáveis que podem ser influenciadas por variações na vegetação. Alguns dos fatores de vegetação como cobertura, densidade e a rugosidade são calculados no RAMS a partir de valores de NDVI, que podem ser acessados na pagina da ATMET (www.atmet.com). Em simulações com o modelo RAMS pode-se manter constantes esses valores ou fazê-los variar no tempo. No primeiro caso os fatores de vegetação calculados no inicio da simulação serão mantidos constantes, caso contrario, esses valores sofrerão variações. Em simulações com grande duração, como o período de quatro meses observados nesse trabalho, a vegetação sofre modificações em sua cobertura, densidade e rugosidade em virtude das chuvas (no Nordeste do Brasil).

Algumas das variáveis que sofrem modificações em função da variação da vegetação foram escolhidas e observadas: rugosidade, fluxos de calor sensível e latente e vento a 10m e 47m além da energia cinética turbulenta.

Todas as variáveis analisadas, de alguma forma, sofreram alteração em virtude da variação de alguns aspectos da vegetação, em virtude da variação temporal do NDVI. Outras variáveis, como precipitação e umidade do solo, por exemplo, precisam ser analisadas para que se tenha uma melhor compreensão dos efeitos da variação do NDVI em uma simulação, principalmente para simulações com grande duração.

Para efeito de cálculo de potencial eólico é fundamental conhecer a intensidade e direção médias do vento, bem como suas variações. Pelo que foi analisado para o ano de 1993 a velocidade do vento a 10m varia pouco, em média. No entanto, uma pequena variação na velocidade do vento pode significar um erro representativo na aferição do potencial eólico de uma região em virtude de a potência ser proporcional ao cubo da velocidade do vento. O efeito da rugosidade se faz perceber mostrando que na simulação em que os valores de NDVI variaram com o tempo a influencia da rugosidade interferiu na intensidade do vento. Os resultados também mostram a importância dos fluxos turbulentos na alteração da intensidade do vento. Para o vento

no primeiro nível do modelo (47m) a diferença também não é muito significativa, mas não deixa de revelar a influencia da vegetação na intensidade do vento, mesmo em níveis mais afastados do solo. O modelo mostra que os valores de vento no litoral são, em geral, mais expressivos que no interior, revelando-se coerente na representação do vento.

Os fluxos de calor sensível e latente foram também influenciados pela alteração na vegetação. A variação média mensal não foi muito expressiva, mas certamente os efeitos em escalas menores são representativos, como pode ser visto pela análise dos gráficos de variação diurna. Essas variáveis se relacionam com outras como precipitação e umidade o que sugere uma análise criteriosa no que compete a manter constante ou fazer variar os valores de NDVI durante uma simulação. (MELO, et. All) encontraram diferenças de 10% ao fazer alterações nas variáveis que representam a cobertura e densidade da vegetação. A turbulência gerada por advecção de fluxos turbulentos e por flutuação está de alguma forma associada ao fluxo de calor sensível que é função de gradientes de temperatura. Portanto essa variável também influencia na geração e transporte de turbulência na atmosfera. O fluxo de calor latente depende de umidade, que por sua vez está associada a precipitação de microfísica, portanto, apesar da pequena variação média observada nessas variáveis, não se pode afirmar que a variação do NDVI durante a simulação é desprezível para elas.

A energia cinética turbulenta representa a intensidade de turbulência na atmosfera. Ela, como já foi discutida no capítulo 2, depende de muitos fatores e pode ser criada e/ou destruída por cisalhamento, flutuação e fluxos turbulentos (em pequena escala); e é consumida por dissipação molecular, sendo, portanto uma quantidade que não se conserva. A análise dos valores médios mensais da ECT para o ano de 1993 mostrou que não houve grande variação nessa variável para as duas simulações. Fica evidente também que a produção por flutuação é bastante significativa na média. Isso deve estar associado com a elevada intensidade de radiação incidente que produz o aquecimento da superfície tornando a geração por flutuação bastante expressiva. A variação na rugosidade aumenta o cisalhamento, mas esse efeito é mais evidente próximo ao ponto de mudança do comprimento de rugosidade e quando a variação é brusca, como foi discutido no capítulo 2. Esse fato justifica a pequena influencia da rugosidade percebida na intensidade média de ECT. A variação diária da ECT sugere

mais uma vez que o aquecimento da superfície é o grande responsável pela geração de turbulência na atmosfera, próxima a superfície, no semi-árido nordestino. Isso fica evidente ao observar que os picos e valores mínimos da ECT durante o dia seguem um ciclo semelhante ao que é obedecido pelo fluxo de calor sensível.

Os resultados apresentados no capítulo anterior, particularmente para o ano de 1993, representam a forma como fatores relacionados com a superfície da terra, particularmente como a cobertura vegetal e a densidade da vegetação e, conseqüentemente, como rugosidade da superfície influencia na geração de turbulência. Foi possível perceber que não apenas a variação da rugosidade, mas a alteração nos fluxos de calor sensível e latente, que são influenciados pela cobertura da vegetação, contribuem para a geração de turbulência. No entanto, as pequenas diferenças encontradas para as variáveis nas simulações para 1993 não tornam evidentes até que ponto se deve usar NDVI constante ou variável em uma determinada simulação. Os valores para o ano de 1985 mostram apenas os valores de uma simulação, mas não há motivos para esperar variações diferentes para as variáveis apenas pelo fato de 1985 ser um ano chuvoso.

7 Perspectivas para trabalhos futuros

7.1 Introdução

Pelo que foi visto nesse trabalho a variação na vegetação influencia em variáveis como fluxo de calor sensível, latente e vento, entre outras. Essa variação depende da forma como os fatores da vegetação são calculados. Para efeito de aferição de potencial eólico é importante analisar os fatores que influencia na velocidade do vento como a rugosidade da superfície.

A seguir serão discutidos alguns aspectos sobre a influencia da rugosidade no perfil do vento e na geração de turbulência. Também será sugerida uma fórmula para o cálculo da rugosidade da superfície a ser implementada no modelo RAMS.

7.2 A influência de mudanças na rugosidade da superfície no perfil do vento nas baixas camadas da atmosfera

Denominam-se condições neutras de estabilidade atmosféricas aquelas em que a superfície da terra se encontra à mesma temperatura que o ar. Apesar de serem raras as situações em que a camada limite é exatamente neutra, há algumas situações como ventos fortes e céu nublado em que a camada limite é aproximadamente neutra (STULL,1988).

Em muitas aplicações é conveniente descrever o ar em camadas adjacentes à superfície da Terra como um fluxo turbulento ao longo de uma superfície plana com rugosidade uniforme (BLOM & WARTENA, 1969). Sob condições neutras ou quase neutras o perfil do vento é dado por

$$U_0 = (\tau_0)^{1/2} \kappa^{-1} \ln(z / z_0) \quad 7.1$$

onde U_0 denota a velocidade média do fluxo, assumida como sendo na direção x , paralela à superfície; τ_0 é a tensão de cisalhamento cinemática; z_0 o comprimento de rugosidade da superfície; κ a constante de von Kármán e z a coordenada vertical. Tal perfil de vento é entendido como sendo o perfil do fluxo em uma camada limite adaptada à rugosidade da superfície adjacente. Uma camada limite turbulenta obedecendo a estas condições é possível apenas se o vento fluir constantemente sobre uma região de rugosidade homogênea durante

algum tempo. Em geral a rugosidade se altera mesmo em áreas mais ou menos constante, cuja rugosidade mutuamente se alterna. É razoável admitir que, ao passar por tais áreas, o fluxo não se adapte imediatamente, em todos os níveis, à rugosidade da superfície local, mas que apenas as camadas adjacentes à superfície se adaptem. A altura da camada em que a influência da nova rugosidade é sentida é a chamada *camada limite interna*, a qual cresce com a distância, no sentido do fluxo, a partir do ponto de mudança da rugosidade. Outras maneiras de definir a camada limite interna podem ser encontradas em (GARRATT, 1990).

A seguir, será examinado o desenvolvimento da camada limite interna e da conseqüente modificação no perfil do vento em uma camada limite turbulenta originalmente adaptada, depois de uma mudança abrupta de rugosidade. O caso mais geral do estudo de duas mudanças subseqüentes na rugosidade será estudado depois. A demonstração feita aqui está baseada no trabalho de (BLOM & WARTENA, 1969). Um estudo detalhado sobre camada limite pode ser encontrado em (SCHLICHTING & KESTIN, 1979).

7.2.1 Perfil do vento depois de uma mudança abrupta de rugosidade

A figura 7.1 ilustra o fluxo de vento sobre uma superfície plana de rugosidade constante de comprimento z_0 . Para $x < 0$, o perfil do vento é dado pela equação (7.1). Em $x = 0$ tem-se uma mudança abrupta de rugosidade (de z_0 para z_1) e uma conseqüente mudança no perfil da velocidade. Objetiva-se calcular a influência da rugosidade no perfil do vento e na tensão de cisalhamento superficial.

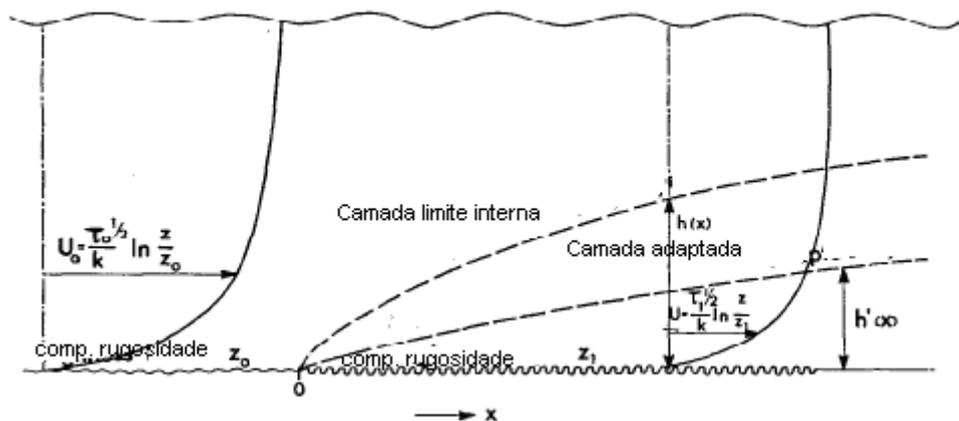


Figura 7.1: Esquema representando o desenvolvimento de uma camada limite interna depois de uma mudança abrupta de rugosidade. Extraído de (BLOM & WARTENA, 1969).

Depois de fluir durante algum tempo sobre a superfície com rugosidade constante de comprimento z_0 , o vento estará adaptado a essa superfície. Ao atingir a superfície com rugosidade de comprimento z_1 , o vento depois de algum tempo se adaptará a esta. Admitir-se-á que, sendo h' a altura da camada adjacente à superfície adaptada à nova rugosidade, o novo perfil da velocidade será dado por

$$U = \kappa^{-1} [\tau_1(x)]^{1/2} \ln(z / z_1) \quad 7.2$$

para $z < h' \leq h$, onde h é a altura da camada limite interna. A partir do conceito de *auto-preservação* do fluxo (ver STULL, 1988 para detalhes sobre teoria de similaridades), como será discutido a seguir, pode-se considerar (7.2) como sendo uma expressão válida para o novo perfil da velocidade, para pequenos valores de z .

Em problemas de pequena escala, e desconsiderando-se detalhes próximo ao ponto de mudança de rugosidade, pode-se assumir a pressão como sendo constante (GARRATT, 1990). Com essas considerações, as equações de Navier-Stokes para o movimento de um fluido e a equação da continuidade, para a camada limite são dadas, respectivamente, por

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad 7.3$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad 7.4$$

em que U e W são, respectivamente, as componentes da velocidade do vento nas direções x e z , ρ é a densidade do ar e τ é a tensão de cisalhamento.

Para encontrar U , utiliza-se o conceito de *auto-preservação* do fluxo (BLOM & WARTENA, 1969) e (GARRATT, 1990) juntamente com argumentos de similaridade. Para $x > 0$ há duas contribuições para a velocidade, uma devido ao deslocamento das linhas de corrente do fluxo inicial e outra devido a acelerações verticais. Portanto, para $x > 0$ o perfil do vento pode ser escrito como

$$U = U_0 + V(z) - u_0^* \delta(z) / (\kappa z) \quad 7.5$$

onde U_0 é a velocidade para

$x < 0$, $V(z)$ é a contribuição

devido à acelerações verticais, δ representa o deslocamento vertical das linhas de corrente e $u_0^* = \tau_0^{1/2}$ é a velocidade de fricção para $x < 0$. Como foi citado anteriormente, para pequenos valores de z , o perfil de velocidade se adapta à nova velocidade de fricção rapidamente e tem-se

$$U = \kappa^{-1} [\tau_1(x)]^{1/2} \ln(z/z_1) \quad 7.6$$

como uma condição para a camada interna. Aqui $u_1^*(x) = [\tau_1(x)]^{1/2}$ é a velocidade de fricção para $x > 0$.

Além de (7.5) é necessário uma expressão para a distribuição da tensão de cisalhamento. Admitindo-se que a tensão também se auto preserva, e amparado por resultados numéricos (GARRATT, 1990), conclui-se que a distribuição de cisalhamento pode ser dada pela seguinte expressão geral

$$\tau = (u_0^*)^2 + \tau_s F(\eta), \quad 7.7$$

em que $\tau_s = \tau_1 - (u_0^*)^2$, de tal forma que $F(\eta) = 1$ para $\eta = 0$, onde $\eta = z/l_1$ e l_1 é uma escala de distância.

Para encontrar a contribuição para U devido às acelerações verticais, $V(z)$, assume-se que esta tenha a forma geral

$$V = u_1 \kappa^{-1} f(\eta) \quad 7.8$$

onde u_1 é uma escala de velocidade dependente de x . F e f são funções universais independentes de x . Antes de utilizar a equação do movimento para derivar uma relação entre F e f será necessário encontrar uma relação entre V e δ , o que será feito utilizando-se a equação da continuidade. Os detalhes desse cálculo serão dados no apêndice A e o resultado, em uma primeira aproximação, é

$$\delta u_0^* \kappa^{-1} = -[\ln(l_1/z_0) - C_0]^{-1} V(z) z \quad 7.9$$

Retornando agora à equação do movimento, se nesta forem substituídas as expressões (7.5), (7.7) e (7.8) encontra-se, depois de algumas manipulações

$$-\eta \frac{df}{d\eta} = \frac{dF}{d\eta} \quad 7.10$$

Uma outra relação entre f e F pode ser determinada através da definição de comprimento de mistura³

$$\frac{dU}{dz} = \frac{\tau^{1/2}}{\kappa z} \quad 7.11$$

Substituindo (14) e (16) em (20) determina-se

$$\frac{df}{d\eta} = \eta^{-1} F \quad 7.12$$

Combinando-se (19) e (21) encontra-se

$$F(\eta) = e^{-\eta}, f(\eta) = Ei(-\eta), \quad 7.13$$

As relações (7.13), juntamente com os valores de u e l_1 , completa o cálculo de $U(z)$. Os resultados são:

$$U = U_0 + u_1 \kappa^{-1} \left[Ei(-\eta)(1 + P_1) - P_1(1 - e^{-\eta})\eta^{-1} \right], \quad 7.14$$

onde

$$P_1 = \left[\ln(l_1 / z_0) - C_0 \right]^{-1}, \quad 7.15$$

$$u_1 = -Mu_0^* \left\{ \left[\ln(l_1 / z_0) - C \right] \left[1 + P_1 \right] \right\}^{-1}, \quad 7.16$$

$$l_1 \left[\ln(l_1 / z_0) - M - 1 \right] = 2\kappa^2 x, \quad 7.17$$

³ A hipótese do comprimento de mistura foi introduzida por L. Prandtl. Ele assume que se uma parcela de fluido se desloca verticalmente, ela leva consigo as características médias das variáveis no nível em que ela se encontrava por uma distancia ξ . Admite ainda que essa parcela se mistura com o ar em sua volta de maneira análoga ao que acontece com uma molécula que se desloca uma distancia média (livre caminho médio) antes de colidir e trocar momentum com outra molécula (HOLTON, 2004).

e $C = \gamma$, $C_0 = 1 + \gamma$.

Uma expressão para a tensão de cisalhamento superficial também é requerida, a qual é dada por

$$\tau^{1/2} = u_0^* + u_1(1 + P_1) \quad 7.18$$

É possível verificar que a expressão (7.14) não se reduz à expressão (7.6) quando z é tomado como muito pequeno. Na verdade, sob tais condições (7.14) toma a forma

$$U = \tau^{1/2} \kappa^{-1} \ln(z / z_1) - u_1 \kappa^{-1} P_1 \quad 7.19$$

Esta dificuldade do trabalho original de Townsend foi removida por Blom. Este percebeu que a discrepância entre (7.14), quando z é pequeno e (7.6) se origina na aproximação feita por Townsend ao determinar a expressão (7.9) (ver Apêndice A). Conhecendo-se o valor de f foi possível integrar o segundo membro de (A)

$$\int_0^\eta V(\xi) d\xi = u_1 \kappa^{-1} \int_0^\eta Ei(-\xi) d\xi,$$

dai

$$\int_0^\eta V(\xi) d\xi = u_1 \kappa^{-1} [\eta Ei(-\eta) - 1 + e^{-\eta}]$$

E, finalmente

$$\int_0^\eta V(\xi) d\xi = \eta V - \eta u_1 \kappa^{-1} \quad 7.20$$

Com este novo valor de V , a escala de velocidade u_1 se torna

$$u_1 = -M u_0^* (1 + P_1)^{-1} \left\{ \left[\ln(l_1 / z_0) - C \right] + \left[1 + P_1^{-1} \right]^{-1} \right\}^{-1} \quad 7.21$$

Com este último resultado fica concluído o cálculo do perfil do vento, na camada limite da terra, admitindo-se que esse, em média, obedece ao perfil logarítmico, depois de passar por uma mudança súbita de rugosidade.

Cálculos numéricos mostram que a distância x , a partir da qual o fluxo está completamente adaptado à nova rugosidade (z_1 , neste caso) é cerca de 15.500m (BLOM & WARTENA, 1969). É razoável supor, portanto, que antes de se adaptar à nova rugosidade o fluxo sofra novas e sucessivas mudanças no perfil em razão de mudanças na rugosidade. A seguir será calculado o perfil do vento e da tensão de cisalhamento para duas mudanças subseqüentes de rugosidade.

7.2.2 Duas subseqüentes mudanças de rugosidade

Como no caso anterior assume-se que para $x < 0$, o perfil do fluxo, sobre uma superfície de rugosidade constante de comprimento z_0 , é dado pela equação (7.1). Mais uma vez considera-se que a velocidade média está na direção x positiva e que em $x = 0$ ocorre uma mudança súbita de rugosidade, de tal forma que, no intervalo $0 < x < L$, a rugosidade tem comprimento z_1 . Em $x = L$ ocorre outra mudança de rugosidade (de z_1 para z_2). Para $x > L$ a rugosidade tem comprimento z_2 como está ilustrado na figura 7.2.

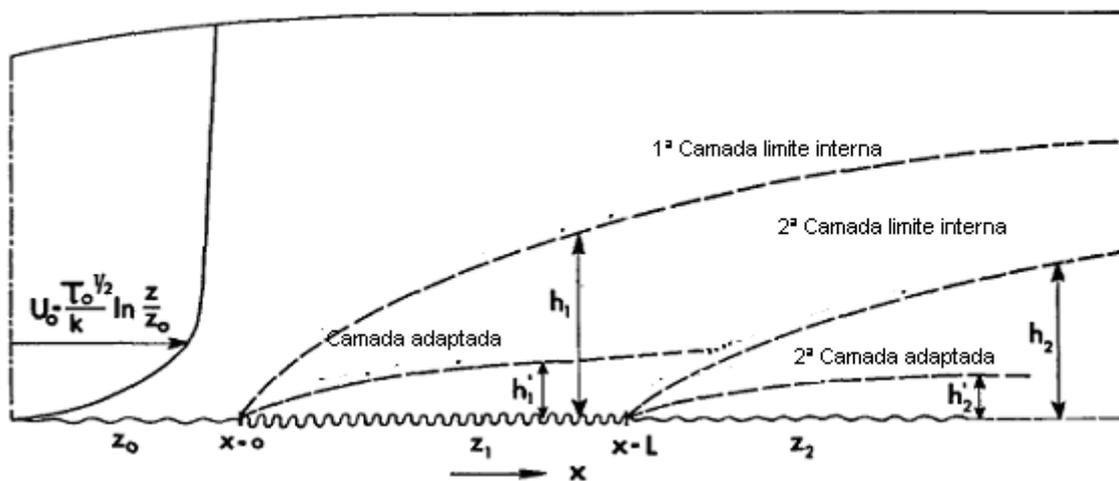


Figura 7.2: Esquema representando uma dupla mudança de rugosidade com a formação de uma segunda camada limite interna. Adaptado de (BLOM & WARTENA, 1969).

Assume-se que a distância L é pequena comparada àquela necessária para que o fluxo se adapte totalmente à rugosidade z_1 depois da primeira mudança de rugosidade. Para $x < 0$ a distribuição de velocidade e cisalhamento é dada por (7.1), para $0 < x < L$ esses valores são dados respectivamente por (7.14) e (7.18).

Para encontrar uma expressão para o perfil do vento e do cisalhamento depois da segunda mudança abrupta de velocidade, serão feitas considerações semelhantes às do primeiro caso. Seja U_2 a distribuição de velocidade para $x > L$. Considera-se que para as

camadas adjacentes à superfície, o fluxo tenha se adaptado à rugosidade da superfície de tal forma que para tais camadas (z muito pequeno) tem-se

$$U_2 = \tau_2^{1/2} \kappa^{-1} \ln(z/z_2), \quad 7.22$$

onde $\tau_2 = \tau_2(x)$ é a tensão superficial de cisalhamento cinemático para $x > L$. Pode-se descrever U_2 considerando-se que esta é o resultado da mudança na velocidade U , que existiria para $x > L$, caso não houvesse em $x = L$ uma mudança abrupta de rugosidade. As mudanças no perfil de $U(z)$ se devem ao deslocamento das linhas de corrente do fluido e a acelerações verticais. Como foi feito anteriormente assume-se que U_2 será dada por

$$U_2(z) = U(z) - \delta(z) \frac{\partial U}{\partial z} + V_2(z) \quad 7.23$$

onde $V_2(z)$ representa a mudança em U_2 devido à aceleração vertical e o segundo termo da direita representa a modificação devido ao deslocamento das linhas de corrente do fluido.

Considera-se que a velocidade $V_2(z)$ seja dada pela expressão

$$V_2(z) = u_2 \kappa^{-1} f_2(z/l_2) \quad 7.24$$

e que a distribuição da tensão de cisalhamento para $x > L$ obedeça à relação

$$\tau = \tau_1 + \tau_{s2} F_2(\eta_2). \quad 7.25$$

Mais uma vez tem-se que F_2 e f_2 são funções universais independentes de x e $\eta_2 = z/l_2$. Em (7.25) $\tau_{s2} = \tau_2 - \tau_1$ de maneira que $F_2 = 1$ para $\eta_2 = 0$. As funções u_2 e l_2 são respectivamente as escalas de velocidade e comprimento para $x > L$.

Antes de resolver a equação do momento para U_2 é necessário derivar uma expressão que relacione V_2 e δ . Isso será feito através da equação da continuidade seguindo o que foi feito anteriormente. Os detalhes dos cálculos mais uma vez podem ser encontrados no apêndice A. Para pequenos valores de z (considerando-se V_2 aproximadamente constante), encontra-se, como primeira aproximação

$$u_0^* \delta \kappa^{-1} = -V_2 z [\ln(l_2/z_1) - C_{0,2}]^{-1} \quad 7.26$$

Pode-se determinar V_2 como se segue: toma-se os valores de U aproximado e de sua derivada, equações (A15) e (A16) além da equação (7.22), todas válidas para z pequeno; substituindo-se estas expressões, juntamente com (7.27) na expressão (7.23) que dá o perfil da velocidade para $x > L$. A partir daí encontra-se uma expressão para $V_2(z)$ da qual pode ser derivada, usando-se $\ln(z/z_0) = \ln(z/z_2) - \ln(z_0/z_2)$ e $\ln(z/l_1) = \ln(z/z_2) + \ln(z_2/l_1)$, a seguinte expressão para $f_2(\eta_2)$, usando-se (33)

$$f_2(z/l_2) = u_2^{-1}(P_2 + 1)^{-1} \left\{ \left[\tau_2^{1/2} - u_0^* - u_1(1 + P_1) \right] \ln(z/z_2) + u_0^* M_2 - u_1(1 + P_1) \ln(z_2/l_1) + u_1 \gamma (1 + P_1) + u_1 P_1 \right\}, \quad 7.27$$

onde

$$P_2 = u_0^{*-1} [u_0^* + u_1(1 + P_1)] [\ln(l_2/z_1) - C_{0,2}]^{-1}, \quad 7.28$$

e

$$M_2 = \ln(z_0/z_2). \quad 7.29$$

A escala de velocidade u_2 é escolhida de maneira tal que a tensão de cisalhamento para $x > L$ obedeça à relação

$$\tau_2^{1/2} = u_0^* + u_1(1 + P_1) + u_2(1 + P_2) \quad 7.30$$

Substituindo-se (39) em (36) e fazendo-se $l_2 = z$, encontra-se para $f(1)$ a expressão

$$\ln(l_2/z_2) + u_2^{-1}(1 + P_2)^{-1} [u_0^* M_2 - u_1(1 + P_1) \ln(z_2/l_1) - u_1 \gamma (1 + P_1) + u_1 P_1] \quad 7.31$$

que é uma constante, C_2 , de tal forma que a função $f(\eta_2)$ é dada, aproximadamente, por

$$f_2(\eta_2) = \ln(\eta_2) + C_2 \quad 7.32$$

A partir do valor de $f(1)$ determina-se o valor aproximado da escala de velocidade

$$u_2 = [\ln(l_2/z_2) - C_2]^{-1} (1 + P_2)^{-1} [u_0^* M_2 - u_1(1 + P_1) \ln(z_2/l_1) - u_1 \gamma (1 + P_1) + u_1 P_1] \quad 7.33$$

Substituindo-se (7.30), elevada ao quadrado, na expressão (7.25) resulta em termos contendo o produto u_1u_2 e termos contendo u_2 elevado ao quadrado. Desprezando-se esses termos a expressão (7.25) pode ser simplificada através da aproximação

$$\tau_{s2} \approx 2u_2u_0^* \quad 7.34$$

Substituindo-se (35), (36) e (37), com a simplificação acima, na equação do movimento, resulta, assumindo-se $(U_2 - U) \ll U$, e desprezando-se mudanças na velocidade devido ao deslocamento das linhas de corrente, em comparação com V_2 , determina-se

$$U \left[f_2 \frac{du_2}{dx} - u_2 \eta_2 l_2^{-1} \frac{dl_2}{dx} \frac{df_2}{d\eta_2} \right] + \frac{dU}{dz} \left\{ u_2 \eta_2 f_2 \frac{dl_2}{dx} - \left[\frac{d(u_2 l_2)}{dx} \right] \int f_2 d\eta_2 \right\} = 2ku_2u_0^* l_2^{-1} \frac{dF_2}{d\eta_2} \quad 7.35$$

Para simplificar a expressão acima exige-se que os coeficientes de f_2 e F_2 sejam negligíveis ou constantes, uma vez que (7.35) deve ser independente de x (pois f_2 e F_2 não dependem de x). Os termos no membro esquerdo podem ser desprezados a exceção dos coeficientes de $\eta_2 df_2/d\eta_2$, os quais são aproximados por

$$Uu_2 l_2^{-1} \frac{dl_2}{dx} \approx u_2 u_0^* (l_2 k)^{-1} \ln(l_2 / z_0) \frac{dl_2}{dx} \quad 7.36$$

Igualando-se este resultado aos coeficientes de $dF_2/d\eta_2$ em (7.35), encontra-se:

$$\ln(l_2 / z_0) \frac{dl_2}{dx} = 2k^2 \quad 7.37$$

Integra-se a expressão acima usando a condição $l_2 = 0$ para $x = L$, resultando em

$$l_2 [\ln(l_2 / z_1) - M - 1] = 2k^2 (x - L) \quad 7.38$$

Depois dessas simplificações (7.35) assume a forma

$$- \eta_2 \frac{df_2}{d\eta_2} = \frac{dF_2}{d\eta_2} \quad 7.39$$

Usando-se a definição de comprimento de mistura (7.11) e a aproximação (7.34) determina-se

$$\frac{\partial U}{\partial z} + u_2(l_2 k)^{-1} \frac{df_2}{d\eta_2} = (kz)^{-1} (\tau_1 + 2u_2 u_0^* F_2)^{1/2} \quad 7.40$$

A qual pode ser aproximada para

$$\eta_2 \frac{df_2}{d\eta_2} = F_2 \quad 7.41$$

Combinando-se (7.31) e (7.41), ou seja, substituindo-se $\eta_2(df_2/d\eta_2)$ por F_2 em (7.39) e integrando determina-se

$$F_2(\eta_2) = e^{-\eta_2} \quad 7.42$$

e

$$f_2(\eta_2) = Ei(-\eta_2) = - \int_{\eta_2}^{\infty} e^{-\xi} \xi^{-1} d\xi \quad 7.43$$

Para valores de z pequenos comparado a l_2 , a integral exponencial (7.43) pode ser aproximada para $\ln(\eta_2) + \gamma$ o que, combinado com (7.32) determina $C_2 = \gamma$. Tendo determinado V_2 pode-se encontrar $C_{0,2}$ como sendo

$$C_{0,2} = 1 + \gamma + (u_1 / u_0^*)(1 + P_1) + M - u_1 u_0^{*-1} (1 + P_1) \ln(l_2 / l_1) + P_1(u_1 / u_0^*) \quad 7.44$$

Substituindo-se esse valor em (A27) determina-se δ que juntamente com (7.24), quando substituídas em (32), resulta em

$$U_2 = U + u_2 k^{-1} [(P_2 + 1)Ei(-\eta_2) - (1 - e^{-\eta_2})\eta_2^{-1}(P_2)] \quad 7.45$$

Este é um valor aproximado para o perfil da velocidade U_2 que não satisfaz à condição (7.22) para z muito pequeno. Uma fórmula mais apropriada é determinada pela integração de (7.43). Fazendo-se z muito pequeno na expressão resultante uma outra relação, semelhante à relação (7.20), é determinada. Dessa forma encontra-se uma expressão mais completa para a escala de velocidade

$$u_2 = -(1 + P_2)^{-1} [\ln(l_2 / z_2) - C_2 + 1 - (1 + P_2)^{-1}]^{-1} [u_0^* M_2 - u_1(1 + P_1) \ln(z_2 / l_1) - u_1 \gamma (1 + P_1) + u_1 P_1] \quad 7.46$$

a qual satisfaz à condição (7.22).

7.2.3 Resultados numéricos

A tabela 7.1 mostra os valores de velocidade calculados para várias distâncias depois de uma mudança abrupta de rugosidade. A tabela 7.1 traz os mesmos valores para o caso de dupla mudança de rugosidade.

Tabela 7.1: Valores de velocidade em (m/s) para diversos valores de x, a distância apartir da mudança (única) de rugosidade obtidos dos trabalhos de Panofsky e Townsend (P&T) e da teoria de Townsend revisada (T) (adaptada de Blom & Wartena, 1969).

z(m)	U(z) x<0	U(z) x = 26,9m		U(z) x = 185m		U(z) x = 413m		U(z) x = 2600m	
		P&T	T	P&T	T	P&T	T	P&T	T
0,1	2,17	0,42	0,45	0,39	0,4	0,38	0,39	0,36	0,37
0,2	2,83	1,4	1,53	1,29	1,35	1,25	1,3	1,19	1,25
0,3	3,21	1,96	2,14	1,81	1,9	1,76	1,84	1,68	1,74
0,5	3,69	2,68	2,9	2,47	2,59	2,41	2,49	2,29	2,35
1	4,35	3,63	3,89	3,36	3,52	3,28	3,4	3,12	3,21
1,5	4,73	4,18	4,41	3,89	4,06	3,78	3,91	3,6	3,7
2	5	4,57	4,78	4,25	4,42	4,14	4,28	3,95	4,05
3	5,38	5,1	5,24	4,77	4,94	4,65	4,8	4,43	4,53
5	5,87	5,74	5,8	5,42	5,58	5,29	5,45	5,04	5,16
10	6,52	6,51	6,49	6,27	6,38	6,14	6,27	5,87	5,99
20	7,18	7,18	7,16	7,09	7,13	6,97	7,06	6,69	6,81
50	8,04	8,04	8,03	8,03	8,03	8,01	8,01	7,77	7,86

Tabela 7.2: Valores de velocidade em (m/s) para diversos valores de x , a distância a partir da segunda mudança de rugosidade .

z (m)	$U(z)$ $x < 0$	$U(z)$ $x = 185\text{m}$	$U(z)$ $x = 251\text{m}$	$U(z)$ $x = 413\text{m}$	$U(z)$ $x = 413\text{m}^*$
0,1	2,17	0,4	2,02	2,12	0,4
0,2	2,83	1,35	2,63	2,75	1,3
0,3	3,21	1,9	3	3,15	1,84
0,5	3,69	2,59	3,45	3,61	2,5
1	4,35	3,52	4,09	4,26	3,4
1,5	4,73	4,06	4,48	4,62	3,91
2	5	4,42	4,75	4,89	4,28
3	5,38	4,94	5,13	5,28	4,8
5	5,87	5,58	5,68	5,79	5,45
10	6,52	6,38	6,41	6,44	6,27
20	7,18	7,13	7,14	7,14	7,06
50	8,04	8,03	8,03	8,01	8,01

*Sem mudança de rugosidade em $x = 185\text{m}$

Na tabela 7.1 são mostrados valores da altura z e da velocidade U a diferentes distancias x a partir do ponto em que há a mudança de rugosidade de z_0 para z_1 . Os valores referem-se a diferentes trabalhos. Os valores referentes à teoria revisada nessa seção estão nas colunas iniciadas por "T". Na tabela 7.2 os valores referem-se ao caso em que há uma dupla mudança de rugosidade, considerando que essa se dá a 185m da primeira. A

comparação entre as duas últimas colunas dessa tabela permite observar a influência da segunda mudança de rugosidade no perfil do vento. Próximo à superfície, observa-se que a velocidade do vento é maior para o caso em que há dupla mudança de rugosidade, quando observado a 413m de distancia da primeira mudança. Isso significa que depois da primeira mudança de rugosidade forma-se uma camada limite interna e que a 413m o vento está melhor adaptado a nova rugosidade que na situação em que se tem uma segunda mudança de rugosidade a 185m da primeira.

É possível concluir a partir dos resultados numéricos que no caso de várias mudanças subseqüentes de rugosidade, dependendo da distância entre as mudanças de rugosidade e da distância entre a primeira e a última mudança, o perfil final da velocidade pode sofrer influência das mudanças anteriores.

As tabelas a seguir ilustram as alterações na tensão de cisalhamento devido às mudanças na rugosidade. Na tabela 7.3 estão os valores de tensão medidos para diversos valores de x a partir de uma única mudança de rugosidade. O caso de duas mudanças abruptas de rugosidade é ilustrado numericamente pela tabela 7.4.

Tabela 7.3: tensão de cisalhamento (N/m^2) para várias distâncias x depois de uma única mudança de rugosidade. P&T (Panofsky e Townsend); T (Townsend) (adaptada de Blom & Wartena, 1969).

Tensão de Cisalhamento (N/m^2)*			
x(m)	P&T	T	T**
11,3	0,4230	0,6745	0,6043
18,8	0,3983	0,5677	0,5251
26,9	0,3817	0,5148	0,4837
81,5	0,3477	0,4107	0,3973
185	0,3219	0,3654	0,3573
413	0,3043	0,3343	0,3290
1175	0,2867	0,3055	0,3024
2600	0,2752	0,2876	0,2854

15.500	-	0,2627	0,2617
--------	---	--------	--------

* 0,1710 N/m² para x <0; **Townsend revisado

Tabela 7.4: tensão de cisalhamento (N/m²) para várias distâncias x depois da segunda mudança de rugosidade (adaptada de Blom & Wartena, 1969).

Tensão de Cisalhamento (N/m ²)	
x(m)	T
185	0,3573
191	0,0976
206	0,1240
251	0,1469
296	0,1548
342	0,1590
389	0,1616
413	0,1626
∞	0,1710

Como pode ser visto a tensão de cisalhamento, cai bem mais rapidamente no caso de duas mudanças de rugosidade em comparação com uma única mudança.

De maneira geral o perfil da velocidade não muda muito depois de uma segunda mudança de rugosidade, comparando-se com o caso de uma única mudança. Para a tensão de cisalhamento as mudanças são mais perceptíveis. Estes fatos são importantes na aferição do potencial eólico de uma região bem como da influência da turbulência nas estruturas da turbina eólica, como pode ser visto no apêndice C, onde também pode ser encontrado uma breve descrição do efeito da rugosidade na geração de turbulência e seus efeitos em usinas eólicas.

7.3 Implementando uma nova fórmula para o cálculo de rugosidade no RAMS

Uma das possibilidades de continuidade desse trabalho consiste em implementar uma nova fórmula para o cálculo da rugosidade da superfície no RAMS e comparar os resultados de simulações com essa nova fórmula e a fórmula atual do RAMS. As seções seguintes descrevem a implementação de uma outra fórmula para o cálculo da rugosidade da vegetação, na qual a rugosidade depende da cobertura das árvores que por sua vez é função da umidade do solo.

Como foi discutido na seção anterior, alterações na rugosidade da superfície alteram o perfil do vento e a distribuição de turbulência. O decréscimo na velocidade do vento depende da porosidade (área aberta do objeto, na direção do vento, dividida pela área total do objeto) do obstáculo. Estes aspectos exercem grande influência no cálculo da energia eólica disponível em uma dada região, bem como na vida útil das usinas eólicas.

Uma característica notável da região interior do Estado do Ceará é a variação sazonal da quantidade de verde: a partir do início da estação chuvosa (mês de Fevereiro), a vegetação xerófila da caatinga rapidamente se cobre de folhas, as quais gradualmente vão se tornando escassas ao longo dos meses subsequentes. Essas variações sazonais de cobertura da vegetação na área interior do Ceará, por exemplo, têm consequências na porosidade aerodinâmica da vegetação, e resultam em variações sazonais na rugosidade da superfície. O litoral e as serras são cobertos por espécies diferenciadas de vegetação, de maior altura e concentração. Na área da caatinga, apesar de maior homogeneidade de espécies e feições gerais variam regionalmente as suas alturas, espaçamento médio entre árvores, e porosidade - parâmetros diretamente associados à rugosidade aerodinâmica. Uma das espécies xerófilas mais comuns no interior do Ceará e de maior influência na variação sazonal da rugosidade, é a Jurema Preta. Amostragens de porosidade nos períodos seco e período úmido além de altura e espaçamento entre árvores em 5 regiões do Estado mostram que esta é uma das principais espécies responsáveis pela variação do verde e pela variação sazonal da rugosidade no interior do Ceará (Atlas Eólico do Ceará).

No capítulo 3 foi discutida a maneira como são calculados alguns parâmetros de vegetação no RAMS. Para o cálculo da rugosidade da vegetação utiliza-se, através da variável L_T , valores de NDVI, os quais são calculados a partir de observações de satélite. Isso significa que a rugosidade, assim calculada, é tanto maior quanto maior for a “verdura” da vegetação. A cobertura da vegetação também pode ser calculada assumindo-se esta como função exclusiva

da umidade do solo uma vez que este fator é determinante para a formação da copa das árvores (LEBON et al., 2006)

7.3.1 Influência da rugosidade no desenvolvimento da copa das árvores

A deficiência de água é o principal fator abiótico que afeta o desenvolvimento das copas das árvores. Isso se deve ao fato de que alguns processos na planta como a expansão das paredes da célula e o controle da abertura dos estômatos dependem de forma significativa da água. Esses processos exercem influência em toda a planta, pois através deles esta desenvolve mecanismos de adaptação às secas. Através destes mecanismos a planta controla melhor a quantidade de umidade disponível no solo variando a densidade do fluxo de água e a superfície de evaporação (LEBON et al., 2006).

A taxa com que as folhas surgem em uma árvore (videira) pode ser dada, em função da umidade do solo, pela relação empírica (LEBON et al., 2006):

$$T_{SURG.FOL.} = \frac{A}{B + C \exp[-D(FTSW + E)]} \quad 7.47$$

onde *FTSP* representa a Fração média de água transpirável no solo. No trabalho de Lebon as constantes *A*, *B*, *C*, *D* e *E* tinham os respectivos valores 1; 1; 11,80; -7,41 e 0,18. A dependência entre a área final de uma folha e a umidade do solo também tem a forma de (7.47), mas neste caso as constantes são 1; 1; 11,80; -9,31 e 0,08.

Para ser aplicada a simulações de longa duração é necessário verificar a validade da expressão (7.47), em um período de um ano. O gráfico (figura 7.3), para o percentual de folhas, representa a taxa de surgimento de folhas em uma árvore ao longo do ano. O resultado mostra a adequação da fórmula que ainda pode ser melhor ajustada. É possível verificar ainda através deste gráfico, quando comparado à figura 6.2, que a taxa de surgimento de folhas nas árvores acompanha o perfil da variação de umidade do solo.

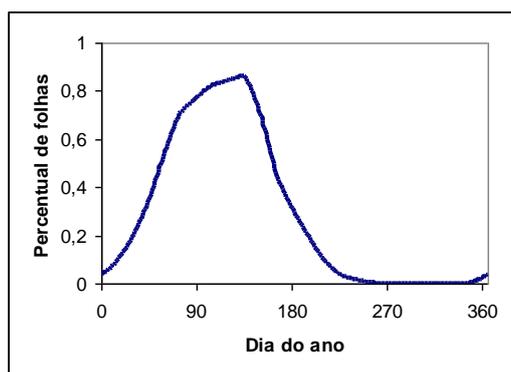


Figura 7.3: taxa de surgimento de folhas em uma árvore ao longo do ano.

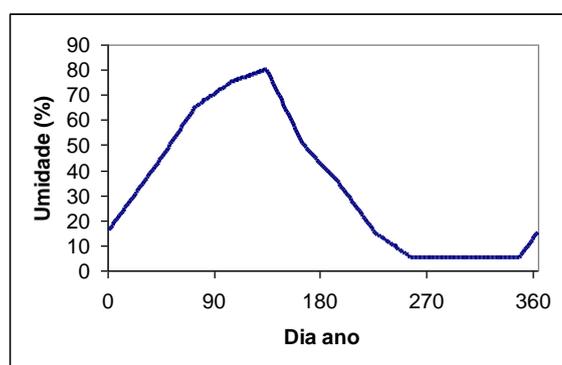


Figura 7.4: variação da umidade do solo com o dia do ano

O gráfico 7.4 foi obtido fazendo-se uma regressão linear a partir dos dados mensais. Como pode ser visto da comparação entre os dois gráficos a expressão (7.47) representa de forma bastante razoável a relação entre o surgimento de folhas nas árvores e a taxa de umidade do solo. É necessário, no entanto, melhor adequar a expressão (7.47) para que ela não atribua valores nulos de taxa de cobertura vegetal, no período de umidade de solo mínima. Mesmo em uma situação em que a árvore não tenha folhas ela, inclusive para efeito de rugosidade, ainda apresenta uma área devida a seus galhos que implicará em obstáculo para o fluxo de ar.

7.3.2 Implementação da nova rugosidade no RAMS

O cálculo de rugosidade no RAMS é dado pela fórmula (3.11). Como pode ser visto por essa relação a rugosidade depende da altura das árvores e do índice de cobertura foliar total. Em situações em que a rugosidade exerce grande importância, como no cálculo do perfil do vento nas baixas camadas da atmosfera para fins de geração eólica, esta fórmula não se apresenta muito adequada. Uma primeira dificuldade reside em conseguir os dados de NDVI para o ano em que se dá a simulação, em um formato compatível com o RAMS. Os valores de

NDVI padrão para serem usados no RAMS podem ser baixados do site da ATMET e têm como referência os anos de 1992-1993. Em uma simulação para o corrente ano, por exemplo, os valores de rugosidade que dependem dos dados de NDVI referem-se aos anos de 92-93, como foi explicado antes, levando certamente a erros na simulação (para algumas variáveis).

Alternativamente, fazendo-se a rugosidade da vegetação depender apenas da umidade do solo ainda serão cometidos alguns erros, certamente, mas evita-se a dependência nos valores de NDVI. Uma vantagem aparente reside em que a rugosidade dependerá apenas da dinâmica do modelo de superfície do RAMS.

A nova fórmula a ser utilizada foi derivada no apêndice B como sendo a rugosidade aparente de uma grande fazenda de ventos, equação (B3). Na adaptação para o cálculo da rugosidade da vegetação, h_H representará a altura média das árvores e z_0 continuará sendo a variável que representa a rugosidade do solo no RAMS. O parâmetro c_t em (B3) é constante para uma usina de ventos, mas será variável no caso da rugosidade da vegetação. Como pode ser visto no trabalho de Frensdén (FRENSEN et al, 2007), este parâmetro é dado por:

$$c_t = \frac{\pi C_T}{8s_r s_f} \quad 7.48$$

onde C_T é o coeficiente de “empuxo (propulsão)” para cada turbina, $s_r = x_r/D_0$, $s_f = x_f/D_0$, sendo D_0 o diâmetro das pás de cada turbina, x_r é a distância entre duas turbinas em uma fileira (linha) e x_f é a distância entre duas fileiras.

Para a aplicação desta fórmula C_T , para cada árvore, e as distâncias médias entre árvores devem ser calculados, o diâmetro D_0 deve ser variável, pois este representará a área da planta perpendicular à direção do vento, que deve variar com a umidade. A dependência entre D_0 e a umidade será dada por uma expressão do tipo (7.1). Ela poderá representar o surgimento das folhas ou a área individual de uma folha. No caso da área das folhas, o valor inicial para uma vegetação sem folha não pode ser zero para que seja levado em conta a área dos galhos.

A altura média das árvores pode ser obtida a partir dos valores encontrados no RAMS para cada classe de vegetação ou pode ser derivado a partir de estudos sobre as árvores da caatinga. De acordo com Amorim (AMORIM et al., 2005)

A caatinga apresenta grande variação fisionômica, principalmente quanto à densidade e ao porte das plantas. Mudanças em escala local, a poucas dezenas de metros, são facilmente reconhecíveis e geralmente ligadas a uma alteração ambiental claramente identificável. É o caso do maior porte das plantas nos vales e do menor sobre lajedos e solos rasos, em consequência da maior e menor disponibilidade hídrica (respectivamente). As variações numa escala de regiões, abrangendo milhares de quilômetros quadrados, são mais difíceis de identificar, em virtude dos limites difusos, da causalidade múltipla e da variabilidade local interna a cada uma delas.

No tocante à jurema-preta, que como foi citado anteriormente é a espécie que mais contribui para a variação sazonal da rugosidade da vegetação na caatinga, no estado do Ceará, poucos trabalhos foram encontrados em que hajam referências a suas alturas médias: Araújo (ARAÚJO et al.) cita “Segundo Braga (1976), a jurema - preta apresenta porte arbustivo, geralmente bifurcada com galhos baixos, alcançando uma altura média de 4,5 m com a idade de 5 anos.” Já Pereira Filho (Filho et al, 1999) registra: “A jurema preta é uma leguminosa de até 4,0 m de altura, agressiva, invasora, de grande capacidade de produção de estaca e lenha (TIGRE, 1972; DANTAS, 1979 e GIRÃO et al., 1975).” Almeida (ALMEIDA et al., 2006) assinala um valor de 5,30 m para a altura média da jurema o qual, como pode ser visto, difere um pouco dos anteriores.

Referindo-se ainda ao trabalho de Amorim, alguns resultados desse trabalho podem ser utilizados para que sejam determinadas a altura média e a distância média entre árvores. A tabela 7.3 traz, entre outras variáveis, a altura máxima para várias espécies e o gráfico 7.3 representa a distribuição de plantas por classe de altura.

Tabela 7.3: Variáveis fitossociológicas das espécies da Estação Ecológica do Seridó, Serra Negra do Norte, RN, Brasil. (D = Densidade; F = frequência absoluta; AB = área basal; IVI = índice de valor de importância; B = biomassa aérea; AC = área de copa; Hmax. = altura máxima e Dmax. = diâmetro máximo) (extraída de Amorim et al., 2005).

Espécie	D ind.ha ⁻¹	FA %	AB cm ² ha ⁻¹	IVI	B kg ha ⁻¹	AC m ² ha ⁻¹	Hmax. m	Dmax. cm
<i>Aspidosperma pyrifolium</i>	1.199	100	30.675	101,8	13.259	3.554	9,5	36,9
<i>Pithecellobium foliolosum</i>	562	91	8.255	44,3	3.086	1.474	8,6	15,2
<i>Mimosa acutistipula</i>	287	72	6.935	30,8	2.847	1.209	6,0	20,9
<i>Croton sonderianus</i>	452	78	3.064	30,5	1.003	472	5,3	9,8
<i>Caesalpinia pyramidalis</i>	202	49	5.450	22,4	2.302	710	7,0	19,7
<i>Combretum leprosum</i>	120	52	2.321	15,2	903	470	6,5	12,8
<i>Anadenanthera colubrina</i>	123	60	993	14,3	360	176	6,0	11,1
<i>Jatropha mollissima</i>	103	59	1.147	13,8	395	142	6,0	8,9
<i>Capparis flexuosa</i>	85	53	920	12,0	368	208	5,5	17,8
<i>Erythroxylum pungens</i>	77	39	918	9,6	337	176	5,2	11,1
<i>Tabebuia impetiginosa</i>	12	12	316	2,7	131	62	5,0	12,7
<i>Cordia globosa</i>	6	5	35	1,0	11	8	3,4	4,7
<i>Bauhinia cheilantha</i>	15	2	80	0,9	26	41	3,8	4,7
<i>Amburana cearensis</i>	2	2	91	0,5	39	16	4,7	10,2
<i>Commiphora leptophloeos</i>	2	2	10	0,4	3	7	3,6	3,2
Total	3.247	676	61.210	300	25.070	8.723	-	-

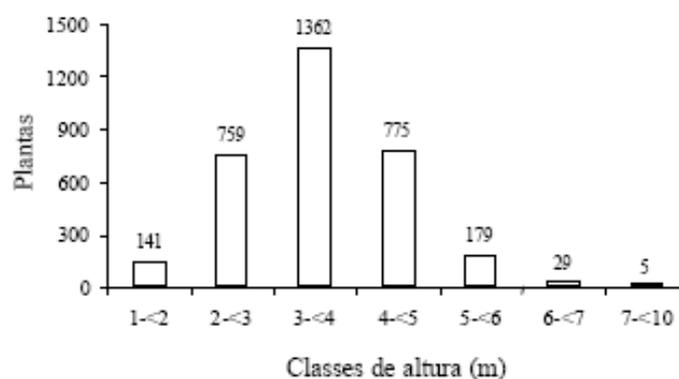


Figura 7.5: Distribuição das plantas amostradas na Estação Ecológica do Seridó, Serra Negra do Norte, RN, Brasil, em classes de altura e de diâmetro (extraído de Amorim et al., 2005).

Importante ressaltar que, apesar de esse trabalho referir-se a uma região pequena da caatinga estes resultados podem ser considerados como representativos para outras regiões em função de a região em estudo ter características pluviométricas, de tipo de solo entre outras características da região da caatinga.

Depois de implementada a fórmula no RAMS algumas simulações serão feitas para analisar a precisão do modelo no cálculo da rugosidade.

Outra alternativa para continuidade desse trabalho seria repetir as simulações em uma escala mais fina e comparar os resultados com valores observados na região nordeste, ao invés de usar dados de reanálise para comparação. Para o estado do Ceará, particularmente, há disponibilidade de dados de vento a 10m de altura. Outras variáveis como temperatura do

ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, radiação solar, umidade, fluxo de calor e temperatura do solo também estão disponíveis através das PCD's da FUNCEME (www.funceme.br). Dessa forma seria possível analisar melhor o desempenho do modelo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, Anália Carmem Silva de. Avaliação bromatológica de espécies arbóreas e arbustivas de pastagens em três municípios do Estado de Pernambuco. *Acta Sci. Anim. Sci.* Maringá, v. 28, n. 1, p. 1-9, Jan./March, 2006. Disponível em http://www.ppg.uem.br/Docs/ctf/Zootecnia/2006_1/01_422_04_Almeida%20et%20al_Avaliacao%20bomatologica_Resumo.pdf. Acesso em 12 de jan. 2007.
- AMORIM, Isaac Lucena de et al. Flora e estrutura da vegetação arbustivo-arbórea de uma área de caatinga do Seridó, RN, Brasil. *Acta bot. bras.* Disponível em <http://www.scielo.br/pdf/abb/v19n3/27377.pdf>. Acesso em 10 fev. de 2007.
- ARAÚJO, Lúcio Valério Coutinho de et al. Características Dendrométricas e Densidade Básica da Jurema-Preta (*Mimosa Tenuiflora* (Willd.) Poir.) de duas Regiões do Estado da Paraíba. Disponível em <http://caatinga.ufersa.edu.br/index.php/sistema/article/viewFile/116/88>. Acesso em 18 jan. 2007.
- BLOM, J, WARTENA, L. The Influence of Changes in Roughness on the Development of the Turbulent Boundary Layer in the Lower Layers of the Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 26, p. 255-265, 1969.
- CHEN, C e W. R. Cotton, 1983: A one-dimensional simulation of stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 25, 289-3212.
- COTTON, R. W., et al. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorol. Atmos. Phys*, v. 82, p. 5-29, 2003.
- DEARDORFF, J. W., 1980: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 495-527.
- FRENDSSEN, T. Sten, et al. The necessary distance between large wind farms offshore – study. Riso National Laboratory, 2004. Disponível em: <http://www.risoe.dk/rispubl/vea/veapdf/ris-r-1518.pdf>. Acesso em 17 de fev. de 2007.
- FRENDSSEN, T. Sten. Turbulence and turbulence generated structural loading in wind turbine clusters. Riso National Laboratory. Disponível em <http://www.risoe.dk/rispubl/VEA/veapdf/ris-r-1188.pdf>. Acesso em 17 de fev. de 2007.

GARRATT, J. R. The Internal Boundary Layer – a Review. *Boundary Layer Meteorology*, v. 50, p. 171-203, 1990.

GURGEL, H. C. Variabilidade espacial e temporal do NDVI sobre o Brasil e suas conexões com o clima / H. C. Gurgel. – São José dos Campos: INPE, 2000. 118p. – (INPE-9655-TDI/848). Disponível online em (última consulta): <http://www.obt.inpe.br/pgsere/Gurgel-%20H-C-2000/publicacao.pdf>

HARRINGTON J. L., the effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus. PhD diss, Atmospheric Science Paper No 637, Colorado state University, Department of Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523, 289 PP.

KAIN, J. S., FRITSCH, J. M., 1990: A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, vol 47, No 23, 2784.

KALNAY et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996.

LEBON, Eric et al. Branch Development Controls Leaf Area Dynamics in Grapevine (*Vitis vinifera*) Growing in Drying Soil. *Annals of Botany*, v. 98, p. 175-185, 2006. disponível em www.aob.oxfordjournals.org. Acesso em 10 de jan. 2007.

MAHRER, Y. e R. A. Pielke, 1977: A numerical study of a airflow over irregular terrain. *Beitrag zur Physik der Atmosphere*, 50, 98-113.

MELO, Maria Luciene Dias de, Souza, Enio Pereira de e Braga, Célia Campos: Efeito da Cobertura Vegetal em Fluxos de Superfície Utilizando o Modelo RAMS. Disponível online no site: mtc-m15.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.15.33/doc/0000000304.doc.

MELLOR, G. L. e T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806

RAMS – Regional Atmospheric Modeling System: Technical Description. Disponível em http://www.atmet.com/html/docs/rams/rams_techman.pdf. Acesso em 15 fev. 2007.

SCHLICHTING, Hermann; KESTIN, Joseph. *Boundary-layer theory*. 7th ed. New York: McGraw-Hill, c1979. 817 p. (McGraw-hill series in mechanical engineering) ISBN 0070553343 (enc.)

SELLERS, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo, and L. Bounoua, 1996: A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *J. Climate*, 9, 676-705.

SOARES, Pedro Miguel Matos: Parametrização da Turbulência e Nuvens de Camada Limite em Modelos Atmosféricos. 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia) Faculdade de Ciências, Departamento de Física, Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal. Disponível online em: www.cgul.ul.pt/docs/PhDPedroSoares.pdf. Última visualização em 30/10/2007.

SOUSA, L. J. S, et al. Simulação Numérica de Duas Estações Chuvosas no Ceará Usando o Modelo CSU-RAMS 6.0. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

STULL, Roland B. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. 670p. ISBN 9027727694.

TREMBACK, J. Craig, WALKO, L. Robert. RAMS – Regional Atmospheric Modeling System: User's Guide Introduction. Disponível em <http://www.atmet.com/html/docs/rams/ug60-introduction-1.1.pdf>. Acesso em 15 fev. 2007.

TREMBACK, J. Craig, WALKO, L. Robert. ATMET Technical Note number 1: Modifications for the Transition from LEAF-2 to LEAF-3, out. 2005. Disponível em <http://www.atmet.com/html/docs/rams/RT1-leaf2-3.pdf>. Acesso em 15 fev. 2007.

WALKO, L. Robert, et al. Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology models for Environmental Modeling. *Journal of Applied Meteorology*, jun. 2000.

www.ibge.gov.br

www.funceme.br

OUTROS TEXTOS CONSULTADOS

Braga, Célia Campos et al.: Tempo de resposta da vegetação às variabilidades sazonais da precipitação no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 11, n. 1, p. 149-157, 2003

ESPIG, Silvana Andreoli, Soares, João Viane, Santos, João Roberto dos: Variações Sazonais do EVI e NDVI em áreas do Semi-árido brasileiro. VII Seminário em Atualização em Sensoriamento Remoto e Sistemas de Informações Geográficas Aplicados à Engenharia Florestal. Disponível online em: mtc-m12.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m12@80/2006/11.07.12.16/doc/espig.pdf. Visualizado em 30/10/2007. Última visualização em 30/10/2007.

HURLEY, PETER J.: An Evaluation of Several Turbulence Schemes for the Prediction of mean and Turbulent Fields in Complex Terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **83**: 43–73, 1997.

LIMA, Shirley Marques Avaliação de Duas Parametrizações de Difusão Turbulenta em Um Evento de Linha de Instabilidade Utilizando o Modelo Atmosférico RAMS [Rio de Janeiro] 2004. XIX, 134 p. 29,7 cm (COPPE/UFRJ, M.Sc., Engenharia Civil, 2004) Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. Disponível online em http://www.coc.ufrj.br/teses/mestrado/inter/2004/Teses/LIMA_SM_04_t_M_int.pdf. Última visualização em 30/10/2007.

POGGI, D., Katul, G. G. e Albertson J. D.: Momentum Transfer and Turbulent Kinetic Energy Budgets within a dense model Canopy. *Boundary-Layer Meteorology* **111**: 589–614, 2004.

ROSSATO, Luciana, Aalvalá, Regina Célia dos Santos e Tomasella, Javier: Variação Espaço-temporal da Umidade do Solo no Brasil: Análise das Condições médias para o Período de 1971-1990. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **v.19, n.2**, 113-122, 2004

TULAPURKARA, E. G.: Hundred years of the boundary layer – Some aspects. *Sadhana* Vol. 30, Part 4, August 2005, pp. 499–512. Disponível online em: www.springerlink.com/index/CQ4520548Q8340GP.pdf. Última visualização em 30/10/2007.

WRIGHT, S. D., Elliott L., INGHAM, D. B. e HEWSON, M. J. C.: The Adaptation of the Atmospheric Boundary Layer to a Change in Surface Roughness. *Boundary-Layer Meteorology* **89**: 175–195, 1998.

ZERI, L. M. M. Z. Estudo comparativo da estrutura da turbulência atmosférica na camada limite superficial acima do pantanal matogrossense nos períodos úmido e seco / L. M. M. Zeri – São José dos Campos: INPE, 2002. 116p. – (INPE-9910-TDI/877). Disponível online em: mtc-m16.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/jeferson/2003/10.15.08.12/doc/publicacao.pdf. Última visualização em 30/10/2007.

8 APENDICE A – RELAÇÃO ENTRE V E δ

8.1 Cálculo para uma mudança de rugosidade

Partindo da equação da continuidade, o fluxo de ar que deve atravessar um plano em $x > L$, pode ser comparado com a o fluxo que atravessaria o mesmo plano se nenhuma mudança na rugosidade tivesse ocorrido em $x = 0$, como segue:

$$\int_0^z U_0(\xi) d\xi = \int_0^{z+\delta} U(\xi) d\xi \quad A1$$

a qual pode ser escrita como $\int_0^z U_0(\xi) d\xi = \int_0^z U(\xi) d\xi + \int_z^{z+\delta} U(\xi) d\xi$. Para valores de $\delta \ll z$, pode-se escrever

$$\int_0^z [U - U_0] d\xi = -\delta U(z) \quad A2$$

Usando (A2) e a relação (14) do capítulo 2 determina-se

$$\int_0^z \left[V - \delta \frac{\partial U_0}{\partial \xi} \right] d\xi = -\delta \left[U_0 + V(z) - \delta \frac{u_0^* \kappa^{-1}}{z} \right] \quad A3$$

Substituindo (11, cap.1) em (A3) e usando a identidade $\ln(z/z_0) = \ln(z/l_1) + \ln(l_1/z_0)$ tem-se

$$\int_0^z [V - \delta u_0^* (\kappa \xi)^{-1}] d\xi = -\delta \left\{ u_0^* \kappa^{-1} [\ln(z/l_1) + \ln(l_1/z_0) - \delta/z] + V(z) \right\} \quad A4$$

Fazendo-se z tender para o infinito resulta

$$\int_0^\infty \tilde{V}(\xi) d\xi = -u_0^* \delta_1 \kappa^{-1} [\ln(l_1/z_0) - C_0] \quad A5$$

onde $\delta_1 = \lim_{z \rightarrow \infty} \delta$ e

$$C_0 = \lim_{z \rightarrow \infty} \left\{ \int_0^z \delta(\xi \delta_1)^{-1} d\xi - \ln(z/l_1) \right\} \quad A6$$

É necessário calcular C_0 mas antes será encontrada uma relação entre δ e δ_1 .

Partindo da definição de $V(z)$ pode-se escrever a relação

$$V = -U_0 \frac{\partial \delta}{\partial z} = -u_0^* \kappa^{-1} \ln(z/z_0) \frac{\partial \delta}{\partial z} \quad A7$$

A seguir combina-se (A7) e (A3) e integra-se por partes da seguinte forma: lembrando que

$$\frac{d}{dz} [u_0^* \kappa^{-1} \ln(z/l_1) \delta] = u_0^* (\kappa z)^{-1} u_0^* \delta + \left[u_0^* \kappa^{-1} \ln(z/l_1) \frac{d\delta}{dz} \right], \text{ o primeiro membro de (A3)}$$

pode ser escrito como $\int_0^z \left[V + u_0^* \kappa^{-1} \ln(\xi/l_1) \frac{d\delta}{d\xi} \right] d\xi - [u_0^* \kappa^{-1} \ln(\xi/l_1) \delta]_0^z$. Daí, utilizando

(A7), encontra-se

$$\int_0^z V [1 - \ln(\xi/l_1) [\ln(\xi/z_0)]^{-1}] d\xi = -\delta \left\{ u_0^* \kappa^{-1} \ln(l_1/z_0) + V(z) \right\} \quad A8$$

Fazendo-se o limite superior de (A8) tender para o infinito, a expressão não se altera muito, apenas V se anula e δ tende para δ_1 . Desse fato deriva-se a seguinte relação entre δ e δ_1 :

$$\delta / \delta_1 \approx \int_0^z \tilde{V}(\xi) d\xi / \int_0^\infty \tilde{V}(\xi) d\xi \quad A9$$

Se em (A9) z for infinito, $\int_0^\infty V [1 - \ln(\xi/l_1) [\ln(\xi/z_0)]^{-1}] d\xi = -\delta_1 u_0^* \kappa^{-1} \ln(l_1/z_0)$,

encontramos a equação acima, da qual podemos extrair δ_1 :

$$\delta_1 = -[u_0^* \kappa^{-1} \ln(l_1 / z_0)]^{-1} \left[\int_0^\infty V \left[1 - \ln(\xi / l_1) [\ln(\xi / z_0)]^{-1} \right] d\xi \right] \quad A10$$

Subtraindo (A9), com z tendendo ao infinito, de (A6) e substituindo (A10) encontramos

$$C_0 = \ln(l_1 / z_0) \int_0^\infty \tilde{V}(\xi) Q d\xi \left[\int_0^\infty \tilde{V}(\xi) (\xi) (1 - Q) d\xi \right]^{-1} \quad A11$$

Substituindo-se (A9) em (A5) determina-se, finalmente, a relação entre δ e V

$$\delta u_0^* \kappa^{-1} = - \left[\ln(l_1 / z_0) - C_0 \right]^{-1} \int_0^z \tilde{V}(\xi) d\xi \quad A12$$

Essa é a relação procurada.

8.2 Cálculo para dupla mudança de rugosidade

O procedimento aqui é semelhante ao da seção anterior. Usando a equação da continuidade, compara-se o fluxo que passa em um plano em $x > L$ se não houvesse mudança de rugosidade em $x > L$ com o fluxo que passa depois da mudança. Para $\delta/z \ll 1$, tem-se

$$\int_0^z (U - U_2) d\xi = \delta U_2(z) \quad A13$$

Substituindo-se em (A13) as equações (23) e (35) do capítulo 1 resulta

$$\int_0^z \left[V_2(\xi) - \delta \frac{\partial U}{\partial \xi} \right] d\xi = -\delta \left[U_2(z) - \delta \frac{\partial U}{\partial z} + V_2(z) \right] \quad A14$$

Para evitar dificuldades na resolução da integral acima, utiliza-se ao invés de (23), o seu valor aproximado, válido para pequenos valores de z. Pode-se fazer isto sem grandes perdas, pois os valores que mais contribuem para a integral são aqueles para z pequeno. Neste caso (23) pode ser escrita como

$$U = u_0^* k^{-1} \ln(z / z_0) + u_1 k^{-1} [(\ln \eta + \gamma) \cdot (1 + P_1) - P_1] \quad A15$$

cuja derivada é dada por

$$\partial U / \partial z = u_0^* (kz)^{-1} + u_1 (kz)^{-1} (1 + P_1). \quad \text{A16}$$

Substituindo-se (A15) e (A16) em (A14) encontra-se

$$\int_0^z \{V_2(\zeta) - \delta(k\zeta)^{-1} [u_0^* + u_1(1 + P_1)]\} d\zeta = \\ - \delta(u_0^* k^{-1} \ln(z/z_0) + u_1 k^{-1} [(\ln \eta + \gamma)(1 + P_1) - P_1] - \delta(kz)^{-1} [u_0^* + u_1(1 + P_1)] + V_2(z)\}. \quad \text{A17}$$

Fazendo-se, em (A17), z tender para o infinito e desprezando-se $\ln(z/l_1)$ com relação a $\ln(z_0/l_1)$, encontra-se

$$\int_0^\infty V_2(\zeta) d\zeta = -u_0^* \delta_2 k^{-1} [\ln(l_2/z_1) - C_{0,2}] \quad \text{A18}$$

onde

$$C_{0,2} = \lim \left\{ \int_0^z \delta(\delta_2 u_0^* \zeta)^{-1} [u_0^* + u_1(1 + P_1)] d\zeta \right. \\ \left. - \ln(z/l_2) + M - u_1 \gamma u_0^{*-1} (1 + P) + u_1 u_0^{*-1} P \right\} \quad \text{A19}$$

sendo $\delta_2 = \lim_{\delta \rightarrow 0} \delta$. No cálculo de $C_{0,2}$ será necessário determinar a razão δ/δ_2 .

Partindo da definição de V_2 pode-se escrever

$$V_2 = -U \partial \delta / \partial z_2 \quad \text{A20}$$

que pode ser aproximada usando-se (A15), dessa forma tem-se

$$V_2 \approx -u_0^* k^{-1} [\ln(z/z_0) + u_1 k^{-1} \gamma (1 + P_1) - u_1 u_0^{*-1} P_1] \partial \delta / \partial z \quad \text{A21}$$

Substituindo-se esta expressão em (A18) consegue-se, depois de algumas manipulações ($\ln(z/l_2) = -\ln(l_2/l_1) + \ln(z/l_1)$) e usando integral por partes, encontrar a expressão

$$\begin{aligned}
& V_2 \{1 - [u_0^* + u_1(1 + P_1)] \ln(\zeta / l_2) [u_0^* (\ln \zeta / z_0) + u_1 \gamma (1 + P_1)]^{-1}\} d\zeta \\
& = -u_1 \delta k^{-1} [u_0^* u_1^{-1} \ln(l_2 / z_0) + (1 + P_1) \ln(l_2 / l_1) + \gamma (1 + P_1) - P_1 + V_2 k u_1^{-1}] \quad \text{A22}
\end{aligned}$$

Fazendo-se z tender para o infinito a expressão acima não muda muito a não ser que δ muda para δ_2 e $\lim_{\delta \rightarrow 0} V_2 = 0$. Desprezando-se $\ln(z/l_2)$ em relação a $\ln(l_2/z_0)$, encontra-se

$$\delta / \delta_2 \approx \int_0^z V_2(z) d\zeta / \int_0^\infty V_2(\zeta) d\zeta \quad \text{A23}$$

Subtraindo-se da equação (A19) o limite com z tendendo ao infinito da equação (A22) determina-se uma expressão para $C_{0,2}$ em função de δ_2 . Eliminando-se esse de (A22), determina-se

$$\begin{aligned}
C_{0,2} & = -u_1 u_0^{*-1} \{ [u_0^* u_1^{-1} \ln(l_2 / z_0) + (1 + P_1) \ln(l_2 / l_1) + \gamma (1 + P_1) - P_1] \cdot \\
& \cdot \int_0^\infty V_2 Q d\zeta [\int_0^\infty V_2 (1 - Q) d\zeta]^{-1} + u_0^* u_1^{-1} M - (1 + P_1) \ln(l_2 / l_1) - \gamma (1 + P_1) + P_1 \} \quad \text{A24}
\end{aligned}$$

onde

$$Q = [u_0^* + u_1(1 + P_1)] \ln(\zeta / l_2) [u_0^* \ln(\zeta / z_0) + u_1 \gamma (1 + P_1) - u_1 P_1]^{-1} \quad \text{A25}$$

A expressão acima pode ser simplificada manipulando-se os logaritmos e desprezando-se $\ln(\xi/l_2)$ em relação a $\ln(\xi_2/z_0)$ para ξ muito grande. Feito isso a expressão para $C_{0,2}$ reduz-se a

$$\begin{aligned}
C_{0,2} & = -u_1 u_0^{*-1} \{ [u_0^* u_1^{-1} + (1 + P_1)] \cdot \\
& \cdot \int_0^\infty V_2 \ln(\zeta / l_2) d\zeta [\int_0^\infty V_2(\zeta) d\zeta]^{-1} + M u_0^* u_1^{-1} \\
& - (1 + P_1) \ln(l_2 / l_1) - \gamma (1 + P_1) + P_1 \} \quad \text{A26}
\end{aligned}$$

A relação entre $C_{0,2}$ e δ pode ser derivada relacionando-se as expressões (A18) e (A23). O valor resultante é

$$u_0^* \delta k^{-1} = -[\ln(l_2 / z_1) - C_{0,2}]^{-1} \int_0^z V_2(\xi) d\xi \quad \text{A27}$$

essa expressão completa o calculo da relação entre V_2 e δ .

9 APÊNDICE B – EFEITO DA TURBULENCIA EM UMA FAZENDA DE VENTOS

O uso da energia eólica tem crescido de forma significativa e o desenvolvimento tecnológico tem contribuído para a redução dos custos de geração eólico-elétrica o que torna esta forma de energia competitiva.

As principais vias através das quais tem sido possível reduzir o custo de geração elétrica a partir da energia dos ventos são: melhorias na aerodinâmica do rotor, no gerador e

sistema de controle e, de forma não menos importante, pela otimização no *desing* das máquinas contra falhas estruturais.

Quando a máquina está em operação o vento é o principal responsável pela carga imposta à sua estrutura apesar de que se deve destacar também o efeito da ação da gravidade sobre as pás. Uma maneira eficiente de calcular o efeito das cargas geradas pelo vento sobre a estrutura consiste em dividir o vento em uma componente que varia com a altura, obedecendo ao perfil logaritmo e em perturbações turbulentas em torno da média, como está ilustrado na figura B1 (FRENDSEN, 2007).

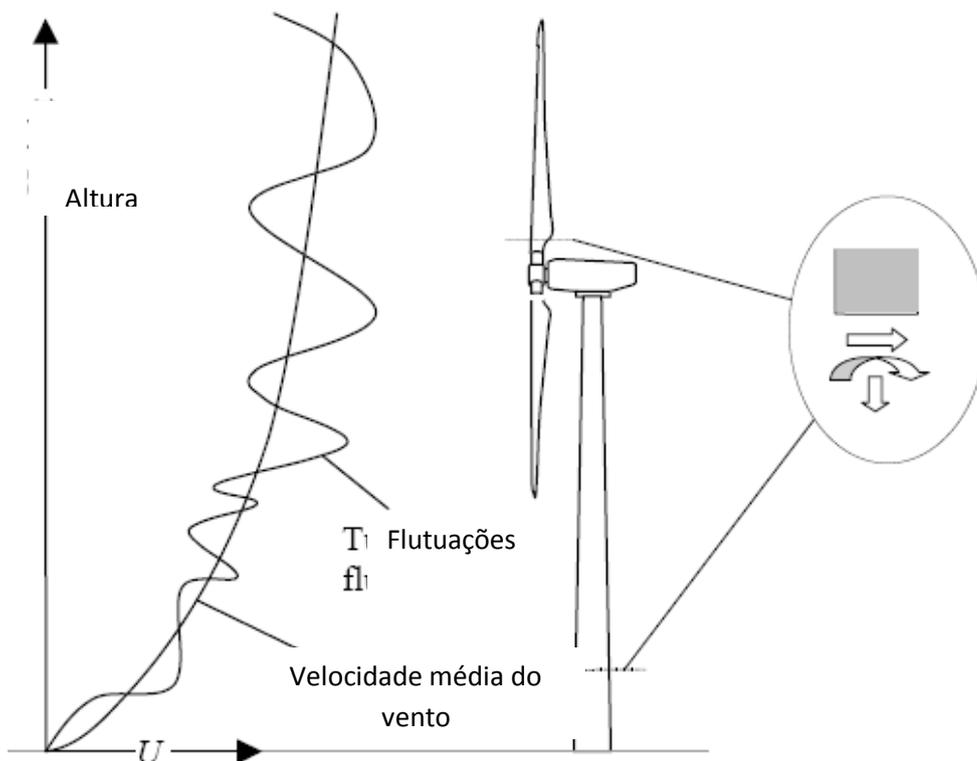


Figura 9.1: Sobrecarga na estrutura de uma turbina eólica devido ao vento. Decomposição da velocidade do vento em uma componente média e na flutuação em torno da média (extraída de Frensen, 2007).

As forças, devidas ao vento, que agem sobre a turbina em operação são basicamente as mesmas que atuam quando ela se encontra parada. No entanto, quando está em operação as forças devido ao vento que agem sobre as pás dominam completamente. Apesar de a turbina ser projetada para parar quando a velocidade (média) do vento excede 25 m/s, as pás ficam constantemente expostas a velocidades bem acima desse valor. Dessa forma, na maior parte de sua vida útil o rotor da turbina eólica fica exposto a altas velocidades de vento, mesmo durante o período normal de operação. Estas cargas excessivas, que estão associadas à turbulência, causam fadiga no material de que são feitas as pás das turbinas

eólicas reduzindo sua vida útil (FRENDSEN, 2007). Por essa razão o conhecimento da estrutura da turbulência em uma dada região é de grande importância na instalação de uma fazenda de ventos.

As turbinas eólicas são obstáculos para o vento e a rugosidade devido a elas produz cisalhamento no vento e aumenta a turbulência no interior da fazenda eólica.

9.1 Cálculo da rugosidade aparente de uma fazenda de vento

A rugosidade em uma fazenda de ventos pode ser usada para medir o nível de turbulência, por cisalhamento, a que a usina fica submetida.

Para o cálculo da rugosidade aparente em uma fazenda de ventos algumas considerações são necessárias (FRENDSEN et all. & FRENDSEN, 2004, 2007):

- i) a fazenda de ventos deve ser grande o suficiente para que a velocidade média do vento, que obedece ao perfil logaritmo seja horizontalmente homogênea;
- ii) o ataque no rotor está concentrado na altura do eixo;
- iii) a velocidade média do vento obedece ao perfil logaritmo tanto acima como abaixo da altura do eixo. Esta consideração é semelhante a considerar que o perfil do vento, após uma mudança abrupta de rugosidade mantém a mesma forma (ver capítulo 2);
- iv) o perfil vertical do vento deve ser contínuo à altura do eixo;
- v) a altura da camada limite deve ser bem maior que a altura do eixo das turbinas: $H \gg h_H$;
- vi) as flutuações turbulentas horizontais médias da velocidade de vento deverão ser horizontalmente homogêneas.

Remetendo à figura 8.2, os perfis de vento vertical acima e abaixo da altura do eixo do gerador h são dados, respectivamente, por

$$\frac{U(z)}{u_{*0}} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_{00}}\right), \text{ para } z \geq h_H, \text{ e} \quad \text{B1}$$

$$\frac{U(z)}{u_{*i}} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \text{ para } z \leq h_H.$$

O cisalhamento acima e abaixo do eixo do gerador se relacionam pela expressão

$$\rho u_{*0}^2 = \rho u_{*i}^2 + \rho c_T U^2. \quad \text{B2}$$

Onde c_T é a rugosidade específica de cada aerogerador. Aplicando essa condição às equações dos perfis verticais de vento aplicadas à altura h_H , fica:

$$\frac{U^2 k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} = \frac{U^2 k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2} + c_T U^2.$$

Esta expressão pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} - \frac{k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2} = c_T.$$

O que leva a

$$\frac{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2 - \ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} = \frac{c_T}{k^2} \ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2$$

e por conseguinte, a:

$$\frac{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} = \frac{c_T}{k^2} \ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2 + 1 \Rightarrow \frac{1}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} = \frac{c_T}{k^2} + \frac{1}{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2} \Rightarrow \frac{k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)^2} = c_T + \frac{k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2}$$

ou

$$\frac{k}{\ln\left(\frac{h_H}{z_{00}}\right)} = \sqrt{c_T + \frac{k^2}{\ln\left(\frac{h_H}{z_0}\right)^2}}$$

de onde se extrai que

$$z_{00} = h_H \exp\left(-\frac{k}{\sqrt{c_t + (k / \ln(h_H / z_0))^2}}\right) \quad \text{B3}$$

onde h_H é a altura do eixo do rotor da turbina, c_t é uma constante dependente do diâmetro das pás da turbina e do espaçamento entre as turbinas e k é a constante de Von Karman.

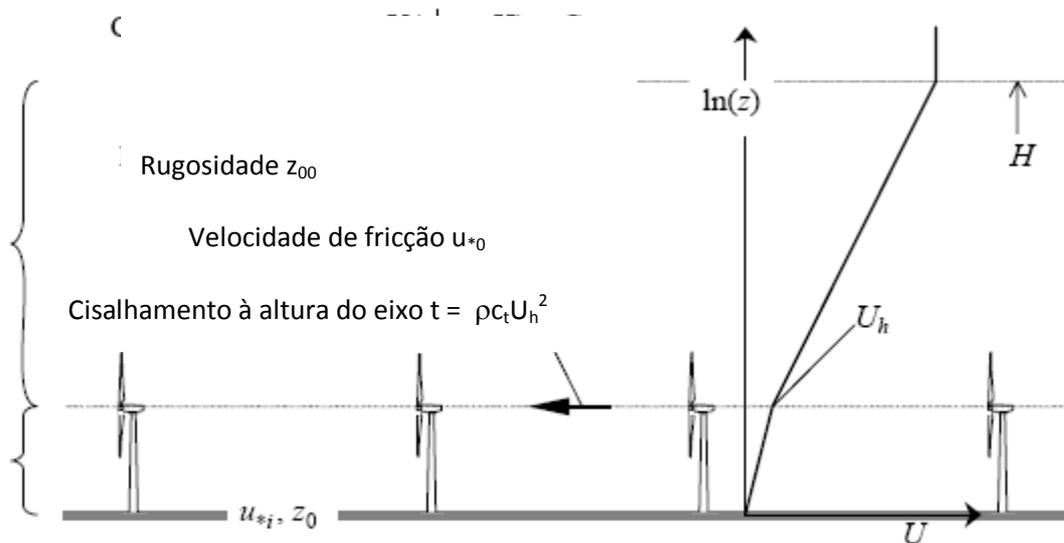


Figura 9.2: O impacto de uma fazenda de ventos “infinita” na camada limite planetária (extraída de Frensen, 2007).

A expressão (B3) representa a rugosidade no interior de uma fazenda de ventos. Essa rugosidade é dependente de z_0 , a rugosidade da superfície onde a fazenda esta instalada. No capítulo 6 foi feita referência a ela.

10. APÊNDICE C – ÍNDICE DE VEGETAÇÃO POR DIFERENÇA NORMALIZADA

Cada objeto na superfície da terra apresenta comportamento distinto no que se refere à absorção e emissão de radiação quando submetido ao espectro eletromagnético. Como exemplo, a planta verde absorve muito da radiação solar na região do vermelho (0,55 – 0,70 μm). Isso se deve a grande quantidade de pigmentos de clorofila e carotenos presentes na planta. Por outro lado a vegetação verde apresenta forte reflectância na região do infravermelho (0,70 – 1,33 μm).

Chama-se *índice de vegetação* à combinação entre as reflectâncias nos canais das regiões do vermelho e do infravermelho próximo. Há uma grande variedade de índices de vegetação (GURGEL, 2000).

10.1 NDVI – definição

NDVI (do inglês Normalized Difference Vegetation Index) é definido como a diferença das reflectâncias nas regiões do vermelho e do infravermelho próximo dividida pela soma das mesmas

$$NDVI = \frac{a_n - a_v}{a_n + a_v} \quad C1$$

onde a_v e a_n são, respectivamente, as reflectâncias para intervalos de comprimento de ondas na região do vermelho e infravermelho próximo para objetos na superfície da terra.

Os maiores valores de NDVI estão associados à vegetação mais densa, para água os valores de NDVI são negativos enquanto que rochas e solos expostos apresentam valores quase nulos para o NDVI (GURGEL, 2000).

10.2 Identificação dos tipos de vegetação no Brasil usando NDVI

O NDVI tem sido utilizado com múltiplos propósitos dentre os quais pode-se destacar: monitoramento de cultivo agrícola e de queimadas, estudos de desertificação, monitoramento de secas, entre outros (ESPIG et. All, 2006), (GURGEL, 2000). Além disso, o NDVI se correlaciona com a precipitação e temperatura da superfície terrestre .

(GURGEL, 2000) verificou a variação temporal dos dados de NDVI para os diversos tipos de vegetação no Brasil para o período de 1982 a 1993. Abaixo encontra-se o mapa dos tipos de vegetação no Brasil obtido a partir dos valores de NDVI.

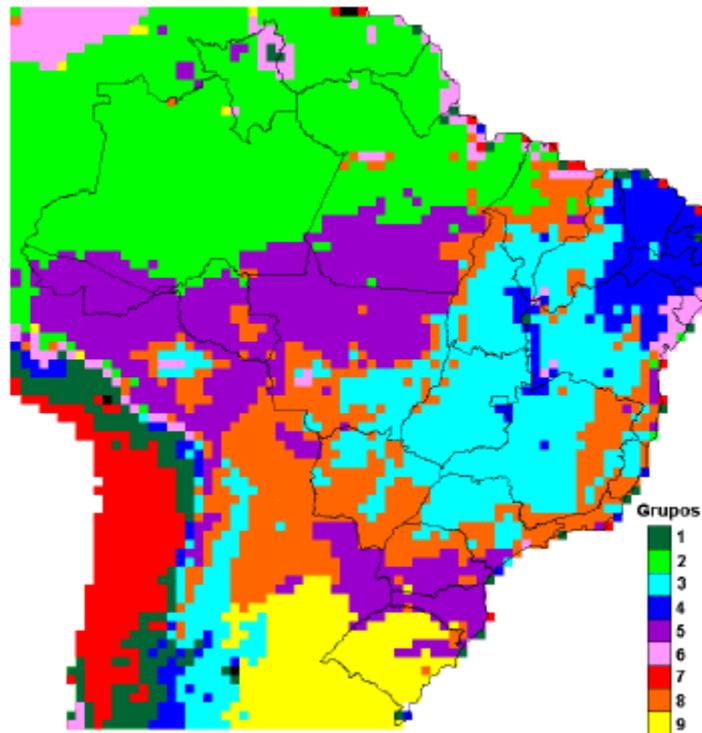


Figura 10.1 Tipos de vegetação no Brasil (extraída de GURGEL, 2000).

Uma discussão detalhada para todos os grupos pode ser encontrada no trabalho referenciado anteriormente. Os grupos 2, 3, 4 e 6 representam, respectivamente, floresta ombrólia densa, cerrado, caatinga, zona da mata nordestina e campos de Roraima. Esses grupos, como se vê, representam os tipos de vegetação mais comuns no nordeste do Brasil.

O grupo 4 representa a caatinga, vegetação predominante do semi árido do Brasil. Os valores mais altos de NDVI, para esse tipo de vegetação estão concentrados nos meses de abril e maio como pode ser visto no gráfico a seguir.

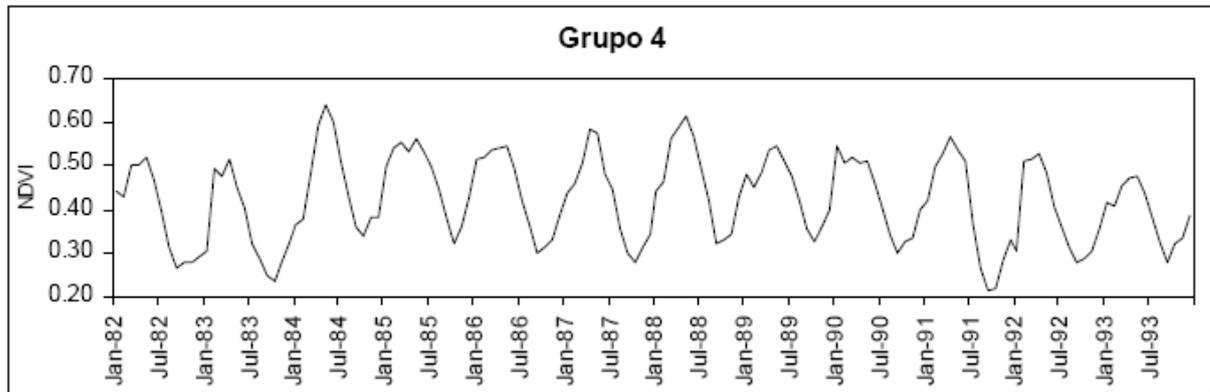


Figura 10.2 - valores médios de NDVI para o período de 1982 a 1993 (extraída de GURGEL, 2000).

Para os anos de 1985 e 1993 os máximos valores de NDVI estão acima de 0,5 (1985) e 0,4 (1993). Esse resultado mostra claramente a inconveniência de se usar os mesmos valores de NDVI para simulações em anos diferentes. Os valores obtidos a partir do *site* da ATMET são referentes ao biênio 92/93. Os resultados mostrados acima sugerem que variáveis importantes referentes à vegetação terão valores diferentes dos que seriam obtidos se fossem usados os valores de NDVI para 1985.

Essas observações justificam a busca por metodologias diferentes para o cálculo da rugosidade da superfície como se propõe no capítulo 6.

11 APÊNDICE D – GRÁFICOS DE PRECIPITAÇÃO

Os gráficos abaixo são usados para ilustrar as discussões do capítulo 5. Eles representam valores médios de precipitação mensal, simulados e observados. Na figura 10.1 estão representados valores médios de precipitação para o Nordeste nos meses de fevereiro, março, abril e maio em um período de quase 80 anos (1911-1990). Os dados foram obtidos do departamento de meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande cujo endereço eletrônico se encontra junto à figura. Como não se referem ao período específico da simulação, mas apresentam apenas uma média histórica, podem ser usados apenas para uma análise qualitativa do modelo.

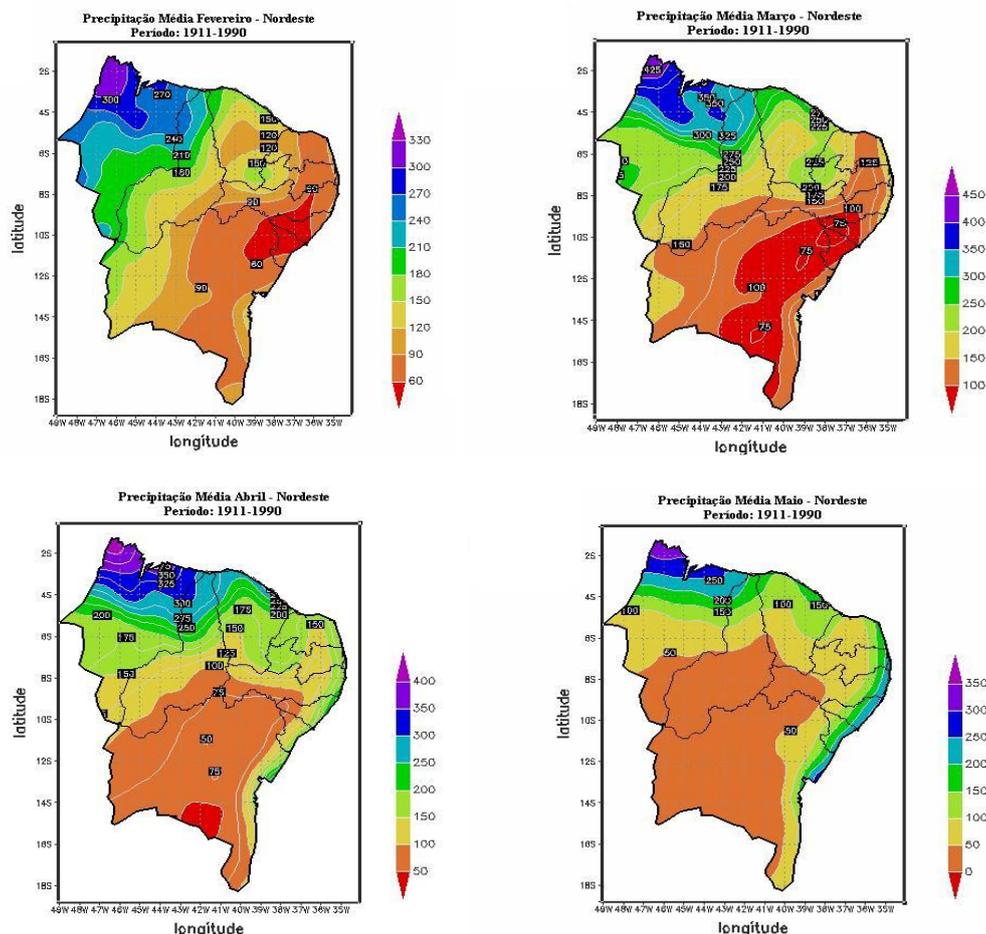


Figura 11.1 – valores médios de precipitação. Acima a direita tem-se os valores médios para o mês de fevereiro e a esquerda os valores para março; abaixo a esquerda estão os valores para abril e a direita para maio. Obtidos no endereço: <http://www.dca.ufcg.edu.br/tsm.htm>.

Na figura 11.2 são representados gráficos de precipitação para as simulações de 1993, meses de fevereiro e março. Como essa não é uma das principais variáveis que são analisadas nesse trabalho não estão apresentados os resultados para todos os meses. Comparando-se com os dois gráficos da figura 10.1 percebe-se que há uma conformidade entre os dados do modelo e os da média histórica.

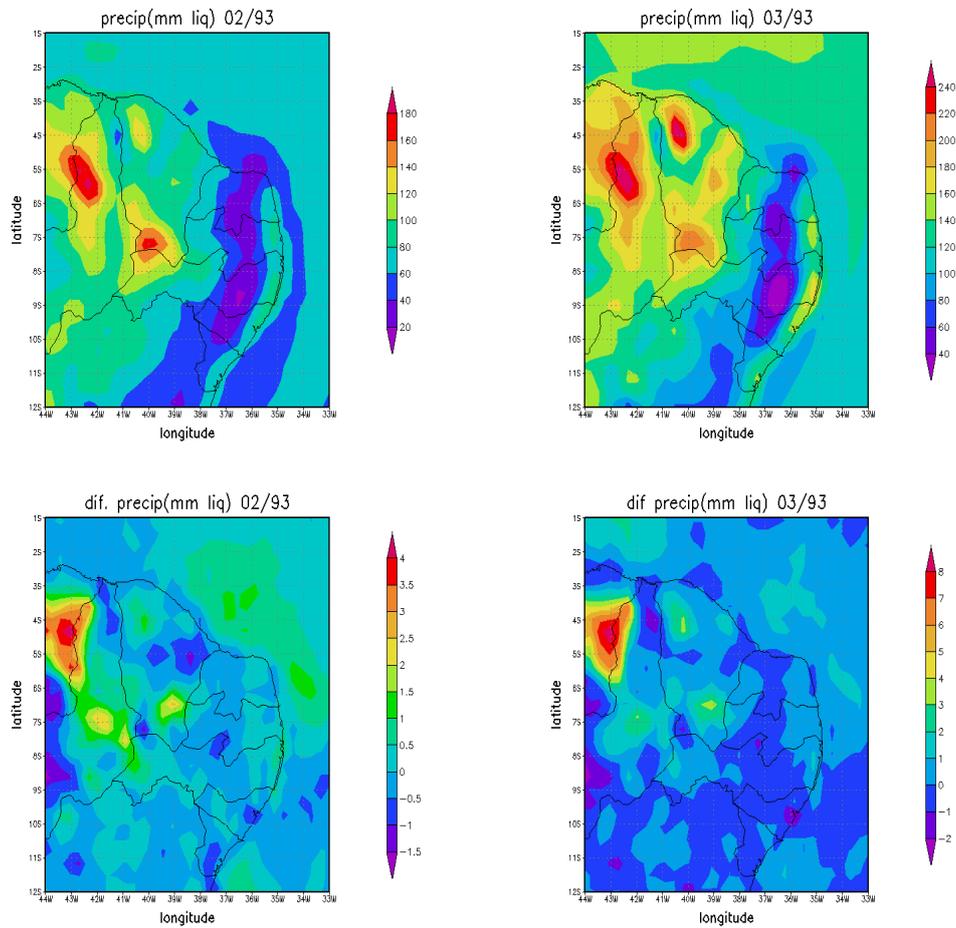


Figura 11.2 – valores médios de precipitação. Acima a direita tem-se os valores médios para o mês de fevereiro e a esquerda os valores para março, para S1_93; abaixo encontram-se os valores para as diferenças entre as duas simulações, S1_93 e S2_93; a esquerda para o mês de fevereiro e a direita para o mês de março.

12 APÊNDICE E – RAMS-IN USADO NAS SIMULAÇÕES

Abaixo encontra-se as configurações das três simulações cujos resultados são mostrados nesse trabalho. A única variação feita se deu na opção `ndviup` para as simulações de 1993. Como já foi explicado em uma das simulações foi atribuído o valor zero (`S1_93`) e na outra atribuiu-se o valor 1. além disso nada foi modificado. Para a simulação do ano de 1985 foi utilizada a opção zero.

Todas as configurações como as parametrizações de turbulência, radiação, microfísica e turbulência, bem como os parâmetros de vegetação, estão especificadas aí.

```
!namelist
```

```
$MODEL_GRIDS
```

```
! Simulation title (64 chars)
EXPNAME = 'ndviup1-93 ',

RUNTYPE = 'HISTORY',      ! Type of run: MAKESFC, INITIAL, HISTORY,
                           !
                           !           MAKEVFILE, MEMORY, or ERROR

TIMEUNIT = 'h',          ! 'h','m','s' - Time units of TIMMAX,
TIMSTR

TIMMAX = 3600.0,         ! Final time of simulation

LOAD_BAL = 0,           ! Dynamic load balance flag: 1=yes, 0=no

! Start of simulation or ISAN processing

IMONTH1 = 01,           ! Month
```

```

IDATE1   = 01,           ! Day
IYEAR1   = 1993,        ! Year
ITIME1   = 0000,        ! GMT of model TIME = 0.

! Grid specifications

NGRIDS    = 1,           ! Number of grids to run

NNXP      = 55,82,86,46,      ! Number of x gridpoints
NNYP      = 55,78,74,46,      ! Number of y gridpoints
NNZP      = 33,35,35,35,      ! Number of z gridpoints
NZG       = 11,            ! Number of soil layers
NZS       = 1,            ! Maximum number of snow layers

NXTNEST   = 0,1,1,1,        ! Grid number which is the next
coarser grid

! Coarse grid specifications

IF_ADAP   = 0,

IHRAN     = 1,            ! 0-Cartesian, 1-Polar stereo, 2-
Lambert-conformal

DELTAX    = 40000.,        ! X and Y grid spacing
DELTAY    = 40000.,

DELTAZ    = 100.,         ! Z grid spacing (set to 0. to use ZZ)
DZRAT     = 1.2,         ! Vertical grid stretch ratio
DZMAX     = 1000.,        ! Maximum delta Z for vertical stretch

ZZ        = 0.0,         ! Vertical levels if DELTAZ = 0

```

```

    20.0,    46.0,    80.0,    120.0,    165.0,
    220.0,    290.0,    380.0,    480.0,    590.0,
    720.0,    870.0,    1030.0,    1200.0,    1380.0,
    1595.0,    1850.0,    2120.0,    2410.0,    2715.0,
    3030.0,    3400.0,    3840.0,    4380.0,    5020.0,
    5800.0,    6730.0,    7700.0,    8700.0,    9700.0,
    10700., 11700., 12700., 13700., 14700., 15700., 16700.,
    17700., 18700., 19700.,

```

```

DTLONG   = 90.,           ! Coarse grid long timestep
NACOUST  = 5,            ! Small timestep ratio
IDELTAT  = 0,            ! =0 - constant timesteps
                                ! >0 - initial computation <0 - variable

```

! Nest ratios between this grid and the next coarser grid.

```

NSTRATX  = 1,4,3,4,      ! x-direction
NSTRATY  = 1,4,3,4,      ! y-direction
NNDTRAT  = 1,4,2,2,      ! Time

```

```

NESTZ1   = 0,            ! Contort coarser grids if
negative

```

```

NSTRATZ1 = 1,1,3,3,3,3,2,2,2,2,1, !

```

```

NESTZ2   = 0,            ! Contort coarser grids if
negative

```

```

NSTRATZ2 = 1,1,3,3,3,3,2,2,2,2,1, !

```

```

POLELAT  = -5.5,         ! If polar, latitude/longitude of pole
point

```

```

POLELON  = -39.5,        ! If lambert, lat/lon of grid origin
(x=y=0.)

```

```
STDLAT1 = 30.,           ! If polar, unused
STDLAT2 = 60.,           ! If lambert, standard latitudes of
projection
                           ! stdlat1 must be <= stdlat2 (not working
yet)
```

```
! Grid point on the next coarser nest where the lower southwest
! corner of this nest will start.
```

```
! If NINEST or NJNEST = 0, use CENTLAT/CENTLON
```

```
NINEST   = 1,0,0,0,      ! i-point
NJNEST   = 1,0,0,0,      ! j-point
NKNEST   = 1,1,1,1,      ! k-point
```

```
CENTLAT  = -5.5,
CENTLON  = -39.5,
```

```
NNSTTOP  = 1,1,1,1,      ! Flag (0-no or 1-yes) if this
NNSTBOT  = 1,1,1,1,      ! Nest goes the top or bottom of the
                           ! coarsest nest.
```

```
GRIDU    = 0.,0.,0.,0.,  ! u-component for moving grids
GRIDV    = 0.,0.,0.,0.,  ! v-component for moving grids
                           ! (not working again!)
```

```
$END
```

```
$MODEL_FILE_INFO
```

```
! Variable initialization input
```

```

INITIAL = 2,          ! Initial fields - 1=horiz.homogeneous,
                    !
                    !           2=init from varfile
                    !           3=init from HFILIN

! ----- Analysis nudging parameters -----
---

NUD_TYPE = 2,          ! =1 - nudge from history files(1-way
nest)
                    ! =2 - nudge from varfiles
                    ! =0 - no analysis nudging

VARFPFX = './isan93/a', ! Varfile initialization file prefix
VWAIT1  = 0.,          ! wait between each VFILE check (s)
VWAITTOT = 0.,        ! total wait before giving up on a VFILE
(s)

NUD_HFILE = './hist/a-H-2001-07-21-000000-head.txt',
          ! Header file name for history nudging files (only prefix
is used)

NUDLAT  = 5,          ! Number of points in lateral bnd region
TNUDLAT = 1200.,      ! Nudging time scale(s) at lateral
boundary
TNUDCENT = 21600.,    ! Nudging time scale(s) in center of
domain
TNUDTOP  = 0.,        ! Nudging time scale (s) at top of domain
ZNUDTOP  = 0.,        ! Nudging at top of domain above height(m)

WT_NUDGE_GRID = 1., 0.8, 0.7, 0.5, ! Relative nudging weights for
active grids

! =0., turns off nudging for
that grid

```

```

timescales
! These weights will multiply the base
! to determine full nudging weight.
! (Timescales)/(WT_NUDGE_*)
! must be larger than DTLONG
WT_NUDGE_UV = 1., ! Anal nudging weight for u and v
WT_NUDGE_TH = 1., ! Anal nudging weight for theta
WT_NUDGE_PI = 1., ! Anal nudging weight for pi
WT_NUDGE_RT = 1., ! Anal nudging weight for r_tot

!-----
----

!----- Condensate nudging -----
----

NUD_COND = 0, ! Only nudge total water where condensate
! exists (from previous history files)

COND_HFILE = './hist/a-H-2001-07-21-000000-head.txt',
! Header file name for cond nudging history files (only
prefix is used)

TCOND_BEG=0., TCOND_END=21600., ! Model time start and end of cond
nudging (sec)

T_NUDGE_RC = 3600., ! Cond nudging timescale for r_total

WT_NUDGE_GRID = 1., 0.8, 0.7, 0.5, ! Relative nudging weights for
active grids

! =0., turns off nudging for
that grid

!-----
----

!----- Observation Data Assimilation (ODA) -----
----

IF_ODA = 0, ! Flag to turn on oda

```

```

    ODA_UPAPREFIX = './obs/dp-r',           ! File prefix for upper air
obs

    ODA_SFPCPREFIX = './obs/dt-s',         ! File prefix for surface
obs

    FRQODA=300.,                           ! Frequency of obs analysis

    TODABEG=0., TODAEND=99999999.,         ! Model time start and end
of oda (sec)

    TNUDODA= 900.,                          ! Nudging timescale for each
grid

    WT_ODA_GRID = 1., 0.8, 0.7, 0.5,       ! Relative nudging weights
for active grids

                                           ! =0., turns off nudging for
that grid

    WT_ODA_UV = 1.,                         ! ODA nudging weight for u and v

    WT_ODA_TH = 1.,                         ! ODA nudging weight for theta

    WT_ODA_PI = 1.,                         ! ODA nudging weight for pi

    WT_ODA_RT = 1.,                         ! ODA nudging weight for r_tot

! Following are radii that affect the "smoothness" of the analyzed
fields

!   The SFCE and UPAE are the radii where the affect falls off to
e**(-2)

!   The SFC0 and UPA0 are the radii where the affect falls off to
0

!   Values are grid dependent.

RODA_SFCE = 50000.,100.,100.,100.,
RODA_SFC0 = 100000.,100000.,100000.,100000.,
RODA_UPAE = 100000.,200.,200.,200.,
RODA_UPA0 = 200000.,2000.,2000.,2000.,

```

```
RODA_HGT = 3000.,3000.,3000.,3000., ! Height at which transition
from SFC radii
```

```
! to UPA radii occurs
```

```
RODA_ZFACT = 100.,100.,100.,100., ! Vertical factor related to
dx/dz
```

```
! - Time interpolate limit (TIL)- if the future-past obs time
```

```
! is > this limit, do not use to interpolate
```

```
!
```

```
! - Time extrapolate limit (TEL)- if past/future obs is greater
than TIL,
```

```
! but less than TEL, use the obs
```

```
ODA_SFC_TIL=21600.,
```

```
ODA_SFC_TEL=900.,
```

```
ODA_UPA_TIL=43200.,
```

```
ODA_UPA_TEL=21600.,
```

```
!-----  
---
```

```
!----- Cumulus inversion tendency input -----
```

```
IF_CUINV = 0,
```

```
CU_PREFIX = './t5-C-',
```

```
TNUDCU=900.,
```

```
WT_CU_GRID=1., 1., .5,
```

```
TCU_BEG=0., TCU_END=7200.,
```

```
CU_TEL=3600.,
```

```
CU_TIL=21600.,
```

```
!-----  
---
```

```

! History start (if RUNTYPE='HISTORY')

HFILIN   = 'anal/h-A-1993-05-24-000000-head.txt',
          ! Input state file name

! Analysis file input for assimilation (currently LEAF variables)

IPASTIN   = 0,          ! Initialize various fields from analysis
file?
          ! 1=yes, 0=no

PASTFN    = 'anal/a-A-2000-01-09-000000-head.txt',
          ! Input analysis file name

!-----
!-----
ICLOBBER = 1,          ! 0=stop if files exist, 1=overwrite files
!-----
!-----

! Analysis file output

IOUTPUT   = 1,          ! 0=no files, 1=write files
AFILEPREF = 'anal/h',   ! File prefix for all analysis files
          ! state,mean,lite,both

!-----
!-----
FRQSTATE  =86400.,     ! "state" file write frequency
          ! can be different for each grid
          ! works best if grids are multiples of
each other

```

```

    FRQSTATE_KEEP = 0., ! If > 0., frequency at which "state"
files will be

                                ! kept. Others will be written, but
deleted on

                                ! the subsequent write.

                                ! Intended to be a mutiple of and >=
FRQSTATE

!-----
--

    FRQLITE = 3600., ! Frequency for "lite" files

                                ! = 0 : no lite files

    XLITE = '/0:0/', ! nums>0 are absolute grid indexes (not
yet)

    YLITE = '/0:0/', ! nums<0 count in from the domain edges
(not yet)

    ZLITE = '/0:0/', ! nums=0 are domain edges (not yet)

NLITE_VARS = 24,

LITE_VARS='TKEP','TFZ','QFZ','TOPTA','UP','VP','WP','PATCH_AREA',
'SFLUX_T','SFLUX_R','THETA','USTAR','PATCH_ROUGH',
'CAN_TEMP','PATCH_AREA','SOIL_ROUGH','VEG_ROUGH',
'TOPT',

'GLON','GLAT','GSF','SCHAR','TGP','TKE',

!LITE_VARS='UP','VP','WP','THETA','PCPRR','SPEED','TOPT','SFLUX_R','SF
LUX_T',

!           'RV','RSHORT','TOPTA','SST','GLAT','GLON','PATCH_AREA',

!           'SOIL_ENERGY','ACCPR','ACCPP','ACCPS','ACCPA',

!

!ACCPG','ACCPH','ACONPR','PCPRR','PCPRP','PCPRS','PCPRA',

!           'PCPRG','PCPRH','CONPRR',

!-----
--

    AVGTIM = 0., ! Averaging time for analysis variables

```

```

! must be abs(AVGTIM) <= FRQANL
! > 0 : averaging is centered at FRQANL
! < 0 : averaging ends at FRQANL
! = 0 : no averaged files

FRQMEAN = 0., ! Frequency for "averaged" files

!-----
--

FRQBOTH = 0., ! Frequency for Both ("averaged"/"lite")
files

! Printed output controls

FRQPRT = 86400., ! Printout frequency

INITFLD = 0, ! Initial field print flag 0=no
prnt,1=prnt

! Input topography variables

TOPFILES = 'sfc/toph', ! File path and prefix for topo files.
SFCFILES = 'sfc/sfch', ! File path and prefix for surface
files.
SSTFPFX = 'sst/ssth', ! Path and prefix for sst files
NDVIFPFX = 'ndvi/ndh', ! Path and prefix for sst files

ITOPTFLG = 1,1,1,1, ! 2 - Fill data in "leaf3_init"
ISSTFLG = 1,1,1,1, ! 0 - Interpolate from coarser grid
IVEGTFLG = 1,1,1,1, ! 1 - Read from standard Lat/Lon data
file
ISOILFLG = 1,1,1,1, !
NDVIFLG = 1,1,2,2, !

NOFILFLG = 2,2,2,2, ! 2 - Fill data in "leaf3_init"
! 0 - Interpolate from coarser grid

```

```

IUPDNDVI = 1,          ! 0 - No update of NDVI values during
run                    ! 1 - Update values during run

IUPDSST = 0,          ! 0 - No update of SST values during run
                    ! 1 - Update values during run

                    ! The following only apply for IxxxxFLG=1

ITOPTFN = '/usr/local/rams/data/DEM30s-h5/EL',
          '/r1/rams/data/DEM30s/EL',
          '/r1/rams/data/DEM30s/EL',
          '/r1/rams/data/DEM30s/EL',

ISSTFN = '/usr/local/rams/data/sst-h5/S',
          '/r1/rams/data/sst/S',
          '/r1/rams/data/sst/S',
          '/r1/rams/data/sst/S',

IVEGTFN = '/usr/local/rams/data/ogedata-h5/GE',
          '/r1/rams/data/ogedata/GE',
          '/r1/rams/data/ogedata/GE',
          '/r1/rams/data/ogedata/GE',

ISOILFN = '/usr/local/rams/data/FAOdata-h5/FAO',
          '/r1/rams/data/FAOdata/FAO',
          '/r1/rams/data/FAOdata/FAO',
          '/r1/rams/data/FAOdata/FAO',

NDVIFN = '/usr/local/rams/data/ndvi/N',

! Topography scheme

ITOPSFLG = 3,0,0,0,   ! 0 = Average Orography
                    ! 1 = Silhouette Orography
                    ! 2 = Envelope Orography
                    ! 3 = Reflected Envelope Orography

```

```

    TOPTENH = 1.,0.,0.,0.,      ! For ITOPSFLG=1, Weighting of topo
                                !   silhouette averaging
                                ! For ITOPSFLG=2 or 3, Reflected
Envelope
                                !   and Envelope Orography
enhancement factor

    TOPTWVL = 4.,4.,4.,4.,      ! Topo wavelength cutoff in filter

! Surface Roughness scheme

    IZ0FLG = 1,0,0,0,          ! 0 = Use veg, bare soil and water
surface
                                ! 1 = Also use subgrid scale
topography

    Z0MAX   = 2.,5.,5.,5.,      ! Max zo for IZ0FLG=1

    Z0FACT  = 0.005,           ! Subgrid scale orographic roughness
factor

! Microphysics collection tables

    MKCOLTAB = 1,              ! Make table: 0 = no, 1 = yes

    COLTABFN = 'ct2.0',

                                ! Filename to read or write

$END

$MODEL_OPTIONS

    NADDSC  = 0,              ! Number of additional scalar species

! Numerical schemes

```

```

    ICORFLG = 1,          ! Coriolis flag/2D v-component - 0=off,
1=on

    IBND      = 1,          ! Lateral boundary condition flags

    JBND      = 1,          ! 1-Klemp/Wilhelmson, 2-Klemp/Lilly, 3-
Orlanski

                                ! 4-cyclic

    CPHAS     = 20.,        ! Phase speed if IBND or JBND = 1

    LSFLG     = 0,          ! Large-scale gradient flag for variables
other than

                                ! normal velocity:

                                ! 0 = zero gradient inflow and outflow

                                ! 1 = zero gradient inflow, radiative
b.c. outflow

                                ! 2 = constant inflow, radiative b.c.
outflow

                                ! 3 = constant inflow and outflow

    NFPT      = 0,          ! Rayleigh friction - number of points
from the top

    DISTIM    = 60.,        !
scale                                - dissipation time

! Radiation parameters

    ISWRTYP   = 3,          ! Shortwave radiation type

    ILWRTYP   = 3,          ! Longwave radiation type

                                ! 0-none, 2-Mahrer/Pielke, 1-Chen, 3-
Harrington

    RADFRQ    = 800.,        ! Freq. of radiation tendency update (s)

    LONRAD    = 1,          ! Longitudinal variation of shortwave

                                ! (0-no, 1=yes)

! Cumulus parameterization parameters

```

```

    NNQPARM = 1,0,0,0,      ! Convective param flag (0-off, 1-Kuo, 2-
Kain-Fritsch)

    CONFRQ   = 1200.,      ! Frequency of conv param. updates (s)

    WCLDBS   = .001,      ! Vertical motion needed at cloud base
for
                                ! to trigger convection (Kuo)

```

! Surface layer and soil parameterization

```

    NPATCH   = 3,          ! Number of patches per grid cell (min=2)

```

```

    NVEGPAT  = 2,          ! Number of patches per grid cell to be
                                ! filled from
                                ! vegetation files
                                ! (min of 1, max of NPATCH-1)

```

```

    ISFCL    = 1,          ! Surface layer/soil/veg model
                                ! 0-specified surface layer gradients
                                ! 1-soil/vegetation model

```

```

    NVGCON   = 13,        ! Vegetation type (see below)

```

```

! 0 Ocean                                ! 11 Tundra
! 1 Lakes, rivers, streams                ! 12 Evergreen shrub
! 2 Ice cap/glacier                       ! 13 Deciduous shrub
! 3 Desert, bare soil                     ! 14 Mixed woodland
! 4 Evergreen needleleaf tree             ! 15 Crop/mixed farming, C3
grassland
! 5 Deciduous needleleaf tree             ! 16 Irrigated crop
! 6 Deciduous broadleaf tree              ! 17 Bog or marsh
! 7 Evergreen broadleaf tree              ! 18 Wooded grassland

```

```

! 8 Short grass
! 9 Tall grass
tree
! 10 Semi-desert

! 19 Urban and built up
! 20 Wetland evergreen broadleaf
! 21 Very urban

PCTLCON = 1., ! Constant land % if for all domain
NSLCON = 6, ! Constant soil type if for all domain

! 1 -- sand 2 -- loamy sand 3 -- sandy loam
! 4 -- silt loam 5 -- loam 6 -- sandy clay loam
! 7 -- silty clay loam 8 -- clay loam 9 -- sandy clay
! 10 -- silty clay 11 -- clay 12 -- peat

ZROUGH = .05, ! Constant roughness if for all domain
ALBEDO = .2, ! Constant albedo if not running soil
model
SEATMP = 298., ! Constant water surface temperature

DTHCON = 0., ! Constant sfc layer temp grad for no
soil
DRTCON = 0., ! Constant sfc layer moist grad for no
soil

SLZ = -.50,-.40,-.30,-.25,-.20,-.16,-.12,-.09,-.06,-.03,-.01,
! Soil grid levels

SLMSTR = 0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,0.1,
! Initial soil moisture

STGOFF= 0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,0.0,
! Initial soil temperature offset
! from lowest atmospheric level

```

```

!-----
-----

!----- Urban canopy parameterization -----

      IF_URBAN_CANOPY =0,

!-----
-----

!----- Eddy diffusion coefficient parameters -----
--

      IDIFFK  = 1,1,1,1,          ! K flag:
                                   ! 1 - Horiz deform/Vert Mellor-Yamada
                                   ! 2 - Anisotropic deformormation
                                   !      (HORIZ & VERT DIFFER)
                                   ! 3 - Isotropic deformation
                                   !      (horiz and vert same)
                                   ! 4 - Deardorff TKE (horiz and vert
same)
                                   ! 5 - Silvia's TKE-l scheme(horiz and
vert same)
                                   ! 6 - Silvia's TKE-eps scheme(horiz and
vert same)

      IHORGRAD = 1,          ! 1 - horiz grad frm decomposed sigma
grad
                                   ! 2 - true horizontal gradient.
                                   !      Non-conserving, but allows small
DZ

      CSX      = .2,.2,.2,.2,    ! Deformation horiz. K's
coefficient

      CSZ      = .2,.2,.2,.2,    ! Deformation vert. K's coefficient

      XKHKM    = 3.,3.,3.,3.,    ! Ratio of horiz K_h to K_m for
deformation

```

```

    ZKHKM = 3.,3.,3.,3.,          ! Ratio of vert K_h to K_m for
deformation

    AKMIN = 1.,1.,1.,1.,          ! Ratio of minimum horizontal eddy
                                ! viscosity coefficient to typical
value
                                ! from deformation K

!-----
-----

!----- Microphysics -----
----

    LEVEL = 3,                    ! Moisture complexity level

    ICLoud = 4,                   ! Microphysics flags

    IRain = 5,                    !-----

    IPRIS = 7,                   ! 1 - diagnostic concn.

    ISNOW = 5,                   ! 2 - specified mean diameter

    IAGGR = 5,                   ! 3 - specified y-intercept

    IGRAUP = 5,                  ! 4 - specified concentration

    IHAIL = 5,                   ! 5 - prognostic concentration

    CPARM = .3e9,                ! Microphysics parameters

    RPARM = 1e-3,                !-----

    PPARM = 0.,                  ! Characteristic diameter, #
concentration

    SPARM = 1e-3,                ! or y-intercept

    APARM = 1e-3,

    GPARM = 1e-3,

    HPARM = 3e-3,

    GNU = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,2., ! Gamma shape parms for

```

```

! cld rain pris snow aggr graup
hail
!-----
-----

$END

$MODEL_SOUND

!-----
! Sounding specification
!-----

! Flags for how sounding is specified

IPSFLG   = 1,           ! Specifies what is in PS array
                        ! 0-pressure(mb) 1-heights(m)
                        ! PS(1)=sfc press(mb)

ITSFLG   = 0,           ! Specifies what is in TS array
                        ! 0-temp(C) 1-temp(K) 2-pot. temp(K)

IRTSFLG  = 3,           ! Specifies what is in RTS array
                        ! 0-dew pnt.(C) 1-dew pnt.(K)
                        ! 2-mix rat(g/kg)
                        ! 3-relative humidity in %,
                        ! 4-dew pnt depression(K)

IUSFLG   = 0,           ! Specifies what is in US and VS arrays
                        ! 0-u,v component(m/s)
                        ! 1-umoms-direction, vmoms-speed

```

```

HS          = 0.,

PS =
1010.,1000.,2000.,3000.,4000.,6000.,8000.,11000.,15000.,20000.,25000.,

TS =      25., 18.5, 12., 4.5, -11., -24., -37., -56.5, -56.5, -56.5,
-56.5,

RTS = 70.,70.,70.,70.,20.,20.,20.,20.,10.,10.,10.,

US = 2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,
US = 10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,10.,
US = 0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,
US = 3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,

VS = 3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,3.,
VS = 2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,2.5,
VS = 0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,0.,

$END

$MODEL_PRINT

!-----
! Specifies the fields to be printed during the simulation
!-----

NPLT      = 1,          ! Number of fields printed at each time
                    !   for various cross-sections (limit of
50)

```

```

IPLFLD   = 'UP','THP','THETA','RT','TOTPRE',
           ! Field names - see table below

!   PLFMT(1) = '0PF7.3',   ! Format spec. if default is unacceptable

IXSCTN   = 3,3,3,3,3,3,
           ! Cross-section type (1=XZ, 2=YZ, 3=XY)

ISBVAL   = 2,2,2,2,2,2,2,
           ! Grid-point slab value for third
direction

! The following variables can also be set in the namelist:  IAA,
! IAB, JOA, JOB, NAAVG, NOAVG, PLTIT, PLCONLO, PLCONHI, and PLCONIN.

!   'UP'      - UP (M/S)      'RC'      - RC (G/KG)      'PCPT' - TOTPRE
!   'VP'      - VP (M/S)      'RR'      - RR (G/KG)      'TKE'  - TKE
!   'WP'      - WP (CM/S)     'RP'      - RP (G/KG)      'HSCL' - HL (M)
!   'PP'      - PRS (MB)      'RA'      - RA (G/KG)      'VSCL' - VL (M)
!   'THP'     - THP (K)
!   'THETA'   - THETA (K)     'RL'      - RL (G/KG)      'TG'   - TG (K)
!   'THVP'    - THV (K)      'RI'      - RI (G/KG)      'SLM'  - SLM (PCT)
!   'TV'      - TV (K)       'RCOND'   - RD (G/KG)      'CONPR' - CON RATE
!   'RT'      - RT (G/KG)     'CP'      - NPRIS          'CONP' - CON PCP
!   'RV'      - RV (G/KG)     'RTP'     - RT (G/KG)      'CONH' - CON HEAT
!
!                                     'CONM' - CON MOIS
!   'THIL'    - Theta-il (K)  'TEMP'    - temperature (K)
!   'TVP'     - Tv (K)        'THV'     - Theta-v (K)
!   'RELHUM'  - relative humidity (%)  'SPEED' - wind speed
(m/s)

```

```

!   'FTHRD'- radiative flux convergence (??)
!
!   'MICRO'- GASPRC
!
!   'Z0'   - Z0 (M)           'ZI'   - ZI (M)           'ZMAT' - ZMAT (M)
!
!   'USTARL'-USTARL(M/S)   'USTARW'-USTARW(M/S)   'TSTARL'-TSTARL (K)
!
!   'TSTARW'-TSTARW(K)     'RSTARL'-RSTARL(G/G)   'RSTARW'-RSTARW(G/G)
!
!   'UW'   - UW (M*M/S*S)           'VW'   - VW (M*M/S*S)
!
!   'WFZ'  - WFZ (M*M/S*S)           'TFZ'  - TFZ (K*M/S)
!
!   'QFZ'  - QFZ (G*M/G*S)           'RLONG'- RLONG
!
!   'RSHORT'-RSHORT

```

\$END

\$ISAN_CONTROL

```

!-----
! Isentropic control
!-----

```

```

ISZSTAGE = 1,           ! Main switches for isentropic-sigz
IVRSTAGE = 1,           !   "varfile" processing

ISAN_INC = 0600,        ! ISAN processing increment (hhmm)
                        !   range controlled by TIMMAX,
                        !   IYEAR1,...,ITIME1

GUESS1ST = 'PRESS',    ! Type of first guess input- 'PRESS',
'RAMS'

I1ST_FLG = 1,           ! What to do if first guess file should be
                        !   used but does not exist.
                        !   1=I know it may not be there,

```

```

!          skip this data time
!  2=I screwed up, stop the run
!  3=interpolate first guess file from
!    nearest surrounding times, stop if
unable

!          (not yet available)

IUPA_FLG = 3,          ! UPA-upper air, SFC-surface
ISFC_FLG = 3,          ! What to do if other data files should be
! used, but does not exist.
!  1 = I know it may not be there,
!    skip this data time
!  2 = I screwed up, stop the run
!  3 = Try to continue processing anyway

! Input data file prefixes

IAPR      = './dprep93/dp-p', ! Input press level dataset
IARAWI    = './dprep93/dp-r', ! Archived rawinsonde file name
IASRFCE   = './dprep93/dp-s', ! Archived surface obs file name

! File names and dispose flags

VARPFX    = './isan93/a', ! isan file names prefix
IOFLGISZ  = 0,           ! Isen-sigz file flag: 0 = no write, 1 =
write
IOFLGVAR  = 1,           ! Var file flag: 0 = no write, 1 = write

$END

$ISAN_ISENTROPIC

```

```

!-----
! Isentropic and sigma-z processing
!-----

!-----
! Specify isentropic levels
!-----

      NISN      = 43,           ! Number of isentropic levels

      LEVTH     =
280,282,284,286,288,290,292,294,296,298,300,303,306,309,312,

315,318,321,324,327,330,335,340,345,350,355,360,380,400,420,

          440,460,480,500,520,540,570,600,630,670,700,750,800,

!-----
! Analyzed grid information:
!-----

      NIGRIDS   = 1,           ! Number of RAMS grids to analyze

      TOPSIGZ   = 30000.,      ! Sigma-z coordinates to about this height

      HYBBOT    = 4000.,      ! Bottom (m) of blended sigma-z/isentropic
                                !   layer in varfiles

      HYBTOP    = 6000.,      ! Top (m) of blended sigma-z/isentropic
layr

      SFCINF    = 1000.,      ! Vert influence of sfc observation
analysis

```

```

SIGZWT   = 1.,           ! Weight for sigma-z data in varfile:
                        ! 0.= no sigz data,
                        ! 1.=full weight from surface to HYBBOT

NFEEDVAR = 1,           ! 1=feed back nested grid varfile, 0=don't

!-----
! Observation number limits:
!-----

MAXSTA   = 150,         ! maximum number of rawinsondes
                        !   (archived + special)

MAXSFC   = 1000,       ! maximum number of surface observations

NOTSTA   = 0,           ! Number of stations to be excluded

NOTID    = 'r76458',   ! Station ID's to be excluded
                        ! Prefix with 'r' for rawinsonde,
                        !           's' for surface

      USED_FILE = 'none', ! Filename prefix to output stations
actually                                     ! used in the analysis

      IOBSWIN = 1800,   ! Window (seconds) around analysis time.
Obs                                           ! outside this window will not be used.

      STASEP   = .1,   ! Minimum sfc station separation in
degrees.                                     ! Any surface obs within this distance
                                           ! of another obs will be thrown out
                                           ! unless it has less missing data,

```

```

!      in which case the other obs will be
!      thrown out.

IGRIDFL = 4,      ! Grid flag=0 if no grid point, only obs
obs          !          1 if all grid point data and
obs          !          2 if partial grid point and
obs          !          3 if only grid data
obs          !          4 all data... fast

GRIDWT = .01,.01, ! Relative weight for the gridded press
data      ! compared to the observational data in
          ! the objective analysis

GOBSEP = 5.,      ! Grid-observation separation (degrees)
GOBRAD = 5.,      ! Grid-obs proximity radius (degrees)

WVLNTH = 1200.,900., ! Used in S. Barnes objective analysis.
air      ! Wavelength in km to be retained to the
          ! RESPON % from the data to the upper
          ! grids.

SWVLNTH = 750.,300., ! Wavelength for surface objective
analysis

RESPON = .90,.9,   ! Percentage of amplitude to be retained.

$END

```


Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)