

**ESCOAMENTO DE VENTOS EM FLORESTA: ESTUDO
NUMÉRICO DE EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA
COBERTURA FLORESTAL**

NUNO JORGE SOUSA DIAS

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM CIÊNCIAS MECÂNICAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA MECÂNICA**

FACULDADE DE TECNOLOGIA

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA MECÂNICA**

**ESCOAMENTO DE VENTOS EM FLORESTA: ESTUDO
NUMÉRICO DE EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA
COBERTURA FLORESTAL**

NUNO JORGE SOUSA DIAS

ORIENTADOR: PROF. DR. ANTÔNIO C. P. BRASIL JÚNIOR

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM CIÊNCIAS MECÂNICAS

BRASÍLIA/DF: MAIO – 2009

PUBLICAÇÃO: ENM.DM-133 A/09

BRASÍLIA/DF: MAIO – 2009

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA MECÂNICA**

**ESCOAMENTO DE VENTOS EM FLORESTA: ESTUDO
NUMÉRICO DE EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA
COBERTURA FLORESTAL**

NUNO JORGE SOUSA DIAS

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE
ENGENHARIA MECÂNICA DA FACULDADE DE TECNOLOGIA
DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE
MESTRE EM CIÊNCIAS MECÂNICA.**

APROVADA POR:

**Prof. Dr. Antônio C. P. Brasil Júnior (UnB)
(Orientador)**

**Prof. Dr. Carlos Alberto Gurgel Veras (UnB)
(Examinador Interno)**

**Prof. Dr. Guenther Carlos Krieger Filho (USP)
(Examinador Externo)**

BRASÍLIA/DF, 21 DE MAIO DE 2009

FICHA CATALOGRÁFICA

DIAS, NUNO JORGE SOUSA

Escoamento de Ventos em Floresta: Estudo Numérico de Efeitos de Heterogeneidades da Cobertura Florestal [Distrito Federal] 2009.

xv, 82p., 210 x 297 mm (ENM/FT/UnB, Mestre, Ciências Mecânicas, 2009).

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Mecânica.

- | | |
|---|--|
| 1. Escoamento em floresta heterogênea | 2. Parâmetros Caracterizadores de Floresta |
| 3. Modelo de Turbulência $k-\varepsilon$ modificado | 4. Simulação Numérica: ANSYS-FLUENT |
| I. ENM/FT/UnB | II. Título (série) |

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

DIAS, NUNO J. S. (2009). Escoamento de Ventos em Floresta: Estudo Numérico de Efeitos da Heterogeneidade de Cobertura Florestal. Dissertação de Mestrado em Ciências Mecânicas, Departamento de Engenharia Mecânica, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 82p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Nuno Jorge Sousa Dias.

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Escoamento de Ventos em Floresta: Estudo Numérico de Efeitos de Heterogeneidade da Cobertura Florestal.

GRAU: Mestre ANO: 2009

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Nuno Jorge Sousa Dias
njsdias@gmail.com

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Abel Andrade e à Prof.^a Dr.^a. Marina Duarte, do Instituto Superior de Engenharia do Porto, pelo incentivo à realização do mestrado .

Ao Prof. Dr. António Brasil Júnior, pelas suas importantes orientações ao longo do período de realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Gurgel Veras e ao Prof. Ernesto Alvarado da Universidade de Washington, pela sua ajuda no acesso a artigos científicos raros, que contribuíram significativamente para a realização deste estudo

Ao Prof. Manuel N. D. Barcelos Júnior pelo seu apoio e pelos seus esclarecimentos técnicos.

Ao meu colega e amigo Fábio Alfaia da Cunha, pelos esclarecimentos de diversos assuntos relevantes para a elaboração deste trabalho, pela sua paciência, pelo seu sentido do humor, pela força dada nas horas mais difíceis e pela sua nobre amizade.

Aos meus amigos do Lab. de Energia e Ambiente pelo apoio e incentivo.

DEDICATÓRIA

À minha tia Aurora da Liberdade pela sua amizade, amor, brilho nos olhos, preocupação, e pelo seu apoio espiritual, mesmo na sua ausência física, a quem sem ela não teria sido possível a minha vinda para este maravilhoso país, Brasil.

Aos meus pais, pela força transmitida pelas suas palavras, pela sua postura e compreensão com a minha pessoa.

À minha “família” brasileira, Carlos Alberto Leite, D. Graça, Ana Karina pela sua enorme amizade, carinho, preocupação e pelo incentivo para atingir todos os objetivos.

A todos os restantes membros de minha família pela amizade, carinho e preocupação durante a minha ausência do meu país, Portugal.

RESUMO

ESCOAMENTO DE VENTO EM FLORESTA: ESTUDO NUMÉRICO DE EFEITOS DE HETEROGENEIDADES DA COBERTURA FLORESTAL

Autor: Nuno Jorge Sousa Dias

Orientador: Antônio C. P. Brasil Júnior

Programa de Pós-Graduação em Ciências Mecânicas

Brasília, Maio de 2009

Este trabalho analisa o escoamento no interior e acima de florestas sobre o ponto de vista da mecânica dos fluidos associado a modelos de turbulência de primeira ordem. A turbulência do escoamento foi representada pelo modelo $k-\varepsilon$. As constantes padrão deste modelo foram modificadas para adequar o modelo ao escoamento turbulento no interior e acima da floresta. O escoamento em florestas foi analisado através de simulação numérica. As simulações foram efetuadas com o programa comercial FLUENT, desenvolvido pela empresa Ansys Inc.. No FLUENT foi necessário adicionar termos fontes às equações da quantidade de movimento, da energia cinética de turbulência (k) e da sua taxa de dissipação (ε), através da programação de Funções Definidas pelo Usuário. Os resultados das simulações do escoamento no interior e acima da floresta nos casos quando o vento entra e sai da floresta foram comparados com dados experimentais. Os resultados encontram-se de acordo com os dados experimentais.

ABSTRACT

FOREST WIND FLOW: NUMERICAL STUDY OF EFFECTS OF HETEROGENEITY OF FOREST COVER

Author: Nuno Jorge Sousa Dias

Supervisor: António C. P. Brasil Júnior

Programa de Pós-Graduação em Ciências Mecânicas

Brasília, Maio de 2009

This work examines the windflow within and above forests on the viewpoint of mechanics of fluids with first-order closure turbulent model. The turbulence flow was represented by k - ε turbulence model. The standard constants of model was modified for adapt the model to the turbulent flow within and above forests. The simulations were performed with the commercial program FLUENT developed by Ansys Inc.. On FLUENT was necessary add sources terms to the momentum, turbulent kinetic energy (k) and its dissipation rate ε equations by programming the User-Defined Functions. The results of simulations of the windflow within and above forest on the cases when wind enter and exit the forest were compared with experimental data. The results are in agreement with the experimental data.

Sumário

1- INTRODUÇÃO	1
1.1 - OBJETIVOS.....	4
2- REFERENCIAL TEÓRICO	6
3- CONSIDERAÇÕES FÍSICAS	12
3.1 - CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	12
3.2 - PARÂMETROS CARACTERIZADORES DA FLORESTA	15
3.2.1 - LAD e LAI	16
3.2.2 - Comprimento de Rugosidade e Deslocamento do Plano Zero.....	20
3.3 - PERFIS DE VELOCIDADE EMPÍRICOS.....	24
3.4 - CARACTERÍSTICAS OBSERVADAS NO ESCOAMENTO EM DOSSÉIS.....	27
3.4.1 - Características do escoamento próximo à borda da floresta	31
4- MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO EM FLORESTA.....	37
4.1 - EQUAÇÕES DE CONSERVAÇÃO	37
4.1.1 - Modelo de Turbulência $k-\varepsilon$	38
4.1.2 - Constantes do modelo $k-\varepsilon$ modificado	47
4.2 - MÉTODO NUMÉRICO.....	51
4.3 - SIMULAÇÃO CFD DE ESCOAMENTOS EM CLA.....	55
5- RESULTADOS	59
5.1- ESCOAMENTO 1D.....	60
5.2 - ESCOAMENTO ENTRANDO NA FLORESTA.....	64
5.3- ESCOAMENTO SAINDO DA FLORESTA.....	71
6- CONCLUSÕES.....	80
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Classificação de terrenos por comprimento de rugosidade, adaptado de <i>European Wind Atlas</i>	22
Tabela 3.2- Categorias de terreno e comprimento de rugosidade	23
Tabela 3.3- Índice médio do escoamento do dossel	27
Tabela 4-1- Equações Governantes	47
Tabela 4-2- Parametrização dos termos fontes das equações governantes	47
Tabela 4-3- Constantes do modelo k - ϵ clássico.....	48
Tabela 4-4- Constantes dos Modelos.	50
Tabela 5.1- Característica do terreno e da floresta.	65
Tabela 5.2- Comparação numérico-experimental (estudo da floresta de Gash(1986))..	74

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1- Floresta Homogênea.	2
Figura 1.2- Floresta Heterogênea.	3
Figura 3.1- Camadas da atmosfera relacionadas aos perfis médios da temperatura do ar acima da superfície da Terra. A linha vermelha ilustra como a temperatura média varia em cada camada. (Fonte: Lutges e Tarbuk, <i>The Atmosphere</i> ,2001).....	13
Figura 3.2- Troposfera dividida em duas partes: camada limite atmosférica (CLA), atmosfera livre; (Fonte: Stull, 1988))	14
Figura 3.3- Estrutura da CLA. (Fonte: Pielke, R. A.,1984)	14
Figura 3.4 LAI-2000 da LI-COR Biosciences. (Fonte: internet)	18
Figura 3.5- a) Floresta do tipo <i>jack pine</i> ; b) LAD normalizado pela altura do dossel da floresta.	19
Figura 3.6- a) Floresta do tipo <i>black spruce</i> ; b) LAD normalizado pela altura do dossel da floresta.	19
Figura 3.7- Comparação realizada por Raupach et al (1996) de doze florestas horizontalmente homogêneas sob condições de estabilidade atmosférica neutra (Finnigan J. J., 2000).	30
Figura 3.8- Quadrante para análise da turbulência	30
Figura 3.9- Esquema da perda da ECM.....	31

Figura 3.10- Perfil de velocidades com ponto de inflexão perto do topo da copa. (Fonte: Krzikalla, F., 2005).....	32
Figura 3.11 - Três zonas de comportamento da camada limite interna. (Fonte: Krzikalla, F., 2005).....	33
Figura 3.12- Esquema dos diferentes regimes do perfil do escoamento médio: 2-3h adaptação do vento à borda de entrada, 5-10h para atingir o equilíbrio interior; 4-6h para se adaptar ao campo aberto. (Fonte: Wang, Y., Cionco, R., 2007).....	34
Figura 3.13- Esquema da zona de recirculação. (Fonte: Cassiani, M. <i>et al</i> , 2008).....	35
Figura 3.14- Escoamento no final da floresta. (Fonte: Krzikalla, F., 2005).....	35
Figura 3.15: Vista idealizada do sistema de escudo protetor . (Fonte: Flesch, T. K., Wilson, J. D., 1998).....	36
Figura 4.1- Vista esquemática da média de volume em uma floresta. As partes sólidas das plantas	43
Figura 4.2- Volume de Controlo usado para ilustrar a discretização da equação de transporte de um escalar. (Fonte: <i>Fluent User's Guide</i>)	52
Figura 4.3- Volume de Controlo 1D : Pontos envolvidos no esquema Quick . (Fonte: <i>Fluent User's Guide</i>).....	53
Figura 4.4- Passos da aproximação segregada	54
Figura 5.1 Densidade de Área folheada da floresta <i>jack pine</i>	61
Figura 5.2 Perfil de velocidades para floresta <i>jack pine</i>	62
Figura 5.3- Perfil da velocidade fricção normalizada (<i>jack pine</i>).	63
Figura 5.4- Perfil da ECT normalizada (<i>jack pine</i>).	63
Figura 5.5- Densidade de Área folheada	63
Figura 5.6- Perfil da velocidade normalizada.....	63
Figura 5.7- Perfil da velocidade fricção normalizada (<i>black spruce</i>).....	64
Figura 5.8- Perfil da ECT normalizada	64
Figura 5.9 - Localização das estações meteorológicas no experimento de Irvine, M. R. <i>et al</i> , 1997. (Fonte: Adaptação de Irvine, M. R. <i>et al</i> , 1997).....	64
Figura 5.10 – Representação da densidade de área folheada em função da relação z/h (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997))	65
Figura 5.11 – Dimensão do domínio de cálculo.....	65
Figura 5.12 – Domínio de calculo dividido nas zonas: topo, atmosfera, solo com floresta, solo sem floresta e floresta.	66
Figura 5.13 – Malha de cálculo.	67

Figura 5.14 – Vetores de velocidade, estações meteorológicas e zona florestada (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).	67
Figura 5.15 – Iso-linhas da ECT (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).	68
Figura 5.16 – Iso-linhas da componente vertical da velocidade (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).	68
Figura 5.17- Perfil de velocidade na estação 1 (-6,1h)	69
Figura 5.18- Perfil de velocidade na estação 2 (0h)	69
Figura 5.19- Perfil de velocidade na estação 3 (3,6h)	70
Figura 5.20 - Perfil de velocidade na estação 4 (14,5h)	70
Figura 5.21 – Influência do coeficiente de arrasto no perfil de velocidades (estação 4)	71
Figura 5.23- Perfil de velocidade completamente desenvolvido (estudo da floresta de Gash(1986)).	72
Figura 5.24- Perfil de velocidade na proximidade da floresta (estudo da floresta de Gash(1986)).	72
Figura 5.22- Densidade de área folheada da floresta (estudo da floresta de Gash(1986)).	72
Figura 5.25- Intensidade de turbulência (estudo da floresta de Gash(1986)).	73
Figura 5.26 – Localização das Estações de Dados (estudo da floresta de Gash(1986)).	73
Figura 5.27- Velocidade em $x/h=-2,55$.	75
Figura 5.28- Intensidade de Turbulência em $x/h=-2,55$ (estudo da floresta de Gash(1986)).	75
Figura 5.29- Velocidade em $x/h=5,1$	75
Figura 5.30- Intensidade de Turbulência em $x/h=5,1$ (estudo da floresta de Gash(1986)).	75
Figura 5.31- Velocidade em $x/h=10,2$	75
Figura 5.32- Intensidade de Turbulência em $x/h=10,2$ (estudo da floresta de Gash(1986)).	75
Figura 5.33- Velocidade em $x/h=71,43$	76
Figura 5.34- Intensidade de Turbulência em $x/h=71,43$ (estudo da floresta de Gash(1986)).	76
Figura 5.35– Representação da densidade de área folheada em função da relação z/h (estudo da floresta de Raynor(1971)).	77
Figura 5.36- Perfil de velocidade 1D (estudo da floresta de Raynor(1971)).	77

Figura 5.37 – Localização das Estações de Dados (estudo da floresta de Raynor(1971)).	77
Figura 5.38 – Vetores de Velocidade à saída da floresta (estudo da floresta de Raynor(1971)).	78
Figura 5.39 – Perfis de velocidades para as cinco regiões (estudo da floresta de Raynor(1971)).	79

LISTA DE SÍMBOLOS

A_f	área da face
d	direção normal à área da folha
d	deslocamento do plano zero
C_d	coeficiente de arrasto
C_{dm}	constante do termo de sumidouro da quantidade de movimento
C_{pkw}	constante do termo de fonte da energia cinética turbulenta
C_{dkw}	constante do termo de sumidouro da energia cinética turbulenta
$C_{p\epsilon w}$	constante do termo de fonte da taxa de dissipação da energia cinética turbulenta
$C_{d\epsilon w}$	constante do termo de sumidouro da taxa de dissipação da energia cinética turbulenta
$C_{\epsilon 1}$	constante do modelo $k-\epsilon$
$C_{\epsilon 2}$	constante do modelo $k-\epsilon$
C_μ	constante do modelo $k-\epsilon$
f_p	arrasto devido à pressão
f_v	arrasto devido à viscosidade
G_k	termo de produção da energia cinética turbulenta
h	altura da árvore ou do <i>windbreak</i>
k	energia cinética turbulenta
κ	constante de von Kármán
L	comprimento de Monin-Obuklov
LAD	densidade de área folheada
LAI	índice de área folheada

l_s	escala de comprimento
N_{faces}	número de faces da célula
S	termo fonte geral
Sc_k	número de Schmidt para k
Sc_ε	número de Schmidt para ε
S_{ij}	tensor taxa de deformação
S_u	termo extra da equação da quantidade de movimento
S_k	termo extra da equação da energia cinética turbulenta
\mathbf{u}_f	velocidade na face
u_{ref}	velocidade de referência
u_h	velocidade média do vento no topo do dossel
u_*	velocidade de fricção
u_p	velocidade na parede
$ \langle \mathbf{u} \rangle $	valor absoluto da velocidade média
u'	flutuação da velocidade horizontal
V	volume
V_s	escala de velocidade
w	velocidade vertical
w'	flutuação da velocidade vertical
z_{ref}	altura de referencia
z	altura acima do solo da floresta
z_0	comprimento de rugosidade
ε	taxa de dissipação da energia cinética turbulenta
α	índice de escoamento do dossel
γ	expoente da equação
β_p	fração da energia do escoamento médio convertida em da energia cinética em esteira
β_d	fração da energia cinética turbulenta dissipada através da cascata de energia
δ_{ij}	delta de Kroneker
Δz	espaçamento dos nós na grelha
ρ	massa específica

ν	viscosidade cinemática
ν_T	viscosidade turbulenta
μ	viscosidade dinâmica
τ_0	tensão de cisalhamento
ϕ	escalar no centro das células
ϕ_f	valor de ϕ através da face f
ϕ_m	função adimensional do gradiente de velocidade do vento
ϕ_e	escalar na face este da célula P
ϕ_P	escalar no centro da célula P
ϕ_E	escalar no centro da célula a este da célula P
ϕ_W	escalar no centro da célula a oeste da célula P
$(\nabla\phi)_n$	- magnitude de $\nabla\phi$ normal à face f
ψ_m	- função de correção da estabilidade
$\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$	desvio padrão da velocidade
σ_k	constante do modelo $k-\varepsilon$
σ_ε	constante do modelo $k-\varepsilon$
Γ	termo difusivo

Lista de Acrônimos

2D	Bidimensional
3D	Tridimensional
CFD	<i>Computational Fluid Dynamic</i>
CSA	Camada da Superfície Atmosférica
ECM	Energia cinética do escoamento médio
ECT	Energia Cinética Turbulenta
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LES	<i>Large Eddy Simulation</i>
TDECT	Taxa de Dissipação da Energia Cinética Turbulenta
TSMO	Teoria da Similaridade de Monin-Obuklov
TV	Túnel de Vento

1- INTRODUÇÃO

Este trabalho aborda o problema do escoamento de vento em florestas sob o ponto de vista da mecânica dos fluidos, e, em particular, da modelagem da turbulência em escoamentos atmosféricos. A interação do vento na natureza tem gerado grande interesse da comunidade científica devido a se inserir em vários campos de pesquisa, associados à compreensão e à avaliação de problemas relacionados com o meio ambiente. As motivações para o estudo dos efeitos do vento na vegetação são tão diversas quanto os inúmeros trabalhos existentes. Finnigan J. (2000), no seu trabalho de revisão, referencia as pesquisas realizadas nos últimos 20 anos sobre escoamento em florestas, focando principalmente na questão da física da turbulência deste tipo particular de escoamento ambiental. No geral existem dois tipos principais de motivação relacionados ao estudo de escoamentos em florestas: um primeiro relacionado à produção de biomassa através da estimativa de fluxos de calor e massa em manejo florestal, e em segundo nas ciências biológicas para o entendimento dos mecanismos físico-químicos associados aos fluxos de matéria e energia.

Topologicamente, uma floresta pode ser descrita como uma extensão de terreno preenchido por um conjunto de árvores de espécies iguais ou diferentes, constituídas por inúmeros elementos vegetativos, tais como, folhas, ramos e troncos, distribuídos de forma aleatória. O conjunto de elementos vegetativos que compõem uma floresta é designado de dossel (figura. 1.1). No contexto da mecânica dos fluidos, os elementos vegetativos presentes na floresta são uma obstrução à passagem do vento. Assim, as características geométricas destes elementos têm uma grande influência na resistência imposta ao escoamento de ar que passa através da floresta (Fathi-Moghadam, M., 2007). O conjunto de elementos vegetativos forma uma superfície rugosa que quando interage com o escoamento de ar, que passa por dentro e junto à superfície, origina trocas de quantidade de movimento no escoamento, alterando o seu comportamento dinâmico.

Os estudos realizados sobre escoamento em florestas têm no geral o objetivo de promover o entendimento dos processos que governam a troca de quantidade de movimento, de calor, de vapor de água, de dióxido de carbono e de outros escalares, entre a atmosfera e a floresta (Raupach, M. R., Thom, A. S., 1981, Yue, W., 2008). Um

primeiro passo para se compreender em detalhe estes processos é desenvolver modelos que considerem uma situação da floresta horizontalmente homogênea que através da qual passa um vento em regime permanente (Raupach, M. R. e Thom, A. S., 1981). O uso do enfoque de dossel homogêneo facilita a validação dos modelos, e, portanto será também utilizada no presente trabalho (Sanz Rodrigo *et al.*, 2007)).

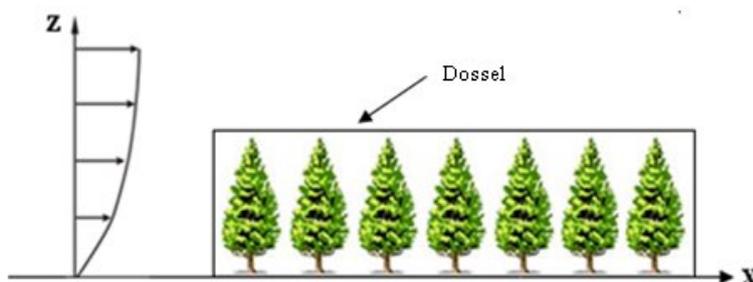


Figura 1.1- Floresta Homogênea.

Embora situações de floresta homogêneas apresentem um importante desafio para o desenvolvimento de modelos, na atualidade um bom número de problemas reais e práticos encontra-se dentro da condição de terrenos florestados com variabilidade espacial, devido à presença de clareiras, de estradas ou de áreas desmatadas (Dupont, S., Brunet, Y., 2008). Tais heterogeneidades podem ser devidas à ação humana sobre a cobertura vegetal (áreas florestais queimadas e/ou desmatadas) e a estragos induzidos por tempestades de vento, como foi mostrado no estudo de Dupont, S., Brunet, Y. (2008). Isto ressalta o interesse do presente estudo.

A importância do estudo de florestas com clareiras (um dos focos do presente trabalho) associa-se ao fato de as clareiras terem importantes impactos sobre os ecossistemas florestais (Sanz Rodrigo *et al.*, 2007). Com existência de clareiras menores que 1 km, por exemplo, observa-se uma influência relevante nos fluxos florestais, e conseqüentemente sobre os processos bióticos e abióticos (Cassiani, M. *et al.*, 2008). Efeitos também são observados sobre o balanço de energia da superfície do solo, a sua estabilidade, sobre o fluxo de dióxido de carbono como também nas correntes de ar locais (Robert N. *et al.*, 2002).

As heterogeneidades referidas são descontinuidades formadas por bordas de florestas, (figura 1.2). Estas bordas promovem o aumento dos estragos realizados pelo vento, com influência direta nas plantas e nos animais, no micro-clima e nos processos do ecossistema (Zheng, D. *et al.*, 2005). A corrente turbulenta desenvolvida a jusante da borda da floresta provoca grandes rajadas (Sanz Rodrigo *et al.*, 2007). O aparecimento nesta região de uma zona de recirculação tem promovido recentes investigações sobre os seus efeitos ecológicos. A zona de recirculação pode ter consequências ao nível da deposição de sementes e de pólen, pois tem um potencial de dispersão a longas distâncias, podendo assim afetar a dinâmica da floresta (Cassiani, M. *et al.*, 2008). Como tal, pode ser interessante modificar a região da borda com o intuito de reduzir os riscos de estragos devido ao impacto do vento (Dupont, S., Brunet, Y., 2008). Assim o desenvolvimento de barreiras constituídas por florestas, que é baseado no entendimento da dinâmica do escoamento na borda da floresta, pode ser destinado para proteger a floresta jovem. Neste sentido, os estudos referentes à caracterização do escoamento em florestas, dão contribuição a áreas como biologia, hidrologia, agricultura e meteorologia (Raupach, M. R. e Thom, A. S., 1981).

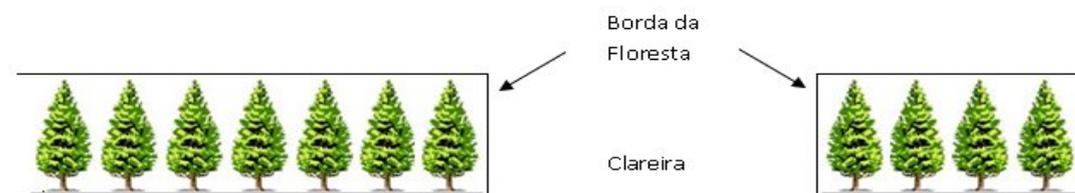


Figura 1.2- Floresta Heterogênea.

A realidade que expressa o cenário mais básico para o estudo de como o escoamento se ajusta a um distúrbio, é caracterizada pela rápida mudança de rugosidade entre duas extensas regiões, definida por uma descontinuidade representada por uma borda normal à direção do escoamento (Cassiani, M. *et al.*, 2008). O escoamento na região de transição da borda da floresta é mais complexo do que o escoamento no interior de uma floresta homogênea sem o efeito da borda. A turbulência é caracterizada pelo aparecimento no escoamento de vórtices de diferentes escalas de comprimento devido à presença dos elementos vegetativos. A vulnerabilidade das árvores aos estragos provocados pelo vento a jusante da borda de entrada da floresta é investigada para diferentes tipos de borda (cônica, pequena, alta, esparsa, densa), como efetuado pelo trabalho de Dupont, S., Brunet, Y. (2008).

Devido à floresta promover a alteração do comportamento do escoamento do vento, a caracterização do escoamento em florestas homogêneas e heterogêneas ajudará a compreender melhor a contribuição que as florestas têm no equilíbrio climático local, e prever os efeitos que o desmatamento pode ter na interação floresta-atmosfera e na própria floresta. Na área da engenharia eólica especial atenção é dada às bordas das florestas, com o intuito de entender quais os riscos envolvidos quando se instala turbinas eólicas nas proximidades de floresta. Este foi o assunto tratado por Sanz Rodrigo *et al* (2007).

Os estudos dos efeitos na região de borda de floresta também são importantes para as áreas que se preocupam com a dinâmica da propagação de incêndios. As florestas com pouca área desmatada são menos propícias a incêndios. No entanto, as florestas com maior área desmatada, são mais vulneráveis a incêndios devido às bordas de florestas serem mais vulneráveis aos estragos induzidos pelo vento e à radiação solar, que em conjunto, modificam a estrutura da borda da floresta, surgindo nestas regiões detritos de madeira que são parte importante na origem de focos de incêndios. Um outro fator de interesse é a umidade da floresta que é um parâmetro que controla a propagação de incêndio. Assim é essencial contabilizar a umidade das florestas, por ser um fator que influencia a capacidade de ignição e de combustão da floresta. (Mark A. Cochrane ,2003), nos modelos numéricos referentes a estudos de florestas, possibilitando o relacionamento entre a dinâmica do vento com a umidade da floresta e com a dispersão dos gases originários dos incêndios.

1.1 - OBJETIVOS

A motivação deste trabalho reside na representação do escoamento em florestas heterogêneas reais, complementando os estudos referentes às simulações de escoamentos em florestas constituídas por modelos de árvore teóricos e às simulações de representação do escoamento de vento em florestas em túnel de vento. Com esse objetivo recorreu-se à simulação numérica que permite através de modelos de turbulência juntamente com modelos numéricos a representação do escoamento em florestas, mediante a aplicação das equações da mecânica dos fluidos. Portanto o

objetivo geral do presente projeto visa desenvolver estratégias de modelagem e de simulação computacional de escoamentos florestais na proximidade de clareiras de florestas reais. Como objetivos específicos serão enfocados:

- a) desenvolvimento de um modelo de turbulência com fechamento em primeira ordem, considerando desenvolvimento de modelos a duas equações tipo $k-\varepsilon$;
- b) simulação de problemas de floresta homogênea, com objetivo da validação do modelo proposto
- c) simulação e implementação numérica para escoamentos 2D e 3D, no código comercial FLUENT;
- d) estudo de caso em escoamentos em bordas florestais.

As simulações unidimensional (1D) e bidimensional (2D) foram realizadas no programa comercial ANSYS-FLUENT que utiliza o método numérico de volumes finitos aplicado às equações de conservação que expressam a variabilidade das grandezas na direção vertical (1D) e também na direção horizontal (2D). A abordagem 1D permite o tratamento de problemas de floresta homogênea, em particular para aplicações de validação de modelos. Modificações específicas foram implementadas para conter os termos relativos ao modelo de escoamento florestal proposto.

Este trabalho é dividido em uma revisão bibliográfica, constituindo o capítulo 2, no qual se referencia os trabalhos realizados sobre escoamento em floresta na vertente experimental (campo e túnel de vento) e na vertente numérica. O capítulo 3 descreve a atmosfera localizando a região de floresta, introduz os parâmetros físicos que caracterizam a floresta, aborda os perfis de velocidade empíricos que podem representar o perfil do vento atmosférico e termina com a descrição das características do escoamento em florestas. O capítulo 4 é destinado às equações que regem o escoamento, onde é apresentado o modelo de turbulência usado para representar o escoamento em uma floresta. Este capítulo contém ainda a descrição do método numérico utilizado para discretizar as equações do modelo de turbulência. Na sequência são apresentadas considerações necessárias para simular este tipo de escoamento. O capítulo 5 apresenta os casos de estudo 1D e 2D e os resultados obtidos.

2- REFERENCIAL TEÓRICO

O interesse pelo entendimento do escoamento do vento em florestas é referido em trabalhos datados dos últimos 30 anos. A abordagem experimental e analítica deu início a estes estudos, nos quais sempre tiveram a presença de modelos que tratassem a turbulência existente neste tipo de escoamentos. O desenvolvimento contínuo dos modelos de turbulência é justificado pelo interesse em representar, a dinâmica do escoamento, tornado assim possível o estudo pormenorizado dos fenômenos responsáveis pelo desenvolvimento da turbulência e a compreensão da dinâmica do escoamento na zona florestada. Neste contexto, este capítulo referencia alguns dos trabalhos que contribuem para o desenvolvimento da compreensão dos escoamentos em florestas.

É de se destacar a diversidade de objetos de estudos presentes nos trabalhos realizados sobre escoamentos de vento em plantações e florestas. A compreensão de como o vento afeta os processos bióticos e abióticos na floresta levam a estudos sobre a vibração da folha quando sujeita a ventos, passando pela análise do vento em uma única árvore ou em um dossel. Os trabalhos sobre a dispersão de sementes e pólen se preocupam com a dinâmica de crescimento da floresta (Emmanuel de Langre, 2008). Existem trabalhos que se preocupam com a difusão turbulenta de escalares como o calor sensível e latente e o CO₂. O trabalho experimental em túnel de vento (TV) de Mao, G., Kurata, K. (1996), é um de vários exemplos. O trabalho em campo realizado pelo projeto “Emissão e Transformação Química de Compostos Orgânicos” teve como objetivo medir os compostos orgânicos voláteis (Aubrun, S., Leitl, B., 2004). Assim se pode concluir que existem vários temas de pesquisa em torno dos escoamentos em floresta com diferentes objetos de investigação. Neste trabalho o objeto de pesquisa é a representação do escoamento em dosséis onde o escoamento sofre distorção devido à presença de uma floresta.

Raupach, M. R., Thom, A. S. (1981) e Finnigan J. (2000), realizaram uma revisão dos trabalhos efetuados onde caracterizam a turbulência perto e dentro do dossel florestal. Existem três metodologias de abordagem para estudar as iterações do vento na vegetação: através de experimentos de campo, em dossel real, através de experimentos em TV, com dossel artificial e através da simulação numérica.

Os estudos de campo têm a necessidade de equipamentos dispendiosos e existe a complexidade sobre qual é a melhor orientação e localização dos aparelhos de medida de forma que eles captem a velocidade e as quantidades de turbulência reais, gerando assim menos incertezas nas medições. Irvine, M. R., *et al* (1997), efetuaram medidas em uma floresta do tipo *hardwood* em Northumberland (Inglaterra), com o intuito de preencher a escassez de medidas em uma transição de rugosidade em florestas. Os dados experimentais em transições são limitados e a sua maioria é destinada ao estudo da influência de vegetação baixa (Irvine, M. R., *et al*, 1997). Poucas experiências foram realizadas em bordas de florestas, com a exceção de Raynor em 1971, Gash em 1986 e mais recentemente Kruijt *et al* em 1995 e Flesch, T. K., Wilson, J. D. em 1998. No experimento de Flesch, T. K., Wilson, J. D. (1998), os autores focaram a atenção no possível benefício da existência de uma zona que existe após a borda, designada por escudo, que pode ser útil para a proteção da zona desplantada.

Trabalhos experimentais em TV têm sido realizados para caracterizar o perfil do escoamento médio e as quantidades de turbulência, podendo-se aqui citar o trabalho de referência de Raupach M. R., *et al* (1986). No experimento de Bergen de 1975, foi observada a existência de uma zona de recirculação perto da interface grama-floresta (Cassiani, M. *et al*, 2008). Esta zona de recirculação também tem sido observada em simulações numéricas. Novak, M. D. *et al* (2000), fizeram um experimento em TV para florestas com várias densidades. A variação da densidade é feita retirando ou colocando mais árvores no TV. Este trabalho foi realizado tendo em mente que os métodos de gestão de floresta alteram a densidade da floresta. Esta alteração pode ser crítica para os processos responsáveis pela estabilidade do terreno e para o seu micro-clima. Poggi, D. *et al* (2004), através de um experimento em túnel de água, testou uma nova formulação para o comprimento de mistura que leva em conta as formas básicas de energia dentro da subcamada do dossel. O experimento foi composto por cilindros com uma configuração densa para representar um dossel rígido. No trabalho de Aubrun, S., Leiti, B. (2004), a floresta homogênea em altura, foi representada por cilindros de malha metálica para representar as mesmas propriedades do escoamento no interior e acima do dossel.

Existem poucos trabalhos experimentais referentes a escoamento em montes florestados. É possível que o trabalho de Finnigan e Brunet de 1995 seja o único estudo

detalhado realizado em TV para o problema de montes florestados (Ross, A. N., Vosper, S. B., 2005).

Os avanços nos computadores têm feito as simulações numéricas mais atrativas para testar progressivamente os cenários mais complexos, ajudando no entendimento da dinâmica do escoamento no dossel (Clark, T. L. *et al*, 2007). Existem vários modelos para tratar a turbulência: fechamento de primeira ordem, com uma e duas equações, fechamento de segunda ordem e fechamento de terceira ordem. O problema do fechamento das equações em escoamentos turbulentos é devido a existir mais incógnitas do que equações. Para resolver este problema são formuladas equações adicionais com o intuito de igualar o número de incógnitas ao número de equações. Os modelos designados de primeira ordem recorrem ao conceito da viscosidade turbulenta para modelar o tensor de Reynolds, que é o produto entre duas flutuações de velocidades. Enquanto que os modelos de segunda ordem calculam o tensor de Reynolds através de uma equação de transporte. É de se referir que a complexidade do modelo aumenta com a ordem de fechamento. São feitos estudos para comparar o desempenho dos diferentes modelos. No trabalho de Pinard, J. P. J. D., Wilson, J. D. (2001), foi concluído que os modelos de primeira ordem simulam tão bem as propriedades fundamentais do vento (velocidade média, tensão de cisalhamento média, e energia cinética) quanto os modelos de segunda ordem. Isto implica que a superioridade teórica dos modelos de segunda ordem seja discutível para os escoamentos em florestas. É de se referenciar que para escoamentos 2D e tridimensionais (3D) os modelos de segunda ordem são muito mais trabalhosos do que os modelos de primeira ordem. Neste estudo é implementado um modelo de fechamento de primeira ordem de duas equações. Uma equação de transporte para a energia cinética turbulenta (ECT), k , e outra para a taxa de dissipação de energia cinética (TDECT), ε .

No trabalho de Svensson, U., Haggkvist, K. (1990), foi formulado um modelo de duas equações k - ε , no qual os autores adicionaram termos às equações para contabilizar o arrasto provocado pelo dossel. Com base neste trabalho, o modelo de duas equações k - ε tem sido melhorado por diversos autores. Foudhil, H. *et al* (2004), propuseram um modelo de turbulência k - ε com o objetivo de prever os campos dinâmicos (vento, turbulência) e difusivos (gases, partículas) em terrenos heterogêneos. O modelo é baseado nas equações que regem o escoamento em atmosfera neutra. O modelo foi

validado para três casos de teste: (i) resposta do escoamento a uma mudança de rugosidade na superfície, (ii) escoamento dentro e acima de um dossel homogêneo, (iii) escoamento nas transições floresta-clareira e clareira-floresta.

Ross, A. N., Vosper, S. B. (2005), realizaram simulação numérica do escoamento em condições de atmosfera neutra em uma série de montes florestados homogêneos usando um esquema de fechamento de primeira ordem.

No trabalho de Liang, L. *et al* (2005), foi desenvolvido um modelo $k-\varepsilon$ para examinar o escoamento de ar no interior e acima de pequenos terrenos florestados. A principal tarefa deste trabalho foi estabelecer um modelo de árvore 3D e aplicá-lo às análises quantitativas das simulações de TV. Para tal foi utilizado o software PHOENICS. Foi feita uma comparação detalhada com o experimento de TV de Green realizado em 1992.

Krzikalla, F. (2005), através do código AQUILON, que utiliza o modelo $k-\varepsilon$, desenvolvido em TREFLE, um laboratório francês, realizou um estudo numérico sobre a interação do vento com a floresta para várias configurações de borda de floresta. Foi concluído que a geometria da borda da floresta tem significado secundário para o ajuste da velocidade e para o desenvolvimento da turbulência a jusante da borda da floresta.

Hiraoka, H., Ohashi, M. (2008), formularam um modelo de turbulência $k-\varepsilon$. O objetivo é fazer um modelo para as previsões temperatura, vapor de água e dióxido de carbono em torno de uma vegetação. Os resultados deste modelo foram comparados com os resultados de cinco outros modelos $k-\varepsilon$ e com oito experimentos. Este modelo obteve melhores resultados do que os outros modelos $k-\varepsilon$.

Depois do modelo analítico de Elliot de 1958 destinado ao problema da transição de rugosidade, Rao *et al* em 1974 foram os primeiros a tratar este problema com um modelo de segunda ordem. A modelagem tem sido focada na difusão da turbulência a jusante de uma transição, mas a sua evolução tem sido limitada pela falta de medidas experimentais que servem para validar os modelos (Irvine, M. R., 1997).

Ayotte, K. *et al* (1999), modificaram um modelo de segunda ordem para incluir os efeitos turbulentos devido ao arrasto de forma e viscoso (absorção da quantidade de

movimento, criação de pequenos turbilhões e aumento da dissipação viscosa) com o intuito que ele seja o mais global possível e que possa ser aplicado a terrenos complexos.

Edburg, S. *et al*, investigaram a capacidade de simular o transporte turbulento dentro de um dossel usando um código comercial CFD ANSYS-FLUENT. A simulação consistiu em prever as concentrações de um gás perto do terreno em um dossel de pinheiro.

Dalpé, B. , Masson C. (2008), fizeram uma simulação 2D do escoamento entrando e saindo de uma borda de floresta. Para tal utilizaram também o código ANSYS-FLUENT com o modelo de turbulência $k-\varepsilon$.

Outra vertente da simulação numérica é usar a simulação de grandes escalas onde as grandes escalas são simuladas e as pequenas escalas são modeladas. Este método é designado por LES (*Large Eddy Simulation*). Aalen e Brown em 2002 simularam um monte rugoso com a simulação do tipo LES juntamente com a parametrização do comprimento de rugosidade. Eles concluíram que este método com um simples comprimento de mistura oferece boas estimativas do escoamento (Ross, A. N., Vosper , S. B.).

Sabendo que as árvores adjacentes às novas clareiras estão mais vulneráveis aos estragos do vento do que as árvores situadas na borda frontal da floresta, Dupont, S., Brunet, Y. (2008), fizeram um estudo sobre bordas de floresta com intuito de investigar a vulnerabilidade das árvores após a borda da floresta. Para tal utilizaram a técnica LES recorrendo ao programa ARPS (*Advanced Regional Prediction System*) desenvolvido pelo Centro de Análises de Previsões de Tempestades da Universidade de Oklahoma.

Através de simulações LES, o trabalho de Cassiani M. *et al* (2008), consistiu em estudar os efeitos no escoamento médio quando é mudado o valor do índice de área folheada (LAI- *Leaf Area Index*), quando o escoamento atravessa a borda da floresta. Os autores verificaram que com o aumento do LAI aparece uma zona de recirculação a jusante da borda. Para $LAI > 8$, não existe mudanças significativas no comportamento do escoamento, mas observa-se um aumento na extensão da zona de recirculação.

Este capítulo referenciou alguns dos inúmeros trabalhos realizados no estudo em escoamento em floresta. Seguindo os passos do escoamento em dossel vegetado uma nova área está surgindo com a simulação em dossel urbano. A preocupação neste tipo de estudo vai desde a dispersão de poluentes, até a turbulência entre edifícios com a preocupação do conforto do pedestre. No entanto este trabalho é destinado ao tratamento do escoamento em dossel vegetativo.

O capítulo seguinte descreve as características da camada limite atmosférica bem como a escala de simulação da região florestada. Após a descrição da camada limite atmosférica são descritos os parâmetros caracterizadores da floresta, tais como o índice de área folheada (LAI) e a densidade de área folheada (LAD), o comprimento de rugosidade, o coeficiente de arrasto e o deslocamento do plano zero. De seguida apresentam-se os perfis de velocidade atmosféricos e as suas alterações quando este passa entre uma floresta.

3- CONSIDERAÇÕES FÍSICAS

Este capítulo caracteriza de forma sucinta a zona da atmosfera onde se situa a região florestada. A descrição da atmosfera tem com intuito fornecer informações que levam à simplificação das equações que regem o escoamento de vento. Após esta descrição, são introduzidos os parâmetros que caracterizam uma floresta.

Os ventos atmosféricos são representados através de perfis de velocidade empíricos. Devido às alterações no perfil do vento que surgem devido à presença da floresta, são referenciados os fenômenos presentes na floresta resultantes da passagem do vento pelo interior da vegetação.

3.1 - CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Neste item faz-se a descrição da camada limite atmosférica com o intuito de localizar a zona florestada. A camada limite atmosférica é constituída por regiões onde devido às suas características podem-se fazer certas considerações que irão influenciar as equações que regem o escoamento do vento na floresta.

Na atmosfera estão presentes fenômenos físicos que são caracterizados pelas suas dimensões e pelo seu período de duração. Para identificar o tipo de fenômeno físico é usada a distância horizontal característica destes fenômenos (Oke ,T. R, 1987):

Micro-escala: 10^{-2} a 10^3 m

Escala Local: 10^2 a 5×10^4 m

Meso-escala: 10^4 a 2×10^5 m

Macro-escala: 10^5 a 10^8 m

Neste trabalho, a análise do escoamento de florestas esta enquadrada na Micro-Escala, onde se procura caracterizar os efeitos de interação entre os elementos vegetativos que compõem a floresta e o ar atmosférico.

A atmosfera terrestre é composta por quatro camadas: a troposfera, a estratosfera, a mesosfera e a termosfera, como ilustrado pela figura 3.1.

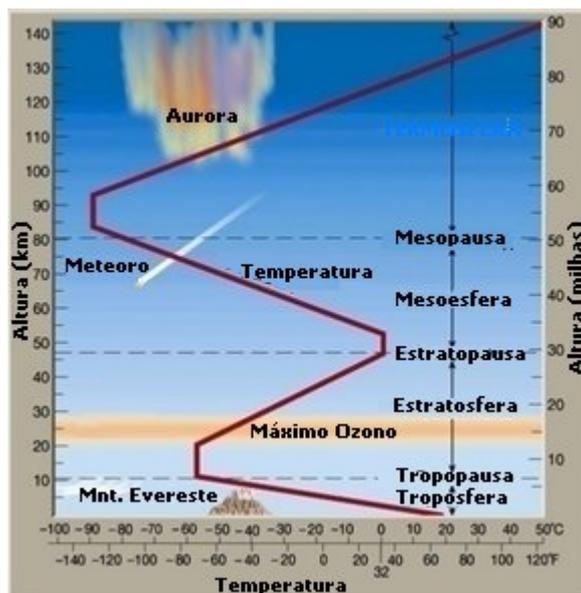


Figura 3.1- Camadas da atmosfera relacionadas aos perfis médios da temperatura do ar acima da superfície da Terra. A linha vermelha ilustra como a temperatura média varia em cada camada. (Fonte: Lutges e Tarbuk, The Atmosphere,2001)

A região de interesse deste trabalho é a parte inferior da troposfera. A troposfera tem de altura média 12 km chegando aos 18 km no equador e entre 6 a 8 km nos pólos. Ela é dividida em duas regiões: a camada limite e a atmosfera livre, como se pode ver pela fig. 3.2. A atmosfera livre está situada logo acima da camada limite e é caracterizada pela presença de ventos geotrópicos. Nesta camada as forças criadas pela intercepção entre a atmosfera e o solo são insignificantes. A camada limite atmosfera (CLA) tem 1 km de altitude, a contar da superfície terrestre. É de destacar que essa espessura varia com a rugosidade do terreno e com a estabilidade térmica.

Sutton, em 1953, dividiu a CLA em duas regiões (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994):

- 1- Uma região de camada de superfície 50-100 m de profundidade com tensão de cisalhamento aproximadamente constante, onde o escoamento é insensível à rotação da terra e a estrutura do vento é determinada primeiramente pela fricção da superfície e pelo gradiente de temperatura vertical;
- 2- Uma região acima dessa camada com extensão de 500 a 1000 m de altitude, onde a tensão de cisalhamento é variável e a estrutura do vento é influenciada pela fricção da superfície, gradiente de temperatura e pela rotação da terra.

É de se referir que, neste estudo, a análise do escoamento em florestas se enquadra na região de 10-100 m.

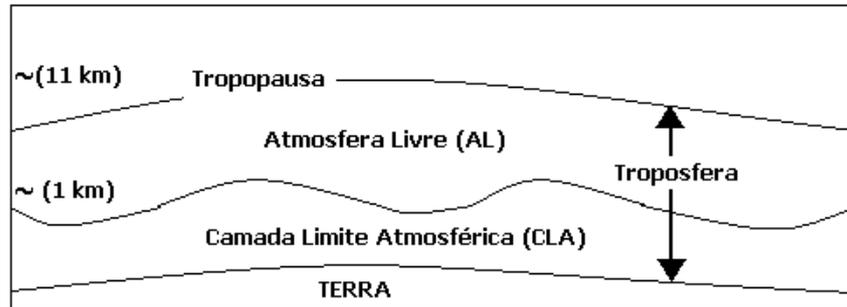


Figura 3.2- Troposfera dividida em duas partes: camada limite atmosférica (CLA), atmosfera livre; (Fonte: Stull, 1988)

Sobre o dossel forma-se uma camada de equilíbrio na direção do escoamento que é constituída por uma camada de superfície. A camada de superfície é dividida em três regiões devido às diferenças existentes entre elas (Finnigan J. J., 2000). Na parte superior da camada de superfície encontra-se a subcamada inercial (Raupach, M. R., Thom, A. S., 1981), e na sua parte inferior encontra-se a subcamada rugosa, como mostrado na figura 3.3. Na subcamada rugosa o escoamento é 3D, pois é influenciado térmica e mecanicamente pelos elementos que constituem o dossel.

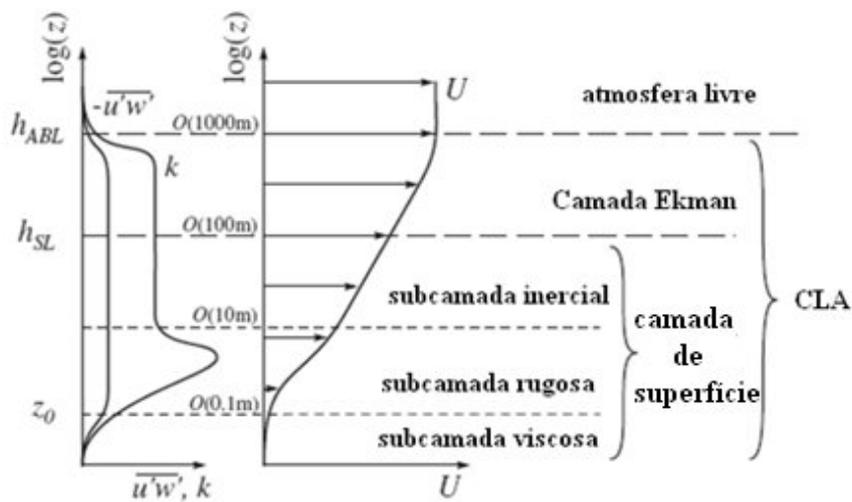


Figura 3.3- Estrutura da CLA. (Fonte: Pielke, R. A.,1984)

A produção de esteira, que é a produção da energia cinética turbulenta (ECT) a partir da energia cinética do escoamento médio, ocorrerá na subcamada rugosa. A turbulência da esteira, que é formada nos elementos do dossel, é rapidamente dissipada em energia interna (Raupach, M. R., Thom, A. S., 1991).

A dissipação da turbulência da esteira pode ser explicada pela teoria de Kolmogorov de 1941. A formação dos maiores turbilhões, com escalas de comprimento do escoamento, é devida a deformações cisalhantes do escoamento. A energia desses maiores turbilhões é transferida para formar turbilhões de menor tamanho. A transferência de energia dos turbilhões de grande escala para os de pequena escala, é efetuada por turbilhões de escala intermediária. A dissipação da energia em forma de energia interna é devida aos menores turbilhões serem influenciados pela viscosidade do fluido. A este processo se chama cascata de energia.

É frequente usar três condições para descrever a atmosfera: neutra, estável e quando condições de convecção podem ocorrer na mesma localização geográfica em diferentes períodos de tempo. Condições de convecção estão presentes quando são provocados movimentos verticais de uma parcela de ar. Estas condições tendem a aumentar a turbulência. Uma condição de estabilidade neutra está presente se o movimento vertical de uma parcela de ar não for afetado pela temperatura. A condição estável está presente quando os movimentos verticais de uma parcela de ar são suprimidos, atenuando a turbulência. No presente trabalho serão consideradas somente condições de atmosfera neutra.

Após a descrição da região atmosférica, onde se encontra a floresta, descrevem-se em seguida os parâmetros caracterizadores da floresta. Eles permitem distinguir vários tipos de floresta em função do seu arranjo espacial e das suas características morfológicas.

3.2 - PARÂMETROS CARACTERIZADORES DA FLORESTA

Este item introduz os parâmetros que caracterizam as florestas. As florestas são caracterizadas pela sua densidade, sua rugosidade e pelo tipo de árvore que as constitui. Assim serão descritos os seguintes parâmetros: densidade e índice de área folheada, comprimento de rugosidade, coeficiente de arrasto e deslocamento do plano zero.

3.2.1 - LAD e LAI

As florestas podem ser distinguidas pelas suas características físicas que são as mais facilmente observáveis. Para além da altura e da extensão da floresta, esta pode ser caracterizada pela sua densidade de área folheada (LAD: *Leaf Area Density*) ou pelo seu índice de área folheada (LAI: *Leaf Area Index*).

A distribuição espacial do LAD é um indicador importante da biomassa, como tal é um parâmetro caracterizador da floresta, tendo uma forte importância para o balanço entre a floresta-atmosfera, da radiação, da massa e da energia, sendo desta forma um fator importante no monitoramento do dióxido de carbono (Treuhft, R. N., 2002, Lalic B., Mihailovic D. T., 2004). O LAD é definido como sendo o somatório da área de uma das superfícies da folha que se encontram acima de uma determinada área de solo, dividido pela área do solo. Ou seja, é a razão entre a área folheada e a área do solo. Esta densidade de área foliar varia ao longo da direção vertical, e depende do tipo de floresta.

A integral da área folheada, $a(z)$, através de toda a altura do dossel é chamada de índice de área folheada, LAI (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). Matematicamente o LAD é o LAI são definidos nas equações (3.1).

$$LAD = a(z) = \frac{\text{superfície total}}{\text{Area do solo} \times \text{Altura}} \quad [m^2 / m^3] \quad (3.1)$$
$$LAI = \int_0^h a(z) dz$$

O LAI pode variar de 1, para o deserto, até valores superiores a 8, para florestas tropicais. Para dossel com LAI>1, a quantidade de movimento é absorvida na parte superior do dossel, sendo que a tensão de cisalhamento no solo é praticamente nula. O significado de, por exemplo, LAI= 4 para um campo de milho, quer dizer que acima de cada metro quadrado de solo, existem quatro metros de folhas de milho. Desta forma pode-se constatar que o LAI é um parâmetro essencial para os modelos de escala local, meso-escala e macro-escala, que contribuem para a compreensão dos efeitos das florestas no clima regional e global.

Devido ao LAI ser um parâmetro crítico nos modelos que tentam simular os fluxos de carbono, nutrientes, água e energia para os ecossistemas das florestas há a necessidade de técnicas que estimem rapidamente o LAI de forma direta ou indireta. As medições

em campo do LAI podem ser divididas em dois métodos de aproximação: diretos e indiretos. No método direto, o mais simples, que geralmente é usado em copas de herbáceas e grama, é simplesmente definir uma área no solo, retirar todas as folhas, e medir a sua área. Se dividir a área total de todas as folhas pela área do solo obtém-se o LAI. A desvantagem deste método é que se destroem as plantas antes do início do estudo e podem superestimar o valor de LAI. Geralmente este método é utilizado em pequenas porções sob a área de estudo.

As medições indiretas do LAI são as mais utilizadas. Neste tipo de medição é correlacionada a área total da folha com a probabilidade de penetração da luz através da copa da floresta (Nackaerts, K. *et al*, 1999). Os métodos indiretos que estimam o LAI em campo podem ser divididos em duas categorias: método com contato e método sem contacto.

As técnicas de medição indireta com contato envolvem uma análise dimensional do dossel, onde é necessário ter a capacidade de selecionar as árvores representativas da área de estudo. A área da folha é diretamente medida na árvore representativa da floresta (geralmente corta-se a árvore), para que seja possível relacionar matematicamente o diâmetro do tronco, a altura da árvore, a profundidade da copa com a área das folhas. Esta relação é designada como equação alométrica (uma alometria é uma função de potência que relaciona coisas diferentes umas com as outras) (Deblonde, G. *et al* 1994). Este método é geralmente mais rápido, permitindo que um grande número de amostras seja obtido. Contudo, as relações alométricas são influenciadas por fatores ambientais e assim não podem ser transferidas para outros tipos de florestas, ou seja, cada espécie de árvore tem a sua equação alométrica (Deblonde, G. *et al* 1994). Quando a equação alométrica estiver estabelecida, o LAI pode ser estimado pela simples medição da altura, diâmetro e profundidade do dossel.

As técnicas de medições indiretas sem contato foram desenvolvidas primeiramente para os sistemas agrícolas. A estimativa do LAI é efetuada a partir da penetração da luz através do dossel. Welles em 1990 sumarizou e comparou diversas técnicas que usam dispositivos ópticos para medir o LAI. O conceito básico dos dispositivos ópticos é inverter um modelo de radiação que descreva a quantidade de luz que penetra na copa das árvores como uma função da área folheada e a sua distribuição.

Um método indireto usado para determinar o LAI é fazer suposições a cerca de como as folhas estão distribuídas na copa, e então medir o tamanho e quantificar os números de espaços de luz entre as folhas. Os espaços entre as folhas da copa podem ser medidos usando fotografia de elevado contraste ou gravando a intensidade de luz que chega ao solo. A vantagem destes métodos ópticos é de eles poderem medir rapidamente com a mínima agressividade para a vegetação, permitindo repetir observações sem colocar em causa a qualidade das medições. Contudo, nestes métodos existem algumas incertezas. As medidas ópticas não distinguem as folhas de outros objetos presentes no dossel, tais como ramos ou troncos de árvores e não conseguem separar as folhas vivas das mortas. Uma estimativa errada do LAI também é provocada por suposições erradas sobre a distribuição das folhas (Nackaerts, K. *et al*, 1999).

Os medidores indiretos do LAI, tal como o LAI-2000 da LI-COR *Biosciences*, medem o LAI de forma não destrutiva através da medição da diferença dos níveis de luz entre o topo da copa da árvore e o solo. O dispositivo LAI-2000, como todos os outros dispositivos ópticos, estima o LAI medindo a transmitância sob a copa da floresta (Kim, S., Lee, K.). A figura 4.1 mostra o equipamento LAI-2000 da LI-COR *Biosciences*.



Figura 3.4 LAI-2000 da LI-COR *Biosciences*.
(Fonte: internet)

Devido ao LAI-2000 superestimar o valor de LAI, foi verificado que é necessário um índice de aglomeração para que o valor medido fosse semelhante ao valor de campo (Deblonde, G. *et al* 1994). Isto pode ser devido, por exemplo, às variações da

iluminação, ao esquema de amostra e aos erros de medição (Nackaerts, K. *et al*, 1999). Os sensores remotos são uma alternativa para a medição do LAI. No entanto estes sensores só conseguem medir um valor de LAI igual a 4. Isto significa que para LAI superior a 4 é interpretado como LAI igual a 4. De seguida mostra-se o LAD, referente a dois tipos de florestas.

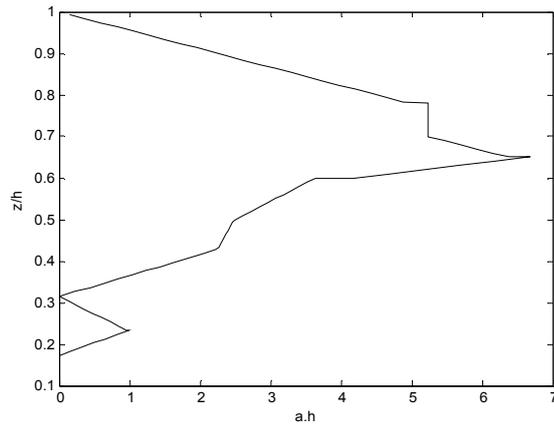


Figura 3.5- a) Floresta do tipo *jack pine*; b) LAD normalizado pela altura do dossel da floresta.

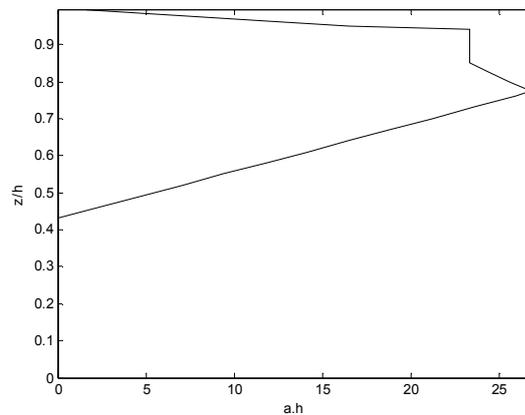


Figura 3.6- a) Floresta do tipo *black spruce*; b) LAD normalizado pela altura do dossel da floresta.

Conforme foi referido, o LAI é um importante parâmetro que caracteriza a morfologia das árvores, definindo desta forma o tipo de floresta. No entanto, o LAI não caracteriza a rugosidade do terreno nem o coeficiente de arrasto que contabiliza a resistência à passagem do escoamento devido à presença de elementos vegetativos. Assim, em seguida define-se e quantifica-se o comprimento de rugosidade, o coeficiente de arrasto e o deslocamento do plano zero, que é outro parâmetro que caracteriza o tipo de árvore.

3.2.2 - Comprimento de Rugosidade e Deslocamento do Plano Zero

O comprimento de rugosidade, z_0 , o deslocamento do plano zero, d , e o coeficiente de arrasto, C_d , são também parâmetros caracterizadores da floresta. Assim é importante descrever estes parâmetros e quantificá-los em função do tipo de floresta em estudo.

O comprimento de rugosidade, z_0 , é função do tipo de terreno. Este parâmetro interfere nas propriedades turbulentas do escoamento. Os terrenos lisos (leito de água, neve, areia) geram menos turbulência ao nível do solo que os terrenos mais rugosos (árvores, plantações, arbustos). O comprimento de rugosidade é definido como sendo a altura acima do solo onde a velocidade é, teoricamente, nula, embora ocorram trocas turbulentas.

O coeficiente de arrasto, C_d , parameteriza o arrasto na superfície das folhas e dos ramos que oferecem uma oposição ao escoamento, que assim exerce uma influência controlada no vento e na turbulência entre as plantas (Pinard, J. P. J. D., Wilson, J. D., 2001).

Para configurações mais densas, onde as zonas inferiores rugosas não sentem as trocas turbulentas, e onde não ocorrem os efeitos do escoamento, é definida uma altura de deslocamento zero que leva em consideração estes fatores. Esta altura é a localização acima do solo onde as trocas turbulentas se começam a manifestar. O valor de d , não afeta o perfil do escoamento, somente altera a origem do escoamento para uma posição d acima do solo.

O z_0 para o perfil de vento representa a capacidade de o dossel absorver a quantidade de movimento (Wang, Y., Cionco, R., 2007, Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). O z_0 e o d influenciam a turbulência da superfície, que é o mecanismo chave da troca de

quantidade de movimento, entre a atmosfera e a superfície do terreno (Yang, R., Friedl, M. A., 2003).

As análises do perfil do vento em dosséis têm mostrado que os valores de z_0 são influenciados pela estrutura e arquitetura complexa do dossel. Em 1994, Raupach propôs um método para estimar o comprimento de rugosidade e a altura de deslocamento usando estimativas da altura do dossel e do índice de área frontal (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). Massman em 1997, desenvolveu um modelo analítico 1D que pode ser usado para obter z_0 e d para uma vegetação de estrutura arbitrária (Yang, R., Friedl, M. A., 2003). Yang, R., Friedl, M. A. (2003), com base nos trabalhos de Massman de 1997 e de 1999, desenvolveram parametrizações para estimar z_0 e d , para a quantidade de movimento e para a energia. Foi concluído que o modelo de Raupach de 1994 é uma ferramenta útil para prever os valores de z_0 e de d de uma grande variedade de tipos de dossel. Contudo, para dossel esparsos esse modelo dá valores superestimados e então foram sugeridos outros coeficientes para o modelo. Shaw e Pereira em 1982 mostraram através de um modelo de segunda ordem que z_0 e d são sensíveis à distribuição vertical da densidade da folhagem (Yang, R., Friedl, M. A., 2003). O valor de d pode ser estimado como sendo 2/3 ou como 70% a 80% da altura do dossel (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994, Oke, T. R.). Esta estimativa pode ser usada com precisão suficiente para dosséis densos que estão aerodinamicamente no estado estacionário.

Quanto à rugosidade, esta aumenta com a adição de elementos vegetativos. No entanto, muitas florestas mostram uma diminuição de z_0 e de C_d com o aumento da velocidade. Isto é geralmente atribuído à flexibilidade da planta de forma que a elevadas velocidades a superfície dos elementos começa a estar mais alinhada com o escoamento, ou seja, existe uma redução de z_0 (Oke, T. R. 1987, Finnigan J. J. 2000). Pode-se dizer que z_0 e C_d aumentam até ao ponto de as plantas estarem de tal forma juntas que o efeito de escudo de cada planta reduz a capacidade do dossel de absorver quantidade de movimento (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994).

O dossel é mais eficiente a absorver quantidade de movimento do que a absorver escalares (ex: CO₂). Este fenômeno é designado de “*bluff body effect*” (Wang, Y., Cionco, R., 2007, Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). Isto é devido à quantidade de

movimento ser primordialmente transportada para os elementos do dossel através do arrasto de pressão, que não existe no transporte de um escalar. Considera-se que z_0 para um escalar é cerca de 1/5 do valor para a quantidade de movimento (Wang, Y., Cionco, R., 2007).

Em geral z_0 é parametrizado através de uma relação com a altura da árvore, $z_0=0.075h$ a $0.14h$ (Wang, Y., Cionco, R., 2007). Para o tipo de vegetação predominante na superfície terrestre foi obtido $z_0/h=0,13$, tal como definido por Garrat em 1992 (Yang, R., Friedl, M. A., 2003) e $d/h=0,66$ (Verhoef, A. *et al*, 1997). Contudo, não é só a altura da árvore que tem que ser tomada em consideração. Por exemplo, para florestas esparsas outros fatores tais como o espaçamento das plantas ou a densidade de área de folhagem tem um importante papel. Garratt em 1980, encontrou $z_0/h=0,05$ para uma vegetação de savana esparsa (Verhoef, A. *et al*, 1997) e Hatfield, J. L. (1989), encontrou $z_0/h=0,5$ para um dossel de algodão. Quando a altura da árvore for desconhecida z_0 pode ser parametrizado de acordo com a categoria do terreno. A Tabela 3.1 e a Tabela 3.2 fornecem valores de referência.

Tabela 3.1 - Classificação de terrenos por comprimento de rugosidade, adaptado de *European Wind Atlas*

Classe	Terrenos	z_0 [m]
I	Terras alagadas, parques de gelo	$10^{-5} - 3 \times 10^{-5}$
	Áreas de água	$3 \times 10^{-5} - 0,0002$
II	Areia	0,0002 - 0,001
III	Gramma cortada	0,001 - 0,01
IV	Terrenos com poucas árvores, edifícios	0,01 - 0,04
V	Muitas árvores ou arbustos	0,04 - 0,1
VI	Florestas	0,1 - 1
VII	Cidades	1 - 4

Tabela 3.2- Categorias de terreno e comprimento de rugosidade

3DWF Categoria do Terreno		USGS Categoria do Terreno	z_0 [cm]	
			Verão	Inverno
1	Agriculture Land	Dry cropland pasture	15	5
		Irrigate cropland and pasture		
		Mixed dryland/irrigated pasture		
2	Range-grassland	Grassland	12	10
		Shrubland		
		Mixed shrub/grassland		
		Chaparral		
3	Deciduous Forest	Broadleaf deciduous forest	50	50
		Deciduous coniferous forest		
4	Coniferous Forest	Evergreen coniferous forest	50	50
		Sub alpine forest		
5	Mixed forest/wetland	Woodland/cropland mosaic	40	40
		Mixed Forest		
6	Water	Water	0,001	0,001
7	Marsh or wetland	Herbaceous	20	20
		Forested wetland		
8	Desert	Barren or sparsely vegetated	10	10
9	Tundra	Shrub ad brush tundra	10	10
		Herbaceous tundra		
		Bare ground tundra		
		Wet tundra		
		Mixed Tundra		
10	Permanent ice	Perennial snowfields or glaciers	5	5
11	Tropical forest	Evergreen broadleaf	50	50
12	Savannah	Savannah	15	15

(Fonte : Wang Y., Cionco R. , 2007)

O parâmetro de rugosidade de uma vegetação é mais complicado que uma relação com a altura de vegetação. A forma e o tamanho da vegetação, o arrasto na vegetação e a velocidade do vento influenciam o parâmetro de rugosidade. Para elementos rugosos flexíveis, Seginer (1974), determinou a variação da altura de rugosidade relativa como sendo uma função do arrasto para um número de elementos rugosos por unidade de volume (Harman, I. N., Finnigan J. J., 2007).

Os valores de z_0 e C_d , tal como $a(z)$, são munidos de incertezas de medição de tal forma que influenciam a solução da simulação. Meyers e Paw em 1986 através do seu modelo de terceira ordem obtiveram para os seus dosséis um C_d , fazendo coincidir as predições do vento médio com as observações (Ayotte, K., 1999). No trabalho de Verhoef, A. *et al*, (1997) z_0 e d são encontrados ajustando o perfil logarítmico de velocidade á medição dos perfis de vento. Wilson em 1988 obteve o C_d através do divergente da tensão de cisalhamento observada. Daqui sobressai a limitação do atual entendimento sobre o

dossel. No primeiro caso o C_d foi um parâmetro de ajuste para o modelo e no segundo caso foi um parâmetro de entrada.

Os parâmetros z_0 e d , podem ser obtidos relacionando a velocidade do vento $u(m/s)$ para várias alturas, $z(m)$, com a velocidade de fricção $u_*(m/s)$. A equação (3.2) define o perfil logarítmico para a velocidade de ventos atmosféricos.

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z-d}{L} \right) \right] \quad (3.2)$$

onde ψ_m é a função de estabilidade atmosférica, $L(m)$ é o comprimento de Monin-Obuklov e κ a constante de von Kárman. Esta equação descreve o perfil do vento acima da subcamada rugosa, quando o escoamento do ar está em equilíbrio, em uma superfície homogênea. Isto implica que para comparar os resultados da equação com os dados experimentais estes têm que vir de aparelhos situados a uma altura suficiente de forma que não sejam influenciados pelos processos de turbulência que ocorrem no dossel (Verhoef, A. *et al*, 1997).

Em seguida são apresentadas as equações dos perfis da velocidade horizontal atmosférica. Os diferentes perfis tentam expressar a velocidade do vento atmosférico levando em conta a rugosidade do terreno, a estabilidade atmosférica e a presença da floresta.

3.3 - PERFIS DE VELOCIDADE EMPÍRICOS

Os perfis empíricos de velocidade atmosférica são de importância relevante para uma primeira caracterização do escoamento em florestas. A expressão matemática representativa de um perfil de velocidade que leva em conta o tipo de terreno e a estabilidade atmosférica tem que ser coerente com a observação experimental em campo. Neste trabalho os perfis de velocidade serão utilizados como condição de contorno de entrada nas simulações numéricas.

A relação entre fluxo-perfil é baseada na Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO). Esta teoria é baseada na suposição do equilíbrio local entre a produção e a dissipação de turbulência. Por tanto só é aplicada a terrenos uniformes ou perto disso

(Wang, Y., Cionco, R., 2007). Da TSMO obtém-se o perfil de velocidade na camada limite atmosférica dada pela equação (3.3).

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \phi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (3.3)$$

ϕ_m é a função adimensional do gradiente de velocidade do vento e depende da estabilidade atmosférica, sendo obtida a partir de extensos experimentos de campo, z é a coordenada vertical, u_* é a velocidade de fricção, κ a constante de Von Kármán e L é o comprimento de Monin-Obuklov. A escala de comprimento de Monin-Obuklov é usada para descrever a estabilidade da atmosfera (Leclerc, M. Y., Beissner, K. C., 1990). Define a altura acima do solo onde a produção de turbulência pelas forças mecânicas iguala a produção de turbulência pelas forças de empuxo (Seinfeld, J. H., Pandis, S. N., 1998). A razão z/L é o parâmetro de estabilidade da camada superficial atmosférica (Wang, Y., Cionco, R., 2007). Para condições neutras esta função é unitária. Integrando a equação anterior entre z_0 e z , obtém-se a relação para o perfil vertical da componente horizontal do vento que é expressa pela equação (3.4),

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \psi_m \left(\frac{z-d}{L} \right) \right] \quad (3.4)$$

onde ψ_m é a função de correção da estabilidade para a quantidade de movimento. Este método é muito sensível a erros de medição. O parâmetro z_0 é prescrito como função do tipo de vegetação ou retirado de tabela (ver tabela 3.1 e 3.2) (Wang, Y., Cionco, R., 2007).

Para condições neutras $L = 0$ e $\psi_m = 0$, o perfil logarítmico é dada pela equação (3.5).

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \right] \quad (3.5)$$

O valor de d só é aplicado a dosséis pouco esparsos, pois d depende da densidade do dossel, bem como da velocidade do vento devido à maioria das vegetações serem flexíveis.

A TSMO fornece um conjunto consistente para as relações entre fluxos e perfis para a camada de superfície atmosférica. É sabido que este conjunto só é válido para regiões bem acima das superfícies rugosas (acima da subcamada rugosa), que mesmo quando o escoamento médio é horizontal e homogêneo (Raupach, M. R., Thom, A. S., 1981),

coloca problemas para os micro-meteorologistas tanto a nível experimental como teórico (Harman, I. N., Finnigan J. J., 2007). Os resultados do trabalho de Harman, I. N., Finnigan J. J. em 2007, indicaram que a TSMO superestimou a velocidade acima do dossel.

Acima do dossel, $z > h$, sendo h a altura do dossel, para uma camada de superfície neutramente estratificada, onde a tensão de cisalhamento turbulenta é aproximadamente constante com a altura, o perfil de velocidade média é:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z+d}{z_0} \right) \right] \quad (3.6)$$

É comum encontrar uma velocidade média do vento mínima a altura de maior densidade de folhagem, e pela lógica maior será a velocidade do vento a alturas de menores densidades, sendo nula à altura do solo (Oke, T. R., 1987). O decaimento da velocidade abaixo do dossel é causado pelo arrasto da vegetação, que está absorvendo alguma da quantidade de movimento. Por esta razão, quando a superfície está coberta com elementos de vegetação, a relação logarítmica do perfil da velocidade do vento abaixo destes obstáculos não é assegurada. Normalmente, um ajuste apropriado do perfil de velocidade poderá ser encontrado usando o modelo logarítmico da equação (3.5) para se ajustar aos dados experimentais (Harman, I. N., Finnigan J. J., 2007)

Em condições de estabilidade atmosférica neutra sem altura de deslocamento, d , o perfil do vento pode ser formulado pela equação (3.7).

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (3.7)$$

Contudo, para superfícies vegetadas e superfícies com grandes extensões de elementos rugosos, Neumann e Nickling verificaram que nenhuma expressão logarítmica pode descrever completamente o perfil do vento (Harman, I. N., Finnigan J. J., 2007).

Um outro perfil de velocidades que tem sido validado em vários estudos experimentais, para dossel homogêneo é dado pela equação (3.8), (Wang, Y., Cionco, R., 2007):

$$u(z) = u_h \exp(\alpha(z/h - 1)) \quad (3.8)$$

sendo h a altura média do dossel, u_h é a velocidade média do vento no topo do dossel e α é o índice de escoamento do dossel. O índice de escoamento do dossel, α , está

relacionado com a velocidade do vento e com a flexibilidade dos elementos. Kaimal J.C., Finnigan J.J. (1994) deram uma lista de índices de escoamento de dosséis. A desvantagem desta relação empírica é que é necessário definir uma velocidade acima da floresta, para além do parâmetro α que é difícil de calcular (Wang, Y., Cionco, R., 2007). A tabela 3.3 lista valores de α para vários tipos de florestas.

Tabela 3.3- Índice médio do escoamento do dossel

Tipo de Dossel	Índice de Área Folheada (LAI)	Índice de escoamento α
Milho (Shaw et al., 1974)	3,0	2,4
Milho (Wilson et al., 1982)	2,9	4,1
Floresta (Raupach et al., 1996)	1,0	1,7
Trigo (Cionco, 1978)		2,5
Gum-Maple (Cionco, 1978)		4,42 ± 1,05
Maple-Firewood (Cionco, 1978)		4,03 ± 0,69
Selva (Cionco 1978)		3,84 ± 1,52
Spruce (Cionco 1978)		2,74 ± 1,29
Oak-Gum (Cionco 1978)		2,68 ± 0,66

(Fonte: Wang, Y., Cionco, R., 2007)

Outro perfil de velocidades é o perfil designado por lei de potência, definido pela equação (3.9).

$$u(z) = u_{ref} \left(\frac{z}{z_{ref}} \right)^\gamma \quad (3.9)$$

Onde u_{ref} e z_{ref} são respectivamente, a velocidade de referência e a altura de referência. Esta altura é a altura de um dos pontos de recolha de dados da velocidade (Katul, G.G. *et al* 2004). O expoente γ é um coeficiente que varia dependendo da estabilidade atmosférica e é ajustado para $0,142=1/7$, em condição de estabilidade neutra (Pattanapol, W. *et al*, 2008).

As alterações do perfil de velocidades devido à presença da floresta são descritas no próximo item que caracteriza o comportamento dinâmico do perfil de velocidades nas regiões de proximidade da floresta e no seu interior.

3.4 - CARACTERÍSTICAS OBSERVADAS NO ESCOAMENTO EM DOSSÉIS

Este item tem como intuito reunir as observações feitas sobre as características gerais do escoamento do vento em florestas. As características gerais do escoamento em dosséis horizontalmente homogêneos foram destacadas em 1996 por Raupach *et al*, que podem ser encontradas no trabalho de revisão de Finnigan J. J. (2000). Como características gerais referem-se as seguintes:

(i) a existência de um ponto de inflexão no perfil de velocidades na região do topo do dossel. Este ponto de inflexão é de importância relevante para o transporte da quantidade de movimento e para a turbulência no dossel;

(ii) a existência de uma região de máximo cisalhamento no topo do dossel, (Finnigan J., 2000, Wang, Y., Cionco, R., 2007);

(iii) acima do topo do dossel (subcamada inercial) é observado um perfil logarítmico da velocidade média. Dentro do dossel (subcamada rugosa) é observado um perfil grosseiramente exponencial (Finnigan J., 2000, Souliotis, D., Prinos, P., 2006);

(iv) existência de uma região de tensão constante logo acima do topo do dossel devido ao gradiente de cisalhamento nulo;

(v) a tensão vertical de Reynolds $-\overline{u'w'}$ cai rapidamente no interior do dossel onde a quantidade de movimento é absorvida;

(vi) os desvios padrões são dispersos, indicando movimentos inativos que não contribuem para a turbulência. Estes movimentos são designados por *sloshing*;

(vii) a turbulência em torno do topo do dossel transporta mais quantidade de movimento e escalares do que é observado na camada de superfície;

(viii) as escalas de comprimento são da ordem da altura do dossel na direção do escoamento, e de $h/3$ na direção vertical.

Na subcamada rugosa, constituída pelo dossel, a velocidade do vento é reduzida devido ao arrasto de forma e de fricção das folhas, cales e troncos. A quantidade de movimento cai rapidamente devido a ser absorvida pelos elementos vegetativos. O dossel quebra os movimentos turbulentos de grande escala em pequenas escalas, e a energia cinética do escoamento médio é convertida em ECT pelas esteiras formadas nos elementos de vegetação do dossel (Cassiani, M. *et al*, 2008, Finnigan J., 2000).

A turbulência no topo do dossel é eficiente na transferência da quantidade de movimento para jusante, mas esta eficiência decai mais rapidamente do que a variância. Tal como citado nos pontos (v) e (vii), $-\overline{u'w'}$ decai mais rápido do que σ_u^2 ou σ_w^2 (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). As tensões turbulentas $-\overline{u'w'}$ dentro da camada vegetada tomam valores próximos de zero, indicando que em muitos casos, especialmente em vegetação densa, o escoamento é dominado pela viscosidade do fluido na parte interior da camada vegetada (Souliotis, D., Prinos, P., 2006).

As características descritas anteriormente podem ser visualizadas através da figura 3.7, onde é possível visualizar a comparação entre doze tipos de florestas horizontalmente homogêneas. Na figura 3.7, U/U_h representa a velocidade normalizada pela velocidade à altura da floresta e u_* representa a velocidade de fricção. A legenda da figura 3.7 diferencia as florestas pelos nomes mais apropriados, sendo que alguns deles não têm tradução para português. No gráfico a), é visível a existência do ponto de inflexão. No gráfico b), pode-se ver que $-\overline{u'w'}$ é próximo de zero, pelo menos na metade inferior da altura da floresta. Nos gráficos c) e d), é notória a queda das flutuações da turbulências dentro da floresta. Como consequência desta queda, o gráfico e), destaca a diminuição do coeficiente que relaciona a transferência da turbulência durante a transferência da quantidade de movimento relativo à quantidade absoluta da turbulência presente. Este coeficiente pode ser interpretado como sendo a eficiência de transporte da quantidade de movimento e é definido pela equação 3.10.

$$r_{uw} = \frac{\overline{u'w'}}{\sigma_u \sigma_w} \quad (3.10)$$

onde $\overline{u'w'}$ representa a turbulência do escoamento e σ_u e σ_w representa a variância da velocidade na direção horizontal e na direção vertical.

A análise de quadrante (figura 3.8) usa a técnica de amostragem condicional e é tipicamente utilizada para analisar as contribuições de existência de transferência de calor, massa e de quantidade de movimento. Este tipo de análise foi usado pela primeira vez por Finningan, em 1979, em copas de plantação de trigo. Esta técnica fornece informação sobre a estrutura temporal da transferência turbulenta em um único ponto (Finningan J. J. 2000). Vários investigadores usam esta técnica para caracterizar a transferência de quantidade de movimento e de calor nos dosséis plantados (Souliotis, D., Prinos, P., 2006). O escoamento turbulento dentro e acima do dossel tem sido frequentemente caracterizado pelas suas rajadas intermitentes, onde a flutuação da velocidade horizontal é maior que zero e a flutuação da velocidade vertical é menor que zero ($u' > 0, w' < 0$ terceiro quadrante), contribuindo para a transferência da quantidade de movimento, para a ECT e para a taxa de dissipação dentro do dossel (Zhu, W. *et al* 2007). Nas regiões inferiores do dossel, é observado um intenso movimento horizontal de grande escala. Estes movimentos não são fundamentais para a transferência da quantidade de movimento e são designados de “*sloshing*” ou movimentos inativos,

como referidos no item (viii) (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). Este intenso movimento é devido aos pequenos turbilhões formados na esteira dos elementos vegetativos.

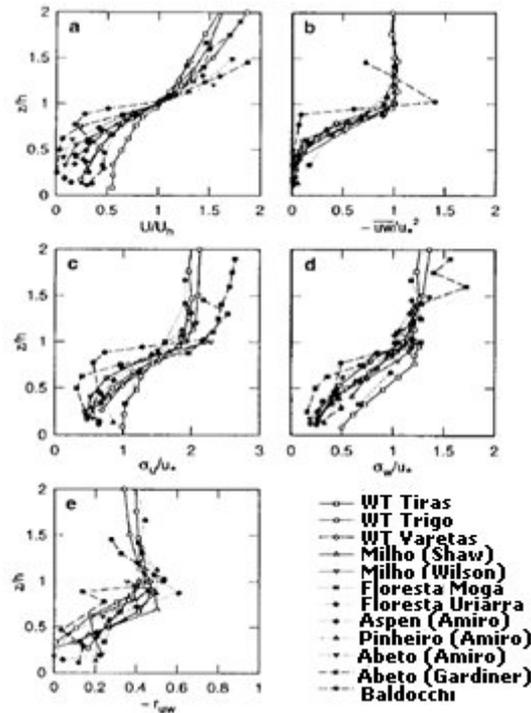


Figura 3.7- Comparação realizada por Raupach et al (1996) de doze florestas horizontalmente homogêneas sob condições de estabilidade atmosférica neutra (Finnigan J. J., 2000).

	Injeção		Interações Exteriores	
	$u' < 0$		$u' > 0$	
w' (m/s)	$w' > 0$	4	1	$w' > 0$
	Interações Interiores	3	2	Rajada
	$u' < 0$		$u' > 0$	
	$w' > 0$		$w' < 0$	
	u' (m/s)			

Figura 3.8- Quadrante para análise da turbulência

A figura 3.9 representa o esquema da conversão da energia cinética do escoamento médio (ECM) em energia interna. Quando o escoamento médio encontra a floresta, o arrasto aerodinâmico dos elementos vegetativos age contra o escoamento médio.

Devido a esta ação contrária, parte do escoamento médio é convertida diretamente em energia interna devido ao arrasto viscoso. Da restante ECM parte é convertida em ECT nas esteiras dos elementos vegetativos, devido ao arrasto de pressão e parte é devido ao cisalhamento criado no topo da floresta. A figura 3.9 mostra que a ECT é dissipada seguindo a cascata de energia ou então devido ao circuito de espectro de energia, onde é realizado o mesmo processo da ECM, mas aqui o processo é sobre os turbilhões, ou seja, os pequenos turbilhões formados na esteira são convertidos diretamente e continuamente em energia interna (*sloshing*).

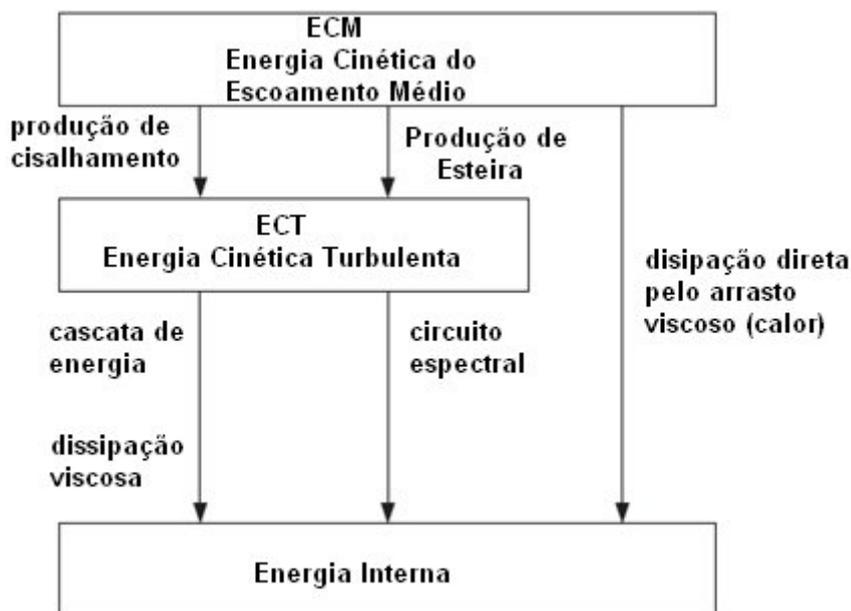


Figura 3.9- Esquema da perda da ECM

As bordas de entrada e de saída da floresta são responsáveis pela alteração do perfil do vento. Estas alterações originam o aparecimento de fenômenos que podem afetar a dinâmica de desenvolvimento da floresta, bem como as trocas existentes entre floresta-atmosfera de calor, de umidade e de outros escalares. Em seguida descreve-se o escoamento nas proximidades de borda da floresta.

3.4.1 - Características do escoamento próximo à borda da floresta

Os estudos relativos às bordas das florestas têm-se destacado devido às modificações que as bordas imprimem no escoamento. A descrição destas modificações contribui para a compreensão das alterações nos fatores abióticos e bióticos.

Como já foi referido, o perfil de velocidades apresenta um ponto de inflexão quando atinge a floresta. Este ponto de inflexão situa-se perto do topo das árvores, como é mostrado pela figura Figura 3.10. Este acontecimento é caracterizado por uma região de elevada pressão na borda, uma velocidade positiva vertical e uma diminuição da velocidade horizontal a jusante da borda da floresta (Dupont, S., Brunet, Y., 2008). Logo que o ar penetra no dossel, a velocidade média horizontal do vento desacelera em resposta às forças de arrasto exercidas pelos elementos vegetativos do dossel. Em simultâneo, o escoamento acelera acima do dossel desenvolvendo uma camada de cisalhamento. Esta diferença na velocidade, em cada lado do topo do dossel, dá origem ao aparecimento de um ponto de inflexão (Foudhil, H. *et al* 2005). O aparecimento do ponto de inflexão devido à diferença de velocidades é frequentemente associado ao escoamento do tipo de camada de mistura. Segundo Tatsumi em 1976 e Ikeda em 1993, o escoamento cisalhante começa a ser instável quando a distribuição de velocidades apresenta um ponto de inflexão (Ikeda, S. *et al*, 2001). Tal como já foi referido, o cisalhamento é máximo no topo da floresta, onde se dá o aparecimento do ponto de inflexão.

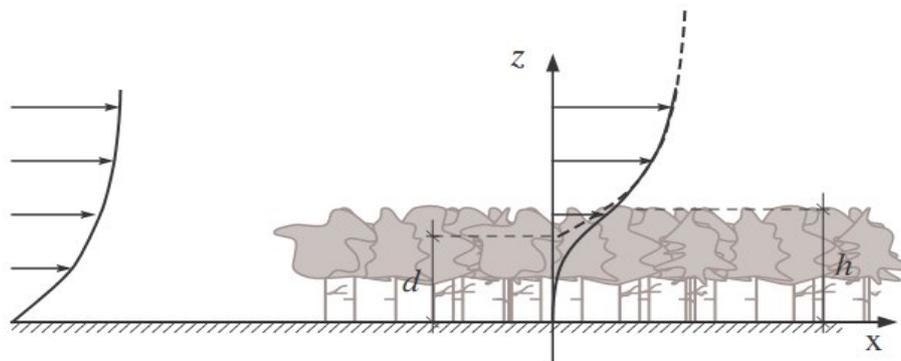


Figura 3.10- Perfil de velocidades com ponto de inflexão perto do topo da copa. (Fonte: Krzikalla, F., 2005)

Pelo experimento de Gao *et al* em 1989, que consistiu em uma distribuição vertical de anemômetros triaxiais em uma floresta, foi identificado que a turbulência é composta por estruturas coerentes 2D na zona do topo da floresta, sugerindo que a tensão de cisalhamento perto do topo da floresta é responsável pela geração de vórtices organizados (Ikeda, S. *et al*, 2001). No estudo de Raupach *et al* em 1996, onde foram comparados vários tipos de florestas, e onde de para além de ter sido observado para todas as floresta o decaimento exponencial da velocidade a partir de $z/h < 1$ para baixo, resultando baixas velocidades no interior das árvores, foi observado um ponto de

inflexão no perfil da velocidade nos vários tipos de floresta, indicando uma zona de elevado cisalhamento, induzindo assim instabilidade e a produção de turbulência (Krzikalla, F., 2005). Segundo Raupach, M. R., Thom, A. S. (1981), devido a esta turbulência gerada, existem turbilhões da ordem de escala da altura da copa da árvore, que contribuem para as trocas de turbulência na região interior e acima da copa.

Na borda existe o desenvolvimento de uma camada limite interna. Na figura 3.11 é possível observar três zonas distintas, onde a camada limite interna tem diferentes comportamentos.

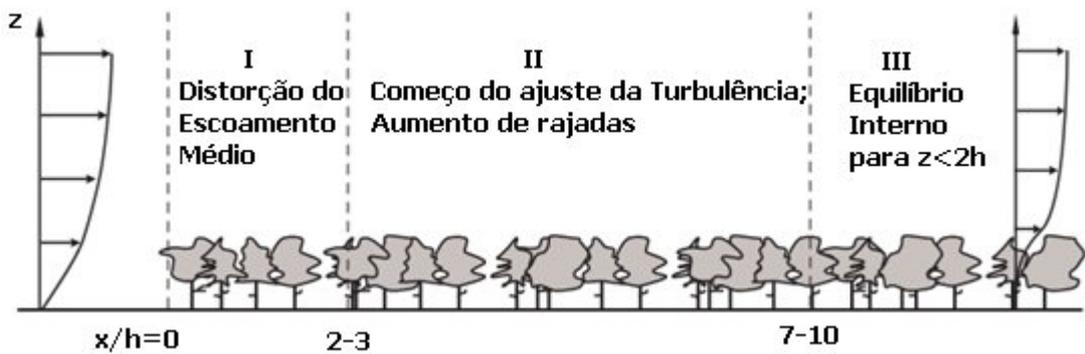


Figura 3.11 - Três zonas de comportamento da camada limite interna. (Fonte: Krzikalla, F., 2005)

A figura 3.11 retrata o caso da transição borda-floresta. Na primeira zona, o escoamento sente pela primeira vez a força de arrasto, devido à existência dos inúmeros elementos que compõe a copa, verificando-se, como já foi referido, o aparecimento de um ponto de inflexão. Essa força de arrasto provoca uma desaceleração no escoamento, originando um gradiente de pressão que age contra o campo de velocidades. Esta zona tem uma extensão horizontal de 2 a 3 vezes a altura da árvore. Na segunda zona, compreendida numa extensão de 3 a 10 vezes a altura da árvore, o escoamento se ajusta às novas condições, relativamente à distorção que o campo de velocidade sofreu na primeira zona. Raupach *et al.* em 1987, sugerem que nesta zona há uma grande probabilidade de existirem fortes ventos, promovendo assim o ajuste da camada limite interna (Krzikalla, F., 2005). Na zona entre 10 a 12 vezes a altura da árvore, o escoamento turbulento já atingiu o seu equilíbrio dentro e acima da copa.

Se for assumido que a região de ajuste termina onde a velocidade média vertical no topo do dossel desaparece ($w/u_{ref} < 0,1$, onde w é a velocidade vertical e u_{ref} é a velocidade horizontal de referência) verifica-se que o comprimento dessa região é aproximadamente $9h$. Depois de $9h$ todas as outras variáveis atingem o seu equilíbrio (Dupont, S., Brunet, Y., 2008). A Figura 3.12 representa esquematicamente o comportamento dinâmico do perfil de velocidades ao longo da região florestada destacando a extensão horizontal para que o perfil de velocidades retome à sua forma original.

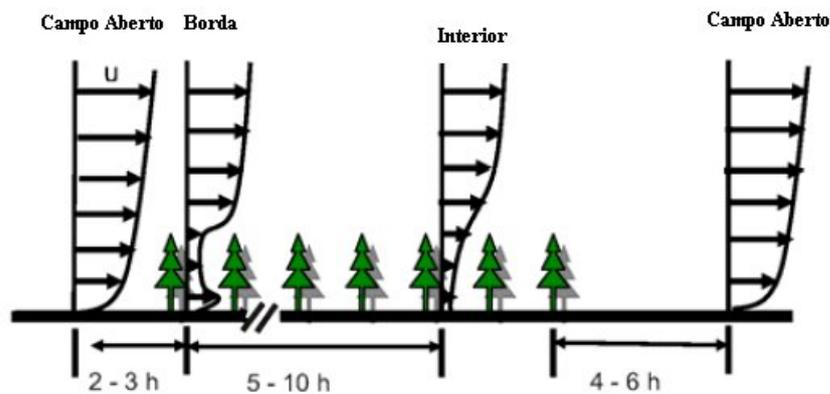


Figura 3.12- Esquema dos diferentes regimes do perfil do escoamento médio: 2-3h adaptação do vento à borda de entrada, 5-10h para atingir o equilíbrio interior; 4-6h para se adaptar ao campo aberto. (Fonte: Wang, Y., Cionco, R., 2007)

O aparecimento de uma zona de recirculação acontece com o aumento do LAI (Cassiani, M. *et al*, 2008). Uma zona de recirculação aparece para LAI=4 intensificando-se para LAI=6 e aumentando a sua extensão para LAI=8. A existência da zona de recirculação também foi detectada no experimento de Bergen de 1975 e no experimento de túnel de vento Raupach *et al* de 1987 (Cassiani, M. *et al*, 2008). A recirculação é distinguida por um vórtice dentro da clareira, com escoamento reverso perto do solo. Em pequenas clareiras, esse vórtice pode-se expandir por toda a largura da clareira, enquanto para extensas clareiras ele pode ser confinado a áreas perto da borda da floresta. Raupach *et al* em 1987, concluíram que a intermitência existente na zona de recirculação entre o fluxo de saída e a recirculação, depende da porosidade da floresta (Cassiani, M. *et al*, 2008). Nas florestas menos densas são esperadas menos recirculações (Flesch, T. K., Wilson, J. D., 1998).

A turbulência criada a jusante da borda da floresta pode ser distinguida pela turbulência livre e pela turbulência de parede. A turbulência livre ocorre imediatamente a jusante da borda e é produzida pelo fato da massa de fluido com uma velocidade relativamente elevada ser forçada a se mover ao longo da massa do fluido com velocidade relativamente baixa (tal como a zona de recirculação). A turbulência de parede ocorre nas vizinhanças do solo (Cassiani, M. *et al*, 2008). A Figura 3.13 representa esquematicamente a zona de recirculação na saída da borda da floresta.

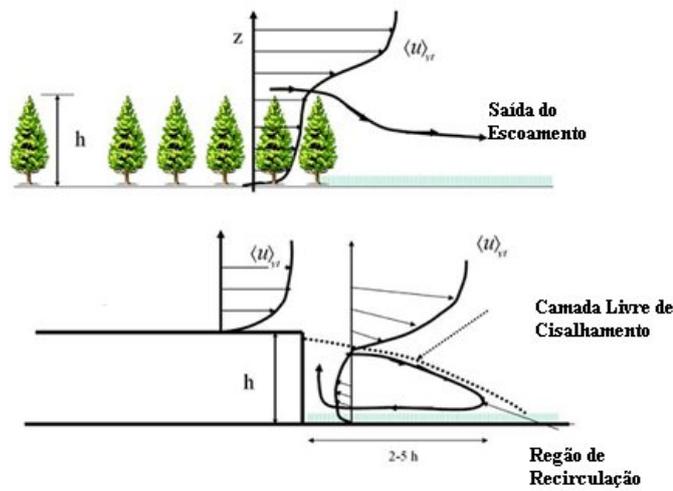


Figura 3.13- Esquema da zona de recirculação. (Fonte: Cassiani, M. *et al*, 2008)

McNaughton, em 1989, descreveu as características gerais do escoamento de vento através de um *windbreak* de altura h . Imediatamente a jusante desse *windbreak* existe uma zona calma onde a velocidade média do vento e a turbulência são reduzidas. Esta zona tem de extensão horizontal oito vezes a altura do *windbreak*. Após a zona calma surge uma zona de mistura. A zona de mistura é difundida na direção vertical e no sentido do escoamento. Após a zona de mistura o escoamento entra em equilíbrio, necessitando para tal de uma extensão horizontal de vinte a trinta alturas de árvore na horizontal (Fonte: Krzikalla, F., 2005). A Figura 3.14 ilustra estas regiões.

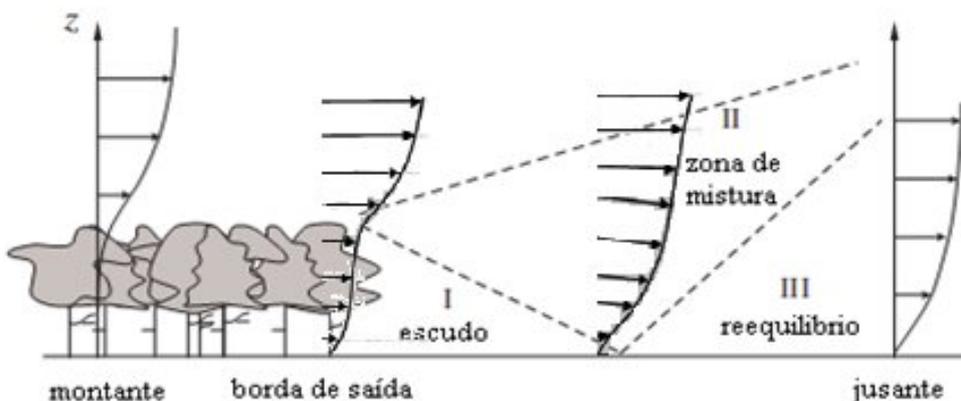


Figura 3.14- Escoamento no final da floresta. (Fonte: Krzikalla, F., 2005)

A descrição anterior está de acordo com os resultados de Gash de 1986 , Raupach *et al* de 1987 e Liu *et al* de 1996 que observaram a existência de um escudo protetor na zona desmatada (Flesch, T. K., Wilson, J. D., 1998). Esta observação foi confirmada também pelo trabalho de Flesch, T. K., Wilson, J. D.(1998), que se interessaram em estudar a existência desse efeito de escudo com o intuito de proteger o terreno desmatado que pode ser aproveitado para reflorestação. A figura 3.15 ilustra o caso de estudo de Flesch, T. K., Wilson, J. D. (1998).

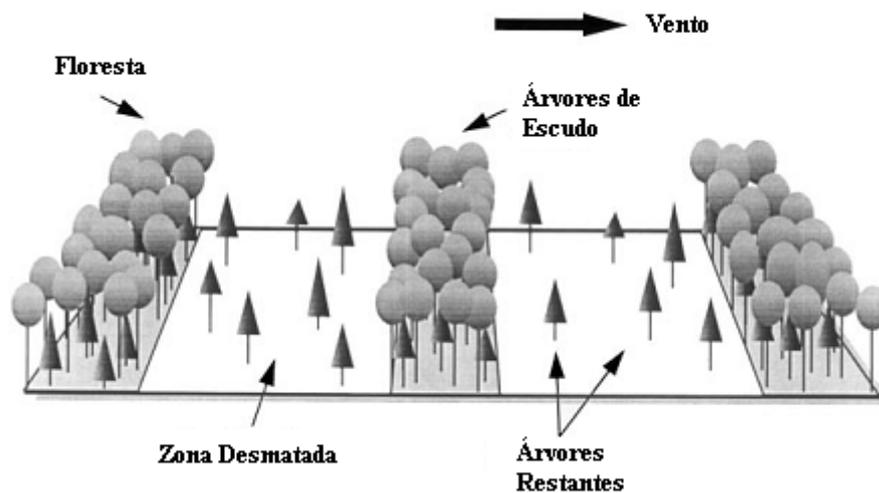


Figura 3.15: Vista idealizada do sistema de escudo protetor . (Fonte: Flesch, T. K., Wilson, J. D., 1998)

Após a localização da região florestada na camada limite atmosfera, a descrição dos parâmetros caracterizadores das florestas, a apresentação do perfil de velocidade do vento e das características gerais do escoamento, apresenta-se as equações que regem este tipo de escoamento levando em consideração o conteúdo dos capítulos anteriores.

4- MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO EM FLORESTA

Neste capítulo apresenta-se as equações que regem os escoamentos em florestas bem como o modelo de turbulência utilizado nas simulações 1D e 2D e as respectivas modificações efetuadas a esse modelo. De seguida apresenta-se o método numérico utilizado pelo código comercial FLUENT. Na sequência apresentam-se considerações relevantes para o sucesso deste tipo de simulação.

4.1 - EQUAÇÕES DE CONSERVAÇÃO

Este item apresenta as equações que regem o escoamento em floresta. As equações da conservação da massa, da conservação de quantidade de movimento e da energia da mecânica dos fluidos são válidas para diferentes escalas de tempo e espaço, e descrevem o escoamento de fluidos newtonianos. Assim, o escoamento turbulento de ar observado na CLA pode ser descrito através destas equações.

Devido ao escoamento ser turbulento ele apresenta uma série de vórtices de diferentes tamanhos que se distribuem segundo um espectro de frequências. Vórtices maiores têm frequência menor do que os vórtices menores. A existência da turbulência na CLA está associada à presença do cisalhamento no escoamento, e, em certos casos depende também das forças de empuxo verticais. O cisalhamento do escoamento aparece naturalmente pela condição de não deslizamento ao nível do solo em face à condição de vento geotrópico no alto da CLA. O mesmo é influenciado pela heterogeneidade da topografia e pelas irregularidades do solo.

A respeito da modelagem da floresta, na escala de análise, é impossível fazê-la de forma a descrever individualmente a variabilidade dos elementos da vegetação. Então para representar o dossel é efetuado um procedimento de média no espaço e no tempo sobre uma extensa área, de forma a eliminar as variações provocadas por cada elemento vegetativo. Só desta forma é que aparecem os efeitos no escoamento da presença da floresta (Raupach, M. R., Thom, A. S., 1981). Através deste procedimento é possível obter os perfis da velocidade média e das estatísticas de turbulência (variâncias na

direção do vento) necessários para tratar de forma científica os vários processos que ocorrem na floresta.

Como os escoamentos são tipicamente turbulentos, e como tal, o número de incógnitas é maior que o número de equações, é necessário um novo conjunto de equações que relacione as grandezas médias às grandezas instantâneas. Este procedimento é designado em turbulência como problema de fechamento. O modelo de turbulência a ser utilizado será um modelo de fechamento em primeira ordem a duas equações, k - ϵ , o qual sofrerá modificações de forma a tratar o escoamento em floresta. Estes modelos têm a capacidade de prever as características do escoamento dentro e acima do dossel (Zeng, P., Takahashi, H., 2000). A grande motivação para o desenvolvimento deste tipo de modelos é o seu baixo custo computacional, em face, por exemplo, de uma simulação numérica de grandes escalas (LES).

O modelo k - ϵ clássico, que foi desenvolvido originalmente por Hanjalic e Launder (1972), é um modelo isotrópico, que tem sido aplicado com sucesso para o cálculo de escoamentos ambientais onde os gradientes horizontais (de velocidade, de temperatura e de propriedades turbulentas) são pequenos em relação aos gradientes verticais. A isotropia é a propriedade que caracteriza as substâncias que possuem as mesmas propriedades físicas independentemente da direção considerada. Devido ao modelo k - ϵ assumir turbulência isotrópica, pode dar imprecisas previsões das tensões de Reynolds (Solazzo, E. *et al*, 2008).

Em seguida são apresentadas as equações do modelo de turbulência a partir da equação da conservação da massa e da conservação da quantidade de movimento nas quais é aplicada o procedimento de média, devido ao escoamento ser turbulento e à distribuição randômica dos elementos vegetativos que compõem uma floresta. De seguida são apresentadas as modificações às constantes do modelo de turbulência de forma a adequá-lo ao escoamento em floresta.

4.1.1 - Modelo de Turbulência k - ϵ

Neste item expõem-se as equações que regem os escoamentos de vento no interior da floresta. Devido ao escoamento em florestas ser turbulento, existe a necessidade de se

adotar um modelo de turbulência. O modelo de turbulência abordado neste trabalho é o modelo $k-\varepsilon$. Por a turbulência ter características aleatórias é habitual abordá-la de forma estatística. Daqui nasce o conceito de média temporal que juntamente com o conceito de média espacial tornam as equações da conservação da massa e da conservação da quantidade de movimento apropriadas para representar o escoamento em florestas.

Como a variação de massa específica nos escoamentos na atmosfera é muito pequena, estamos perante um escoamento incompressível. Considerando um volume infinitesimal, pode-se escrever as equações que regem o escoamento aplicando o somatório de Einstein, onde $i=1,2,3$ representa as três componentes do vetor de uma propriedade nas direções x,y e z :

- equação da conservação da massa

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (4.1)$$

- equação da conservação da quantidade de movimento

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial (u_i u_j)}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\nu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] \quad (4.2)$$

onde u_i são os componentes do vetor velocidade, ρ a massa específica e ν é a viscosidade cinemática. É de notar que nos problemas na subcamada rugosa a força de Coriolis pode ser desprezada, já que o escoamento do ar nesta escala não é influenciado pela rotação da Terra.

A turbulência é caracterizada pelo seu comportamento aleatório que pode ser tratado de forma estocástica. Devido ao fato de não se poder resolver as equações para todas as escalas de energia surgiu a idéia de decompor a escalas de turbulência na sua média e na flutuação relativa à sua média. Este procedimento resolve o problema de ser necessária uma malha computacional muito fina para resolver todas as escalas turbulentas. Assim, decompõem-se o valor instantâneo de uma propriedade do escoamento no seu valor médio (ou determinístico) e em uma flutuação (ou estocástico) relativa ao valor médio. Considerando A e B duas propriedades distintas do escoamento, como por exemplo, uma das componentes da velocidade ou temperatura, pode-se escrever para a propriedade A que:

$$A = \bar{A} + A' \quad (4.3)$$

O valor médio ($\bar{\dots}$) deve de ser obtido para um intervalo de tempo muito maior que a escala de tempo das flutuações (\dots'), mas bem menor que a escala de tempo dos fenômenos físicos macroscópicos. Logo vem que:

$$\bar{A}(t) = \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} A(t') dt' \quad (4.4)$$

Aplicando a média nas equações (4.1) e (4.2) e sabendo que $\bar{u}'_i \equiv 0$, encontram-se a equação da conservação da massa para o escoamento turbulento e as equações médias de Reynolds Navier-Stokes (RANS):

- equação da continuidade

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{u}_i + \bar{u}'_i) = 0 \Leftrightarrow \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} + \frac{\partial \bar{u}'_i}{\partial x_i} = 0 \Leftrightarrow \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0 \quad (4.5)$$

-equação da quantidade de movimento

$$\begin{aligned} \frac{\partial (\bar{u}_i + \bar{u}'_i)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[(\bar{u}_i + \bar{u}'_i) (\bar{u}_j + \bar{u}'_j) \right] &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial (\bar{p} + \bar{p}')}{\partial x_i} + \\ &+ \frac{\partial}{\partial x_j} \left[v \left(\frac{\partial (\bar{u}_i + \bar{u}'_i)}{\partial x_j} + \frac{\partial (\bar{u}_j + \bar{u}'_j)}{\partial x_i} \right) \right] \Leftrightarrow \\ \Leftrightarrow \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j + \bar{u}'_i \bar{u}'_j)}{\partial x_j} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[v \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \right] \Leftrightarrow \\ \Leftrightarrow \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j)}{\partial x_j} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[v \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) - \bar{u}'_i \bar{u}'_j \right] \end{aligned} \quad (4.6)$$

Devido à aplicação do procedimento de média nas grandezas instantâneas aparecem termos novos que necessitam de ser modelados. Uma forma de modelar o tensor de Reynolds $-\bar{u}'_i \bar{u}'_j$, é assumir a hipótese de Boussinesq (1877), que relaciona o tensor de Reynolds aos gradientes de velocidade média introduzindo desta forma o conceito da viscosidade turbulenta. Assim o tensor de Reynolds é modelado pela equação (4.7).

$$-\bar{u}'_i \bar{u}'_j = -\frac{2}{3} k \delta_{ij} + 2\nu_T S_{ij} \quad (4.7)$$

onde δ_{ij} é o delta de Kronecker, ν_T é a viscosidade turbulenta cinemática, S_{ij} é o tensor taxa de deformação sendo a energia cinética turbulenta definida pela equação (4.8).

$$k = \frac{1}{2} \overline{(u_i u_i)} \quad (4.8)$$

A presença do primeiro termo da equação (4.7) é necessária para se obter o traço do tensor das tensões de Reynolds Wilcox D. C. (1994). É de notar que a viscosidade turbulenta é uma propriedade do escoamento e não do fluido. Desta forma é necessário avaliar a viscosidade turbulenta que depende da natureza do escoamento, constituindo uma forte não linearidade na solução das equações. É uma propriedade que depende do espaço e do tempo. O tensor taxa de deformação pode ser escrito em termos dos valores médios, sendo representado pela equação (4.9).

$$S_{ij} = \frac{1}{2} (\nabla u + \nabla^T u) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) e_i \otimes e_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (4.9)$$

Substituindo a equação (4.9) na equação (4.7) e o resultado na equação (4.6), faz com que a equação da quantidade de movimento se apresente sem termos a serem modelados, e é expresso pela equação (4.10).

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j)}{\partial x_j} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\nu \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} k \delta_{ij} + \nu_T \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) \right] \Leftrightarrow \\ \Leftrightarrow \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \frac{\partial (\bar{u}_i \bar{u}_j)}{\partial x_j} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[(\nu + \nu_T) \left(\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} k \delta_{ij} \right] \end{aligned} \quad (4.10)$$

No modelo k - ε a viscosidade dinâmica turbulenta é geralmente definida por uma escala de velocidade V_s e por uma escala de comprimento l_s e é escrita pela equação (4.11).

$$\mu_T = \rho C_\mu V_s l_s \quad (4.11)$$

Para o modelo k - ε as escalas são definidas pelas equações (4.12).

$$\begin{aligned} V_s &= k^{1/2} \\ l_s &= k^{3/2} / \varepsilon \end{aligned} \quad (4.12)$$

Com estas escalas obtém-se a equação para a viscosidade cinemática turbulenta, escrita na equação (4.13).

$$\nu_T = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (4.13)$$

Analisando a equação (4.10) verifica-se que somente a ECT necessita de ser quantificada. Para deduzir a equação da ECT subtrai-se a equação (4.2) pela equação (4.6), multiplica-se a diferença por u_i' e aplica-se a média. A ECT foi definida pela equação (4.8). A dedução da ECT é extensa, e como tal a equação (4.14) apresenta o resultado final da dedução da equação para a ECT.

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \overline{u_j} \frac{\partial k}{\partial x_j} = -\overline{u_j u_i'} \frac{\partial \overline{u_i'}}{\partial x_j} - \nu \frac{\partial \overline{u_i' \partial u_i'}}{\partial x_j \partial x_j} + \nu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{1}{2} \overline{u_j u_i' u_i'} + \frac{1}{\rho} \overline{p' u_j'} \right) \quad (4.14)$$

A TDECT é definida pela equação (4.15), permitindo a simplificação da equação (4.14).

$$\varepsilon = \nu \left(\frac{\partial \overline{u_i' \partial u_i'}}{\partial x_j \partial x_j} \right) \quad (4.15)$$

Desta forma, a equação de transporte da ECT é expressa pela equação (4.16).

$$\underbrace{\frac{\partial k}{\partial t}}_I + \underbrace{\overline{u_j} \frac{\partial k}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{-\overline{u_j u_i'} \frac{\partial \overline{u_i'}}{\partial x_j}}_{III} + \underbrace{\nu \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial k}{\partial x_j} \right)}_{IV} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\underbrace{\frac{1}{2} \overline{u_j u_i' u_i'}}_V + \underbrace{\frac{1}{\rho} \overline{p' u_j'}}_{VI} \right) - \underbrace{\varepsilon}_{VII} \quad (4.16)$$

O termo I da equação (4.16) é o termo que representa a taxa de variação no tempo da ECT, ou seja, é o termo transiente. O termo II é a termo de advecção, responsável pelo transporte da ECT. O termo III da equação é designado como termo de produção, o termo IV é referente ao transporte da ECT pelas forças viscosas, o termo V é referente ao transporte de ECT pelas tensões de Reynolds, o termo VI é o responsável pelo transporte da ECT devido a pressão e o termo VII é o dissipação da ECT.

Devido à falta de dados experimentais conclusivos, o termo VI é geralmente agrupado com o termo V, e a soma é assumida ter um comportamento semelhante ao processo de transporte de um gradiente (Wilcox D. C., 1994). Esta soma é modelada pela equação (4.17),

$$\frac{1}{2} \overline{u_j u_i' u_i'} + \frac{1}{\rho} \overline{p' u_j'} = -\frac{\nu_T}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial x_j} \quad (4.17)$$

onde σ_k é uma das constantes do modelo k - ε . Substituindo a equação (4.17) na equação (4.16) obtém-se a equação de transporte para a ECT, que é expressa pela equação (4.18).

$$\frac{\partial k}{\partial t} + \overline{u_j} \frac{\partial k}{\partial x_j} = \left[v_T \left(\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} k \delta_{ij} \right] \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(v + \frac{v_T}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right] - \varepsilon \quad (4.18)$$

Na obtenção da equação de transporte para TDECT surgem complexas correlações cujo comportamento é pouco conhecido e para as quais é necessário assumir uma modelação para tornar tratável a equação. Assim a equação de TDECT é obtida por analogia à equação de ECT. Desta forma aparecem os termos de advecção e de difusão. A equação (4.19) representa a equação de transporte para TDECT.

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} + \overline{u_j} \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} = C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} \left[v_T \left(\frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u_j}}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} k \delta_{ij} \right] \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(v + \frac{v_T}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right] \quad (4.19)$$

onde $C_{\varepsilon 1}$ e σ_ε são constantes do modelo $k-\varepsilon$.

Na subcamada rugosa o escoamento é diretamente influenciado pela presença de elementos rugosos que geram uma turbulência intermitente (Foudhil, H. *et al* ,2005). Neste contexto, a média de Reynolds por si só não é suficiente para descrever a distribuição aleatória das árvores e dos elementos vegetativos, sendo necessário usar os operadores de média espacial para que as equações que representam o escoamento possam ser dependentes da morfologia do dossel. A média espacial é feita em uma fina camada paralela ao solo de extensão de vários metros, como mostra a figura Figura 4.1. A extensão horizontal desta camada é tal que permite eliminar as variações dos elementos vegetativos na direção horizontal, mas fina o suficiente para preservar as variações das propriedades na direção vertical. Desta forma nasce a floresta homogênea.

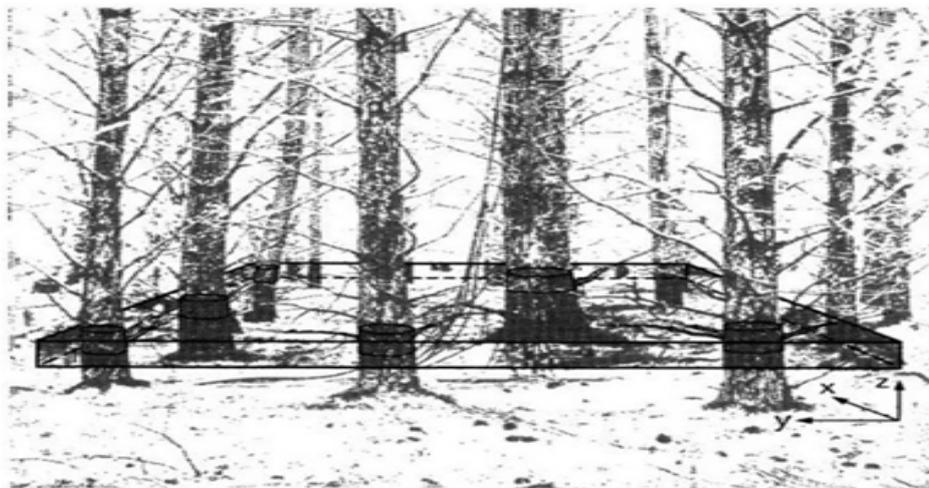


Figura 4.1- Vista esquemática da média de volume em uma floresta. As partes sólidas das plantas são excluídas da média, fazendo com que o espaço esteja “multiplicamente conectado”. (Fonte: Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994)

Devido aos elementos vegetativos interceptarem o volume médio, a média espacial é multiplicamente conectada no espaço. A explicação detalhada deste procedimento de média pode ser encontrada nos trabalhos de Raupach, M. R., Shaw, R.H. (1982), de Raupach *et al* (1986) e de Finnigan de 1985 (Kaimal J.C., Finnigan J.J., 1994). A média espacial é aplicada com o intuito de eliminar todas as variações de ramos, troncos e folhas existentes nas inúmeras árvores que constituem a floresta (Wilson, N. R., Shaw, R. H., 1977). Como já foi referenciado as variáveis instantâneas são decompostas no seu valor médio temporal, \bar{A} , e na sua flutuação, A' . Para aplicar a média espacial, \bar{A} é decomposto em $\langle \bar{A} \rangle + \bar{A}''$, onde $\langle \dots \rangle$ refere-se à media espacial e $(\bar{\dots})$ refere-se à flutuação relativa ao valor da média espacial (Raupach, M.R., Shaw, R.H., 1982).

Após a alicação desta média a equação da conservação da massa é escrita pela equação (4.20) e a equação da quantidade de movimento é escrita pela equação (4.21).

$$\frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial x_i} = 0 \quad (4.20)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial t} + \langle \bar{u}_j \rangle \frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial x_j} = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle \bar{p} \rangle}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial x_j \partial x_j} - \\ & - \frac{\partial \langle \bar{u}'_i \bar{u}'_j \rangle}{\partial x_j} - \underbrace{\frac{\partial \langle \bar{u}''_i \bar{u}''_j \rangle}{\partial x_j}}_{IV} + \underbrace{f_p + f_v}_V \end{aligned} \quad (4.21)$$

Analisando a equação (4.21) verifica-se o aparecimento de novos termos (IV e V). Estes termos aparecem devido à não comutividade entre a as derivadas e a média de volume no interior da floresta (Finnigan J., 2000). O termo IV representa o fluxo dispersivo. O fluxo dispersivo representa a contribuição referente à transferência da quantidade de movimento e é cerca de 1% da tensão de Reynolds. Assim o fluxo dispersivo é praticamente nulo (Finnigan J., 2000, Raupach, M. R., Thom, A. S., 1981). O termo V representa o arrasto devido à pressão e à viscosidade, e são expressos pela equação (4.22):

$$\begin{aligned} f_p &= \frac{1}{\Delta V_f} \int_S \bar{p} \mathbf{n} dS \\ f_v &= \frac{1}{\Delta V_f} \int_S (\nabla \langle \bar{u} \rangle) \mathbf{n} dS \end{aligned} \quad (4.22)$$

Em geral a soma das equações (4.22) é designada por termo fonte da equação da quantidade de movimento, definida por S_{u_i} . Na verdade este termo é um termo de sumidouro que representa a perda da quantidade de movimento devido a absorção deste pelo dossel. Este termo de sumidouro é frequentemente modelado pela equação (4.23):

$$S_u = f_p + f_v = -C_d a(z) \left| \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle \right| \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle \quad (4.23)$$

Este termo fonte pode ser também obtido fazendo uma analogia da floresta como um meio poroso, devido à semelhança da perda de pressão do escoamento. Então a perda de pressão é devido em parte à perda viscosa e à perda inercial, assim escreve-se que:

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} = - \left(\frac{\mu}{\alpha} u_i + \beta \rho u_i |u_i| \right)$$

onde α é a permeabilidade e β é o coeficiente inercial. Como nos escoamentos atmosféricos os termos viscosos são desprezáveis face aos os termos inerciais, escreve-se:

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} = -\beta \rho u_i |u_i|$$

onde o coeficiente inercial é igual a:

$$\beta = C_d \alpha$$

em que a permeabilidade é equivalente á densidade de área folheada. É de notar que é através desta parametrização que aparece o termo de arrasto, C_d . Para a maior parte das vegetações o valor de C_d está compreendido entre 0,1-0,3 (Dupont, S., Brunet, Y.

2008b). O termo $\left| \langle \bar{\mathbf{u}} \rangle \right| = (\langle u_i \rangle \langle u_i \rangle)^{0.5}$ é o valor absoluto da velocidade média do vento, e $a(z)$ é o LAI que pode variar com a altura. Desta forma a equação (4.21) tem os seus termos completamente definidos, sendo então representada pela equação (4.24) (Irvine, M. R., 1997):

$$\frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial t} + \langle \bar{u}_j \rangle \frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial x_j} = - \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle \bar{p} \rangle}{\partial x_i} + \frac{2}{3} k \right) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[(v + v_T) \left(\frac{\partial \langle \bar{u}_i \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle \bar{u}_j \rangle}{\partial x_i} \right) \right] + S_{u_i} \quad (4.24)$$

Aplicando, agora a média espacial à ECT, obtém-se a equação (4.25):

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle k \rangle}{\partial t} + \langle \overline{u_j} \rangle \frac{\partial \langle k \rangle}{\partial x_j} = & \nu \frac{\partial^2 \langle k \rangle}{\partial x_j \partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\frac{1}{2} \langle \overline{u'_j u'_i u'_i} \rangle + \frac{1}{\rho} \langle \overline{u'_j p'} \rangle + \frac{1}{2} \underbrace{\langle \overline{u'_j u'_i u'_i} \rangle}_{IV} \right] - \\ & - \underbrace{\langle \overline{u'_i u'_j} \rangle}_{V} \frac{\partial \langle \overline{u_i} \rangle}{\partial x_j} - 2\nu \underbrace{\left\langle \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \frac{\partial u'_i}{\partial x_j} \right\rangle}_{VI} - \left\langle \overline{u'_i u'_j} \right\rangle \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} \end{aligned} \quad (4.25)$$

O termo IV representa o transporte da ECT por um fluxo dispersivo equivalente ao fluxo dispersivo do momentum. O termo V contabiliza a produção da ECT através da energia cinética média nas esteiras dos elementos vegetativos, sendo designado como termo de produção. O termo VI é a taxa de dissipação da ECT. Assim a equação (4.25) pode ser simplificada pela equação (4.26).

$$\frac{\partial \langle k \rangle}{\partial t} + \langle \overline{u_j} \rangle \frac{\partial \langle k \rangle}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\nu + \frac{\nu_T}{\sigma_k} \right) \frac{\partial \langle k \rangle}{\partial x_j} \right] + \mathbf{G}_k - \varepsilon + S_k \quad (4.26)$$

O termo de produção da ECT é escrito pela equação (4.27).

$$\mathbf{G}_k = - \langle \overline{u'_i u'_j} \rangle \frac{\partial \langle \overline{u_i} \rangle}{\partial x_j} = \left[- \frac{2}{3} \langle k \rangle \delta_{ij} + \nu_T \left(\frac{\partial \langle \overline{u_i} \rangle}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle \overline{u_j} \rangle}{\partial x_i} \right) \right] \frac{\partial \langle \overline{u_i} \rangle}{\partial x_j} \quad (4.27)$$

O termo fonte é o único termo que falta ser modelado S_k .

Aplicando a média espacial à equação (4.19), obtém-se equação (4.28), que representa a equação da TDECT para o escoamento em floresta (Svensson, U, Haggkvist, K., 1990):

$$\frac{\partial \langle \varepsilon \rangle}{\partial t} + \langle \overline{u_j} \rangle \frac{\partial \langle \varepsilon \rangle}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\nu + \frac{\nu_T}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \langle \varepsilon \rangle}{\partial x_j} \right] + C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} \mathbf{G}_k - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k} + S_\varepsilon \quad (4.28)$$

O termo extra S_ε necessita ser modelado. Na tabela 4.2 estão listados os termos fonte das equações apresentadas.

As equações que foram anteriormente apresentadas podem ser escritas através da equação geral de transporte de um escalar, expressa pela equação (4.29)

$$\underbrace{\frac{\partial (\rho \phi)}{\partial t}}_{\text{Transiente}} + \underbrace{\nabla \cdot (\rho \phi \mathbf{u})}_{\text{Convectivo}} = \underbrace{\nabla \cdot [\Gamma \nabla (\rho \phi)]}_{\text{Difusivo}} + \underbrace{S}_{\text{Fonte}} \quad (4.29)$$

onde Γ é o coeficiente de difusão e ϕ é um escalar. Assim, as equações que formam o sistema a resolver, composto pela equação da conservação da massa, conservação da quantidade de movimento, ECT e TDECT encontram-se resumidas na tabela 4.1.

Tabela 4-1- Equações Governantes

Equações	ϕ	Γ	S
Continuidade	1	0	0
Momentum	u	$\mu + \mu_T$	$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \langle \bar{p} \rangle}{\partial x} + S_u$
ECT	k	$\mu + \frac{\mu_T}{\sigma_k}$	$\mathbf{G}_k + \rho S_k - \rho \varepsilon$
TDECT	ε	$\mu + \frac{\mu_T}{\sigma_\varepsilon}$	$\left(C_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon}{k} \mathbf{G}_k - C_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon^2}{k} + S_\varepsilon \right)$

O termo S_u representa a taxa de absorção da quantidade de movimento pelos elementos do dossel devido ao arrasto de forma e viscoso. O termo S_k representa o balanço da taxa de perda da ECT e aparece devido aos elementos da vegetação quebrarem o escoamento médio, gerando esteira turbulenta. De forma análoga a S_k , S_ε representa o balanço da taxa da perda líquida de ε , e é o termo menos compreendido nas equações que modelam a turbulência do escoamento (Katul, G.G. *et al*, 2004). A parametrização dos termos fontes é apresentada na tabela 4.2.

Tabela 4-2- Parametrização dos termos fontes das equações governantes

	Termo Fonte	Termo Sumidouro
S_u	_____	$-C_{dm} C_d a \langle \bar{u}_i \rangle \langle \bar{u}_j \rangle$
S_k	$C_{pkw} C_d a \langle \bar{u}_i \rangle^3$	$-C_{dkw} C_d a \langle \bar{u}_i \rangle k$
S_ε	$C_{p\varepsilon w} \frac{\varepsilon}{k} C_d a \langle \bar{u}_i \rangle^3$	$-C_{dkw} C_d a \langle \bar{u}_i \rangle \varepsilon$

Na tabela 4.4 estão listados os valores das constantes: C_{dm} , C_{pkw} , C_{dkw} , $C_{p\varepsilon w}$, C_{dkw} .

4.1.2 - Constantes do modelo k - ε modificado

Este item apresenta as modificações dos valores das constantes do modelo k - ε clássico. Depois de efetuada uma análise aos escoamentos atmosféricos, Raithby *et al* 1987,

concluiu que o valor da constante $C_\mu = 0,09$ é inadequado. Assim é necessário modificar os valores das constantes do modelo $k-\varepsilon$ clássico que estão apresentados na tabela 4.3.

Tabela 4-3- Constantes do modelo $k-\varepsilon$ clássico

C_μ	$C_{\varepsilon 1}$	$C_{\varepsilon 2}$	σ_k	σ_ε
0,09	1,44	1,92	1,0	1,3

Seguindo a aproximação de Katul, G.G. *et al* (2004), os valores das relações entre os desvios padrão da velocidade e a velocidade de fricção, u_* , são:

$$\sigma_u/u_* = 2,4 \quad ; \quad \sigma_v/u_* = 2,1 \quad ; \quad \sigma_w/u_* = 1,25$$

Pode-se calcular a constante C_μ através da equação (4.30).

$$C_\mu = \frac{1}{\left(0,5 \left[(\sigma_u/u_*)^2 + (\sigma_v/u_*)^2 + (\sigma_w/u_*)^2 \right] \right)^2} = 0,03 \quad (4.30)$$

Para calcular os valores das σ_k e σ_ε considera-se o escoamento 1D. Para se obter um escoamento 1D em uma floresta é comum assumir-se que: o escoamento é incompressível, a estabilidade atmosférica é neutra, o escoamento é horizontalmente homogêneo, que não existe variações topográficas no solo e que a força de Coriolis é nula. Aplicando estas considerações pode-se escrever, respectivamente, sem os termos fonte, a equação para a conservação da quantidade de movimento, a equação para a ECT e para a equação da TDECT, onde a coordenada z representa o aumento da altura, da seguinte forma:

- conservação da quantidade de movimento

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{d \langle \bar{p} \rangle}{dz} + \nu \frac{d^2 \langle \bar{u}_i \rangle}{dz^2} - \frac{d(u'w')}{dz}$$

- ECT

$$0 = \frac{d}{dz} \left[\left(\mu + \frac{\mu_T}{\sigma_k} \right) \frac{d \langle k \rangle}{dz} \right] + \mathbf{G}_k - \rho \varepsilon$$

- TDECT

$$0 = \frac{d}{dz} \left[\left(\nu + \frac{\nu_T}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{d \langle \varepsilon \rangle}{dz} \right] + C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} \mathbf{G}_k - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}$$

Sabendo que a viscosidade turbulenta (ν_T) tem uma magnitude muito superior em relação à viscosidade (ν), pode-se escrever a equação da TDECT como:

$$0 = \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_T}{\sigma_\varepsilon} \frac{d\langle \varepsilon \rangle}{dz} \right) + C_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{k} \mathbf{G}_k - C_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{k}$$

Sabendo que a viscosidade turbulenta é dada pela equação (4.13) e assumindo que a produção da ECT é igual à sua taxa de dissipação ($G_k = \varepsilon$), a equação anterior da TDECT é equivalente a:

$$(C_{2\varepsilon} - C_{1\varepsilon}) \frac{\varepsilon^2}{k} = \frac{C_\mu k^2}{\sigma_\varepsilon} \frac{d}{dz} \left(\frac{1}{\varepsilon} \frac{d\varepsilon}{dz} \right)$$

Para a TDECT é imposto o seguinte perfil:

$$\varepsilon = \frac{u_*^3}{\kappa z}$$

Com o perfil anterior é possível calcular a seguinte derivada:

$$\frac{d}{dz} \left(\frac{1}{\varepsilon} \frac{d\varepsilon}{dz} \right) = -\frac{1}{\varepsilon^2} \left(\frac{d\varepsilon}{dz} \right)^2 + \frac{1}{\varepsilon} \frac{d^2\varepsilon}{dz^2} = -\frac{1}{\varepsilon^2} \left(-\frac{\varepsilon}{z} \right)^2 + \frac{1}{\varepsilon} \frac{2\varepsilon}{z^2} = \frac{1}{z^2}$$

Substituindo o resultado na equação da TDECT:

$$(C_{2\varepsilon} - C_{1\varepsilon}) \frac{u_*^6}{\kappa^2} = \frac{C_\mu k^3}{\sigma_\varepsilon}$$

O perfil da ECT é dado pela seguinte equação:

$$k = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}}$$

Substituindo na equação anterior obtém-se pela equação (4.31), que:

$$\sigma_\varepsilon = \frac{\kappa^2}{\sqrt{C_\mu} (C_{\varepsilon 2} - C_{\varepsilon 1})} = 2,12 \quad ; \quad \kappa = 0,42 \quad (4.31)$$

A constante σ_k é calculada pela equação (4.32).

$$\sigma_k \approx \frac{\kappa^2}{\sqrt{C_\mu}} = 1,018 \quad (4.32)$$

Com o intuito de generalizar as constantes dos termos fonte, pode-se estabelecer, considerando que o subscrito p designa produção e o subscrito d designa dissipação, as seguintes igualdades:

$$\begin{aligned} C_{pkw} &= \beta_p & C_{dkw} &= \beta_d \\ C_{p\epsilon w} &= C_{\epsilon 4} \beta_p & C_{d\epsilon w} &= C_{\epsilon 5} \beta_d \end{aligned}$$

A constante β_p representa a fração da energia cinética do escoamento médio convertida em ECT na esteira dos elementos vegetativos. Representando assim um termo fonte de ECT. A constante β_d que está compreendida entre 1,0 e 5,0, é a fração de ECT que é dissipada através da cascata de energia (Katul, G.G. *et al* ,2004). Representa assim um sumidouro de ECT. Liu, J. *et al* (1996) sugere $\beta_p = 1$. Partindo das equações de Sanz, C. (2003), calcula-se a constante β_d pela equação (4.33) e a constante $C_{\epsilon 4}$ e $C_{\epsilon 5}$ pela equação (4.34).

$$\beta_d = \sqrt{C_\mu} \left(\frac{2}{0,05} \right)^{2/3} \beta_p + \frac{3}{\sigma_k} = 5,03 \quad (4.33)$$

$$C_{\epsilon 4} = C_{\epsilon 5} = \sigma_k \left[\frac{2}{\sigma_\epsilon} - \frac{\sqrt{C_\mu}}{6} \left(\frac{2}{0,05} \right)^{2/3} (C_{\epsilon 2} - C_{\epsilon 1}) \right] = 0,78 \quad (4.34)$$

A tabela 4.4 resume as os valores para as constantes utilizadas pelos vários autores.

Tabela 4-4- Constantes dos Modelos.

Constantes	σ_k	σ_ϵ	C_μ	$C_{\epsilon 1}$	$C_{\epsilon 2}$	C_{dm}	C_{pkw}	C_{dkw}	$C_{p\epsilon w}$	$C_{d\epsilon w}$
Launder e Spalding (1974)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	Modelo Padrão				
Detering e Etling (1985)	0,74	1,3	0,026	1,13	1,90	Modelo Atmosférico				
Beljaars et al (1987)	1,0	1,85	0,03	1,44	1,92	Modelo Atmosférico				
Svensson (1990)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	0,5	0,5	0,0	0,975	0,0
Green (1992)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	1,0	1,0	4,0	1,5	6,0
Foudhil (2002)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	1,0	1,0	4,0	1,5	4,3
Katul et al (2004)	1,0	1,88	0,03	1,44	1,92	1,0	1,0	5,1	1,5	2,4
Foudhil et al (2005)	0,74	1,3	0,026	1,13	1,90	1,0	0,8	4,0	1,5	3,24
Krzikalla (2005)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	1,0	0,0	4,0	0,0	4,3
Liang et al (2005)	1,0	1,3	0,09	1,44	1,92	0,5	0,5	2	1,8	2,4
Dalpé e Masson (2008)	1,0	2,12	0,03	1,44	1,92	1,0	1,0	5,03	0,78	3,92

(Fonte: Adaptação de Frank, C., Ruck, B., 2008)

4.2 - MÉTODO NUMÉRICO

As simulações realizadas neste trabalho foram efetuadas pelo programa comercial FLUENT. O FLUENT é um programa desenvolvido pela empresa ANSYS Inc.. Este programa é utilizado para a modelagem de vários sistemas industriais, por exemplo, para sistemas de transferência de calor, sistemas onde se encontram escoamentos turbulentos e multifásicos.

O FLUENT utiliza o método dos volumes finitos para discretizar as equações que regem o escoamento. Estas equações são complexas devido aos seus termos não-lineares. Isto faz com que seja necessário um esquema de linearização de forma a produzir um sistema de equações lineares para as variáveis de interesse. A linearização das equações governantes pode ser do tipo implícito ou explícito. O termo implícito significa que, para uma dada variável, o valor desconhecido em cada volume finito da malha computacional é calculado usando uma relação que inclui os valores conhecidos e desconhecidos dos volumes vizinhos. Portanto cada valor desconhecido aparecerá mais do que uma vez no sistema de equações, e assim as equações podem ser resolvidas simultaneamente para uma quantidade desconhecida. O termo explícito significa que para uma dada variável, o valor desconhecido em cada volume é calculado usando uma relação somente dos valores existentes. Assim cada valor desconhecido aparecerá somente em uma equação e as equações para o valor desconhecido em cada volume podem ser resolvidas uma de cada vez obtendo-se as quantidades desconhecidas (*Fluent User's Guide*).

O método de volumes finitos consiste na integração das equações em cada volume finito, resultando em equações discretizadas que conservam cada quantidade no volume finito. A discretização das equações pode ser representada considerando a equação de transporte de uma quantidade escalar ϕ (equação (4.35)).

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho\phi) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u_j \phi) = -\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\Gamma \frac{\partial \phi}{\partial x_j} \right) + S \quad (4.35)$$

No método de volumes finitos a equação (4.35) é integrada no espaço e no tempo em cada volume do domínio computacional, originando a equação (4.36).

$$\oint \rho \phi \vec{v} \cdot d\vec{A} = \oint \Gamma_\phi \nabla_\phi \cdot d\vec{A} + \int_V S_\phi dV \quad (4.36)$$

onde ρ é a massa específica, \vec{v} é o vetor velocidade, \vec{A} é o vetor área de superfície, Γ_ϕ é o coeficiente de difusão para ϕ , $\nabla\phi$ é o gradiente de ϕ , S_ϕ é o termo fonte de ϕ por unidade de volume. Da discretização da equação (4.36) para um volume finito e regime permanente resulta a equação (4.37):

$$\sum_f^{N_{faces}} \rho_f \vec{v}_f \phi_f \cdot \vec{A}_f = \sum_f^{N_{faces}} \Gamma_\phi (\nabla\phi)_n \cdot \vec{A}_f + S_\phi V \quad (4.37)$$

onde N_{faces} é o número de faces do volume finito, ϕ_f é o valor de ϕ convectado através da face f , $\rho_f \vec{v}_f \phi_f \cdot \vec{A}_f$ é a vazão mássica através da face, \vec{A}_f é o vetor representando a área da face, $(\nabla\phi)_n$ é a magnitude de $\nabla\phi$ normal à face f , e V é o volume da célula. Por padrão, o FLUENT guarda os valores discretos do escalar ϕ no centróide dos volumes (c0 e c1) como mostrado na figura 4.2

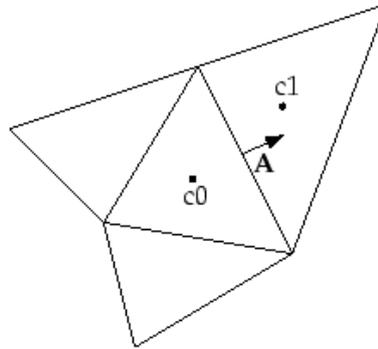


Figura 4.2- Volume de Controle usado para ilustrar a discretização da equação de transporte de um escalar. (Fonte: *Fluent User's Guide*)

A forma linearizada da equação (4.37) pode ser escrita pela equação (4.38):

$$a_p \phi = \sum_{nb} a_{nb} \phi_{nb} + b \quad (4.38)$$

onde o índice nb se refere às células vizinhas e a_p e a_{nb} são os coeficientes linearizados para ϕ e ϕ_{nb} .

No entanto, é necessário calcular os valores nas faces de ϕ_f e para tal interpola-se os valores do centro das faces. Os valores de ϕ_f são função do valor de ϕ no centróide do volume de controle. Isto permite que os fluxos de ϕ sejam determinados, garantindo desta forma o balanço dentro do volume. Para tal são usados esquemas de interpolação do tipo *upwind*. Isto significa que os valores na face são calculados a partir de

quantidades a jusante da célula, relativamente à direção da velocidade normal. O FLUENT disponibiliza vários esquemas *upwind*: *First-Order Upwind*, *Second-Order Upwind*, *Power Law*, e *Quick*. Quanto melhor for a avaliação dos fluxos nas faces, tanto mais precisa será a solução numérica.

Neste trabalho foi utilizado o esquema *Quick*, pois é tipicamente mais preciso para malhas estruturadas alinhadas com a direção do escoamento. Apresentado por Leonard (1979), no esquema QUICK, o valor de ϕ na face do volume é estimado através de uma interpolação quadrática envolvendo dois pontos nodais a montante do escoamento e um a jusante, na direção considerada. Assim, para a face leste temos (supondo $u > 0$):

$$\phi_e = \frac{3}{4}\phi_P + \frac{3}{8}\phi_E - \frac{1}{8}\phi_W \quad (4.39)$$

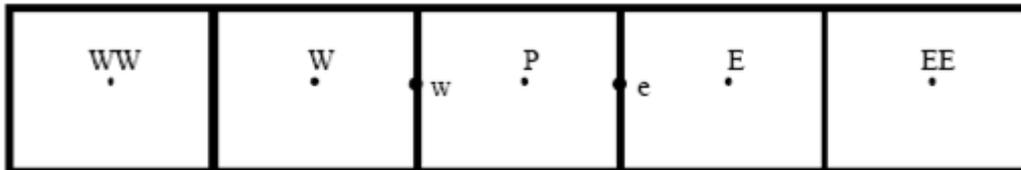


Figura 4.3- Volume de Controle 1D : Pontos envolvidos no esquema Quick . (Fonte: *Fluent User's Guide*)

O FLUENT propõe duas aproximações distintas para solucionar o sistema de equações discretizadas: uma aproximação segregada, onde as equações são resolvidas sequencialmente, e uma aproximação acoplada, onde as equações são resolvidas simultaneamente. No presente trabalho optou-se pela aproximação segregada. Como tal, faz-se uma pequena discretização desta aproximação. A figura 4.4 representa os passos para o cálculo da aproximação segregada, dando ênfase à necessidade de iterações para se obter uma solução convergida.

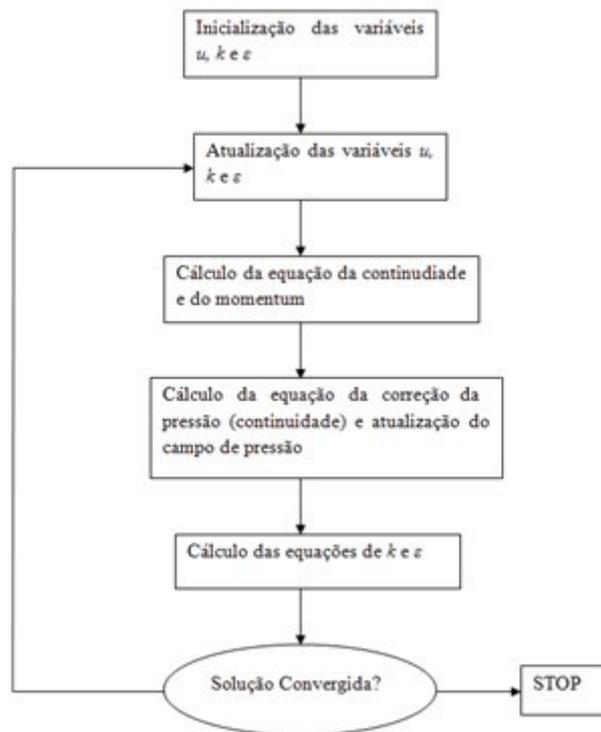


Figura 4.4- Passos da aproximação segregada

As propriedades do escoamento são atualizadas através da solução atual. No entanto, para a primeira iteração é necessários valores de inicialização para cada variável. A cada iteração a equação da quantidade de movimento é resolvida para o campo de pressão. Se a equação da quantidade de movimento não satisfizer a equação da conservação da massa, é utilizada uma equação do tipo Poisson, obtida a partir da equação da conservação da massa, para se obter um campo de pressão. Assim a equação da quantidade de movimento é corrigida através deste novo campo de pressão bem como os fluxos mássicos nas faces dos volumes, de tal forma que a equação da conservação da massa seja satisfeita. No passo seguinte, dando continuidade ao cálculo, são resolvidas as equações da energia, das quantidades turbulentas e outras equações escalares. De seguida é feita uma verificação de convergência do cálculo. Se o cálculo não estiver dentro do valor de convergência estipulado ele é iniciado de novo.

O FLUENT oferece quatro algoritmos de acoplamento pressão-velocidade: SIMPLE, SIMPLEC, PISO e NITA (para escoamentos transientes usando um esquema de avanço no tempo não iterativo). No presente trabalho foi utilizado o algoritmo SIMPLEC (*Semi Implicit Method for Pressure Linked Equation Consistent*) devido a sua maior rapidez de convergência face ao algoritmo SIMPLE.

Como se mostrou, as constantes do modelo $k-\varepsilon$ tiveram que ser ajustadas e foram adicionados novos termos, designados de termos fonte, às equações de transporte da velocidade e às equações de transporte das quantidades turbulentas, para adequar o modelo de turbulência ao escoamento de floresta. Estes termos fontes foram adicionados às equações de transporte através da implementação de funções definidas pelo usuário, designadas por UDF (*User Defined Functions*). As UDF que foram implementadas para os termos fonte são do tipo DEFINE_SOURCE e foram implementadas somente para a região de floresta, pois só nesta região é que faz sentido a existência destes termos cuja função é modelar a presença da floresta no escoamento. Para definir os perfis de entrada foram implementadas UDF do tipo DEFINE_PROFILE para as faces dos volumes finitos. Para as zonas de solo e de topo a UDF do tipo DEFINE_PROFILE foi implementada nos centróides dos volumes finitos definindo a velocidade e as quantidades turbulentas para a região de topo e de solo. Este procedimento foi testado para a simulação 1D de escoamentos atmosféricos na ausência de florestas e após, testado para a situação da presença de floresta homogênea, cujos resultados foram comparados com a bibliografia.

Apresentadas as equações e o método numérico, o próximo capítulo aborda a simulação de escoamentos na CLA, definindo hipóteses relevantes para o êxito da simulação numérica mediante a análise das características do escoamento.

4.3 - SIMULAÇÃO CFD DE ESCOAMENTOS EM CLA

A simulação numérica de escoamentos em floresta apresenta várias vantagens quando comparada com as experiências em campo e com os experimentos em túnel de vento. Ela permite com mais facilidade controlar os parâmetros ambientais, uma rápida aquisição de dados detalhados, um rápido ajuste do domínio e tem um baixo custo. Esta ferramenta tem vindo a se destacar devido às inúmeras contribuições que tem fornecido aos estudos de escoamentos turbulentos de florestas homogêneas e heterogêneas (Yang, B. *et al*, 2006).

A simulação CFD nos últimos anos tem sido largamente utilizada na resolução de diversos problemas da mecânica dos fluidos. A crescente utilização de códigos comerciais CFD é devido à sua disponibilidade e à sua ampla verificação e validação.

Em escoamentos limitados por parede, as características de rugosidade de parede são consideradas importantes. Os efeitos da rugosidade podem ser contabilizados por leis de parede adequadas à rugosidade da parede (Pattanapol, W. et al 2008). As funções de parede usam leis empíricas para circunscrever a incapacidade do modelo $k-\varepsilon$ de prever um perfil de velocidade logarítmico perto de uma parede. Com estas leis é possível expressar a velocidade média paralela a uma parede e as quantidades turbulentas fora da subcamada viscosa em termos da distância à parede e das condições de parede, tal como a tensão de cisalhamento da parede, o gradiente de pressão e a transferência de calor na parede.

Pela revisão de trabalhos anteriores, é mostrado que a CLA neutra pode ser mantida, mas somente com uma lei de parede modificada e com uma tensão de cisalhamento aplicada na fronteira de topo do domínio (Hargreaves, D. M., Wright, N.G., 2007). Para a modelagem de escoamentos atmosféricos, a fronteira superior não deve ter influência no escoamento que se desenvolve no interior do domínio computacional. Portanto a escolha da altura do domínio é importante (Pattanapol, W. et al 2008).

A modelagem da CLA usando o CFD foi obtida com sucesso em 1993 com o trabalho de Richards e Hoxey, onde eles modificaram as leis de parede no código fonte de um programa chamado PHOENICS. Richards e Hoxey através de um conjunto de suposições acerca da CLA obtiveram equações para a velocidade e para as quantidades turbulentas e produziram uma série de condições de contorno para assegurar uma camada limite homogênea. As suposições que Richards e Hoxey fizeram para simular uma CLA homogênea 2D em um escoamento em regime permanente e incompressível, com o modelo $k-\varepsilon$, foram (Hargreaves, D. M., Wright, N.G., 2007):

- (i) a velocidade vertical é nula;
- (ii) a pressão é constante na vertical e na direção do escoamento
- (iii) a tensão de cisalhamento,

$$\tau_0 = \mu_t \frac{\partial u}{\partial z} = \rho u_*^2,$$

constante em toda a camada limite

- (iv) a ECT e a TDECT satisfazem as suas respectivas equações, as quais se reduzem a:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\mu_t}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z} \right) + \mu_t G_k - \rho \varepsilon = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \right) + C_{\varepsilon 1} G_k \frac{\varepsilon}{k} - C_{\varepsilon 2} \rho \frac{\varepsilon^2}{k} = 0$$

$$G_k = \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2$$

Estas quatro suposições podem ser satisfeitas usando os seguintes perfis de entrada:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right) \right] \quad (4.40)$$

$$k = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}} \quad (4.41)$$

$$\varepsilon = \frac{u_*^3}{\kappa(z + z_0)} \quad (4.42)$$

Estes perfis são baseados no modelo de Harris e Deaves de 1981. Como a altura do domínio é frequentemente mais baixa do que a altura total da CLA eles podem ser simplificados assumindo uma tensão de cisalhamento constante com a altura. Estas equações são a solução analítica do sistema de equações do modelo $k-\varepsilon$ se as constantes do modelo forem modificadas (Blocken, B. *et al*, 2007). Essas modificações foram mostradas no item 4.1.2.

Como também indicado por Richards e Hoxey, é necessário que se dê uma atenção especial no topo do domínio. No topo do domínio são impostos os valores para a velocidade, ECT e para a TDECT.

As leis de parede que se encontram nos códigos comerciais necessitam de modificações adicionais para reproduzir uma CLA igual à de Richards e Hoxey. Como referido por vários autores, estas leis de parede são de difícil implementação nos códigos comerciais. Assim são esperados problemas nas simulações de escoamento de CLA de casos complexos, por exemplo, o desenvolvimento da camada limite interna em terrenos com mudanças de rugosidade (Blocken, B., *et al* (2007)).

No trabalho de pesquisa de Pattanapol, W. *et al* (2008) foi utilizado o FLUENT para estudar a presença da vegetação como impedimento à passagem de areia de praia

transportada por ventos marítimos. Os autores testaram duas possibilidades de representar os efeitos de rugosidade da vegetação. Segundo estes autores a lei de parede modificada não é apropriada para capturar as informações da estrutura da turbulência no interior do dossel nem dos parâmetros relacionados com a vegetação (ex: LAD). Os autores aconselham a utilização destas leis de parede somente quando a altura de rugosidade for pequena, ou seja, por exemplo, para o caso de superfícies não vegetadas. Eles concluíram que o método dos termos fonte/sumidouro adicionais às equações da quantidade de movimento, da ECT e da TDECT é o mais preciso para a representação da área vegetada, sendo assim o mais apropriado quando a superfície rugosa é função das características da superfície, que para o caso de superfície vegetada é função do LAD, z_0 e C_d .

Após terem sido apresentadas as equações que regem os escoamentos em florestas apresenta-se de seguida os resultados obtidos com o modelo $k-\varepsilon$ modificado, para os casos de floresta homogênea e heterogênea.

5- RESULTADOS

Este capítulo apresenta os resultados 1D para florestas homogêneas e 2D para florestas heterogêneas, obtidos com o modelo $k-\varepsilon$ modificado que foi apresentado no capítulo anterior.

Os resultados numéricos foram comparados com os dados recolhidos em campo para diferentes tipologias de floresta. Para validar o modelo 1D foram simuladas dois tipos de floresta (*black spruce*, *jack pine*) que se encontram descritas no trabalho de Katul, G.G. *et al* (2004). Esta validação serve como base para a simulação do escoamento completamente desenvolvido no interior de uma floresta. Para a simulação 2D foram simuladas duas situações: escoamento entrando na floresta e escoamento saindo da floresta. Para o primeiro caso a simulação foi realizada para a floresta de estudo de Irvine, M. *et al* (1997) e para o segundo caso para a floresta de estudo de Gash (1986) e Raynor (1971).

Na região de entrada foi imposto um perfil de entrada para a velocidade na direção do escoamento em função da altura do domínio de cálculo, bem como um perfil para a ECT e para a TDECT. O perfil de velocidade imposto é expresso pela equação (5.1):

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (5.1)$$

O perfil da ECT imposto é expresso pela equação (5.2):

$$k = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}} \quad (5.2)$$

O perfil da TDECT imposto é expresso pela equação (5.3):

$$\varepsilon = \frac{u_*^3}{\kappa(z + z_0)} \quad (5.3)$$

A malha computacional que discretiza o domínio de cálculo foi construída por um programa designado de Gambit. O Gambit é um programa elaborado pela empresa ANSYS Inc., que permite desenhar geometrias. Assim é possível desenhar no próprio Gambit o domínio de cálculo, ou então importar esse domínio de outro programa. O

Gambit também permite definir o tipo de condições de contorno nas fronteiras do domínio de cálculo. Para a simulação 1D, uma condição de simetria foi definida na face esquerda e direita do domínio de cálculo. Esta condição impõe velocidade normal ao plano de simetria nula, bem como os gradientes de todas as variáveis do escoamento. Na simulação 1D e 2D foi prescrita uma velocidade no centróide do volume do topo do domínio. As quantidades turbulentas foram calculadas através da velocidade de fricção. A velocidade de fricção foi calculada através da equação do perfil de velocidade onde se considera que a velocidade é a diferença entre a velocidade do centróide do volume do topo do domínio e o centróide da célula imediatamente abaixo. A velocidade deste volume é uma velocidade que está sujeita ao processo iterativo relativo ao procedimento de cálculo do FLUENT. Com a velocidade de fricção calculada é possível calcular a ECT e a TDECT no centróide do volume do topo através das equações 5.2 e 5.3, respectivas às quantidades turbulentas.

Na base do domínio de cálculo levou-se em consideração a rugosidade do solo da floresta. Como consequência foi calculada a velocidade, ECT e a TDECT através das respectivas equações dos perfis. A condição de *outflow* foi imposta na saída do domínio de cálculo 2D. Esta condição implica fluxo de difusão nulo de todas as variáveis do escoamento e uma correção do balanço mássico.

5.1- ESCOAMENTO 1D

As simulações 1D do escoamento completamente desenvolvido foram realizadas para duas tipologias diferentes de floresta (*black spruce*, *jack pine*). O LAD destas florestas foi obtido através de um processo destrutivo. A altura média da floresta *black spruce* é de $h = 10m$ e da floresta *jack pine* é $h = 15m$. O comprimento de rugosidade para a floresta *black spruce* foi de $z_0 = 0,05 m$ e para a floresta *jack pine* foi de $z_0 = 0,01 m$. Para o coeficiente de arrasto adotou-se o que gerou melhores resultados numéricos em comparação com os dados experimentais. O coeficiente de arrasto da floresta *black spruce* é $C_d = 0,15$ e da floresta *jack pine* é $C_d = 0,45$. O valor do coeficiente de arrasto para a floresta *jack pine* encontra-se fora do intervalo indicado na literatura. Uma possível explicação são os erros provenientes do método utilizado na estimação do LAD.

A análise da simulação para a floresta do tipo *jack pine* é feita por intermédio de gráficos comparativos entre a simulação numérica e os dados recolhidos em campo. Os perfis verticais foram normalizados pelos valores encontrados à altura de $z/h = 1,13$. A floresta é caracterizada pelo seu índice de área folhada, cujo a integral é designada de densidade de área folhada. Na figura 5.1 está representado o índice de área folhada para a floresta *jack pine*.

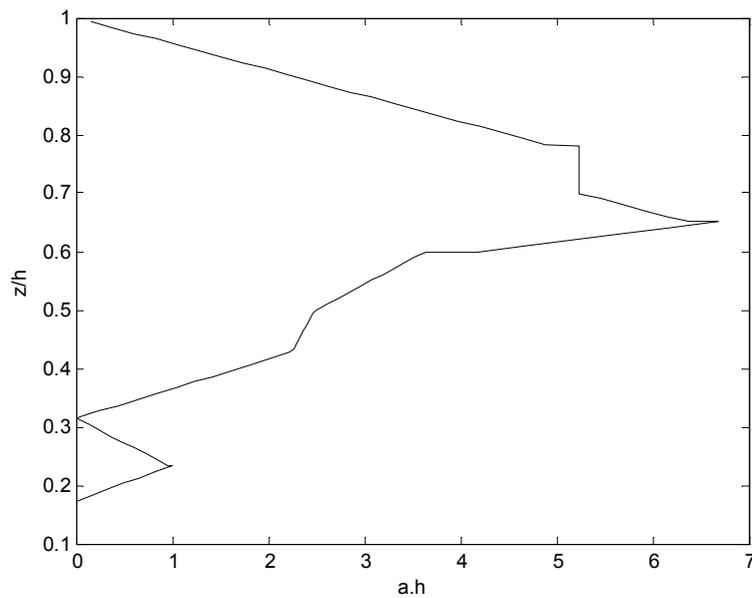


Figura 5.1 Densidade de Área folhada da floresta *jack pine*

O perfil de velocidades completamente desenvolvido está representado na figura 5.2, na qual é possível verificar que o resultado numérico se encontra coerente com os dados recolhidos em campo. Neste gráfico visualiza-se a existência do ponto de inflexão no perfil de velocidades devido à redução de velocidade provocada pela absorção da quantidade de movimento por parte dos elementos vegetativos devido ao arrasto aerodinâmico. Assim como era de se esperar o perfil de velocidade acima do topo do dossel pode ser aproximado por um perfil logarítmico e o perfil abaixo do topo, pode ser aproximado a um perfil exponencial.

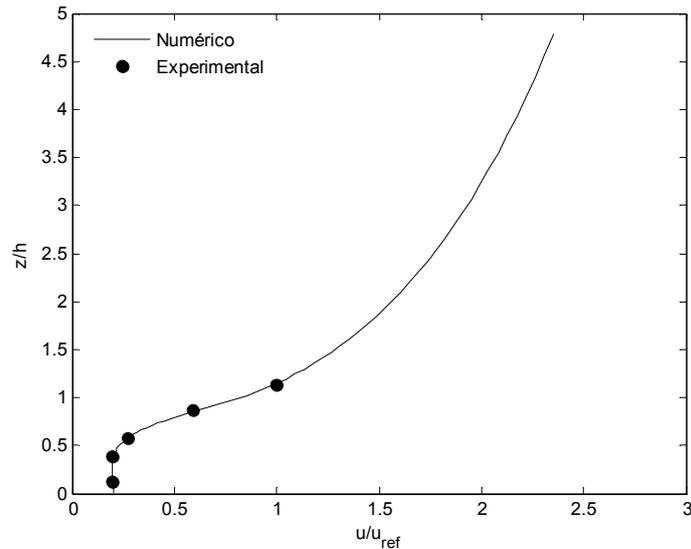


Figura 5.2 Perfil de velocidades para floresta *jack pine*

As figuras 5.3 e 5.4 mostram respectivamente o perfil da velocidade de fricção e da energia cinética turbulenta. Quando se assume fluxo constante acima do dossel, a velocidade de fricção é definida como $u_*^2 = -u'w'$ (Finningan J. J. 2000, Massman W. J., 1997). Assim pode-se calcular a velocidade de fricção através de:

$$u_* = \sqrt{\frac{\mu_t}{\rho} \frac{du}{dz}} \quad (5.4)$$

Com base no gráfico do perfil da velocidade de fricção é possível verificar que o perfil simulado se ajusta melhor aos dados de campo para regiões acima da floresta. Para uma atmosfera neutra a tensão de cisalhamento é constante acima do topo da floresta, como referido no item 3.4. Isto é devido ao gradiente vertical da tensão de Reynolds ser pequeno. Esta característica é visível na figura 5.3. A redução da velocidade de fricção com a proximidade do solo da floresta reflete a absorção da quantidade de movimento da floresta. O valor próximo de zero perto do solo identifica que toda a quantidade de movimento horizontal foi absorvida pelos elementos da vegetação. Pela figura 5.3 pode-se então concluir que a tensão de Reynolds, ou a tensão turbulenta, tem o seu valor máximo no topo do dossel e decai rapidamente no seu interior. O gráfico do perfil da ECT (figura 5.4) mostra valores subestimados, sendo uma particularidade referenciada em outros trabalhos como sendo uma característica do modelo $k-\epsilon$. No entanto o perfil simulado segue a tendência dos dados recolhidos. A ECT é gerada na região do topo da floresta onde apresenta valores superiores quando comparados com a região do interior

da floresta onde a ECT é dissipada. Nestes dois gráficos vê-se que os valores simulados estão distantes dos valores experimentais para a região interior da floresta. Isto pode ser devido à incorreta medição do LAD e também devido à falta de mais medições para a região interior da floresta.

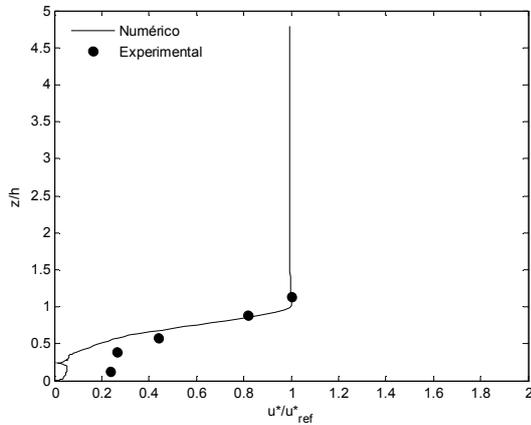


Figura 5.3- Perfil da velocidade fricção normalizada (*jack pine*).

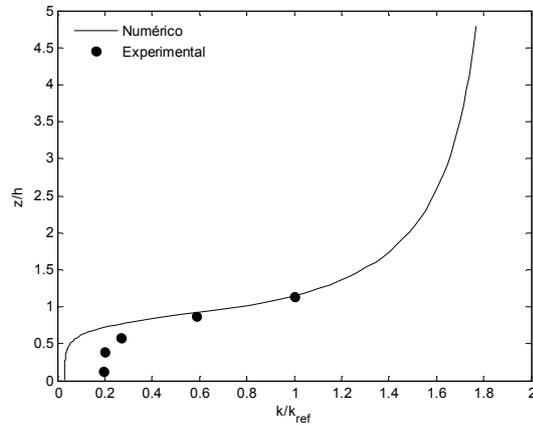


Figura 5.4- Perfil da ECT normalizada (*jack pine*).

De seguida procede-se à análise da simulação da floresta do tipo *black spruce*. Os perfis foram normalizados com o valor encontrado em $z/h = 1,21$. Os perfis obtidos com a simulação aproximaram-se dos valores recolhidos em campo. É possível observar as características padrão do escoamento em floresta, chegando-se às mesmas conclusões da floresta do tipo *jack pine*.

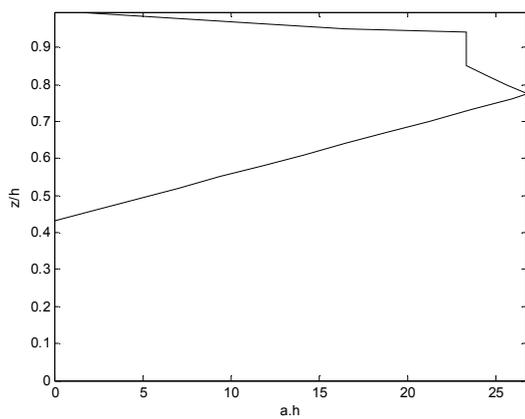


Figura 5.5- Densidade de Área folheada (*black spruce*).

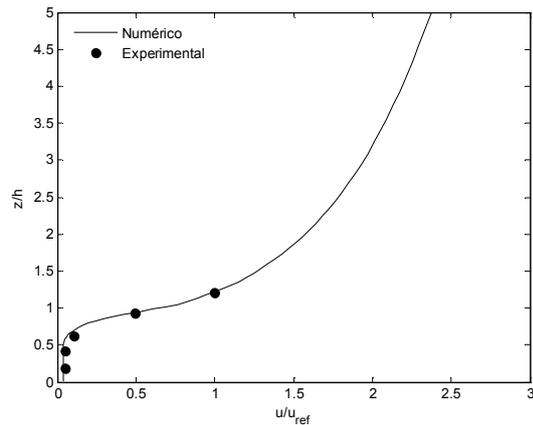


Figura 5.6- Perfil da velocidade normalizada (*black spruce*).

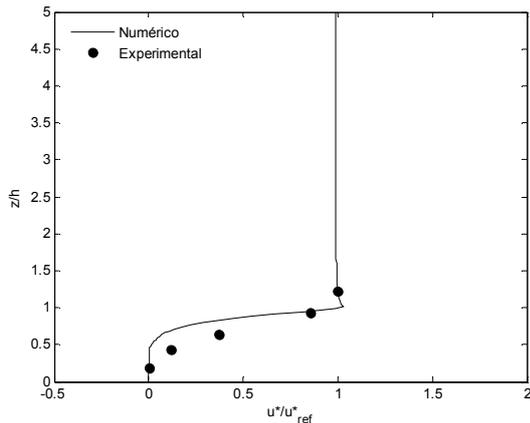


Figura 5.7- Perfil da velocidade fricção normalizada (*black spruce*).

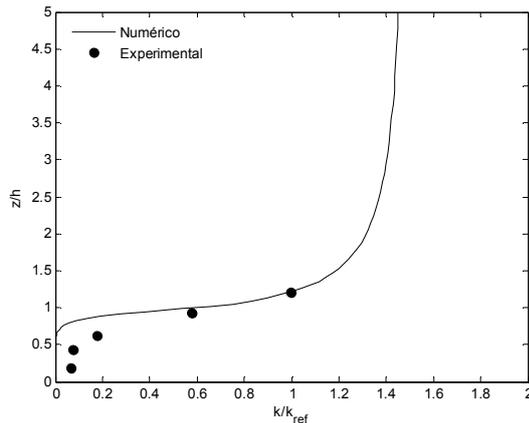


Figura 5.8- Perfil da ECT normalizada (*black spruce*).

5.2 - ESCOAMENTO ENTRANDO NA FLORESTA

Os dados de campo do trabalho de Irvine, M. *et al* (1997) foram utilizados para validar a simulação do escoamento na borda de entrada da floresta. A floresta tem de altura média 7,5 m. As propriedades do escoamento foram recolhidas para três diferentes alturas, para cada uma das estações de dados (figura 5.9). A distância dessas estações em relação à borda de entrada da floresta é a seguinte: a estação 1 está localizada a -6,1h da borda da floresta, a estação 2 está localizada a 0h da borda da floresta, a estação 3 está localizada a 3,6h da borda da floresta e a estação 4 está localizada a 14,5h da borda da floresta.

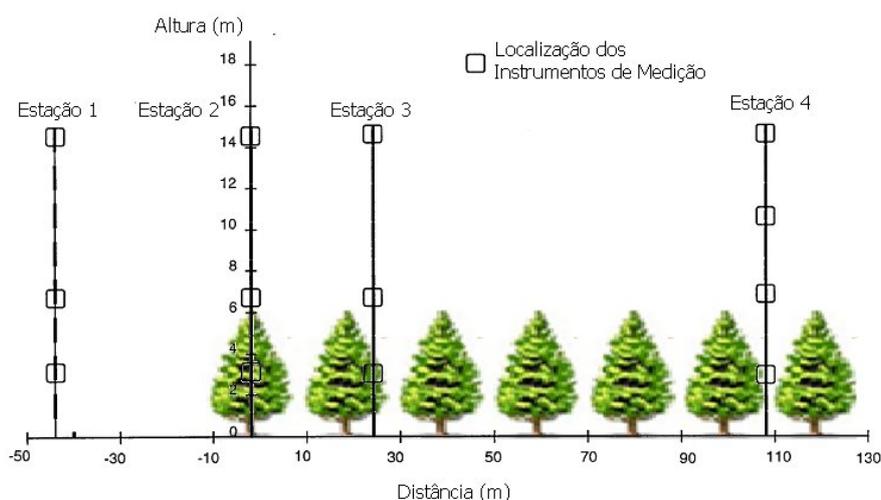


Figura 5.9 - Localização das estações meteorológicas no experimento de Irvine, M. R. *et al*, 1997. (Fonte: Adaptação de Irvine, M. R. *et al*, 1997)

As características do terreno e da floresta estão descritas na seguinte tabela.

Tabela 5.1- Característica do terreno e da floresta.

Propriedade	Valor Médio	Método
z_0 do terreno	0,0028 m	Estimado (Grash,1986)
z_0 da floresta	0,563 m	Estimado (Jarviss, 1976)
d da floresta	4,88 m	Medido (Raupach e Thom, 1971)
h da floresta	7,5 m	Medido
LAI	2,15	Estimado (Sinclair, 1994)
C_d	0,2	Estimado (Gardiner, 1994)

(Fonte: Irvine, M. R. *et al*, 1997)

Na figura 5.10 está representada a densidade de área folhada da floresta. É de notar que a árvore apresenta maior densidade de folhagem a partir dos 3 metros de altura. Tal fato é refletido nos perfis de velocidade obtidos na simulação.

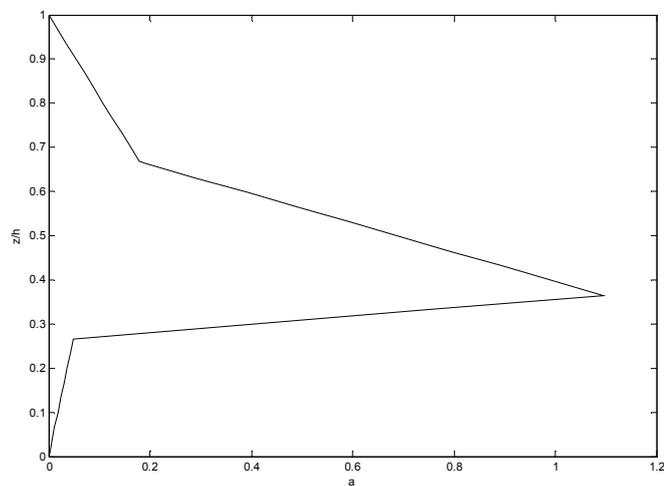


Figura 5.10 – Representação da densidade de área folhada em função da relação z/h (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

As dimensões do domínio de cálculo estão apresentadas na figura 5.11.

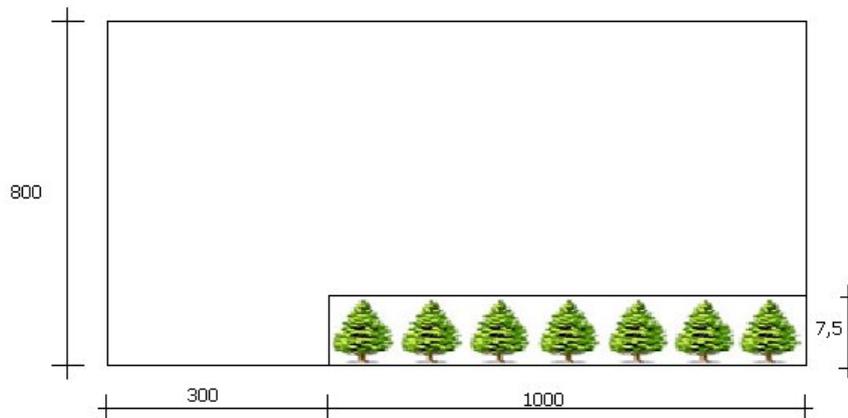


Figura 5.11 – Dimensão do domínio de cálculo.

Na entrada do domínio, os perfis de velocidade, ECT e TDECT são dadas pelas equações (5.1), (5.2) e (5.3). No topo do domínio foi imposta uma velocidade de 9,48 m/s. Na saída foi imposta uma condição designada no FLUENT por *outflow*. Como já foi dito, esta condição implica fluxo de difusão nulo de todas as variáveis do escoamento e uma correção do balanço mássico. As condições fronteira do solo foram descritas no item 4.3.

O domínio de cálculo foi dividido em regiões para definir a região do topo do domínio, a região da atmosfera, a região de floresta, a região do solo sem floresta e a região do solo com floresta. Esta divisão foi realizada no Gambit e permite definir os valores para a velocidade e para as quantidades turbulentas em cada região. Assim foi possível definir a velocidade e as quantidades turbulentas nas células adjacentes ao solo e ao topo do domínio. As velocidades e estas quantidades turbulentas no solo são função da velocidade de fricção da célula imediatamente acima. A velocidade de fricção é calculada através do perfil de velocidade da equação (3.7). A figura 5.12 ilustra esquematicamente a divisão do domínio de cálculo.

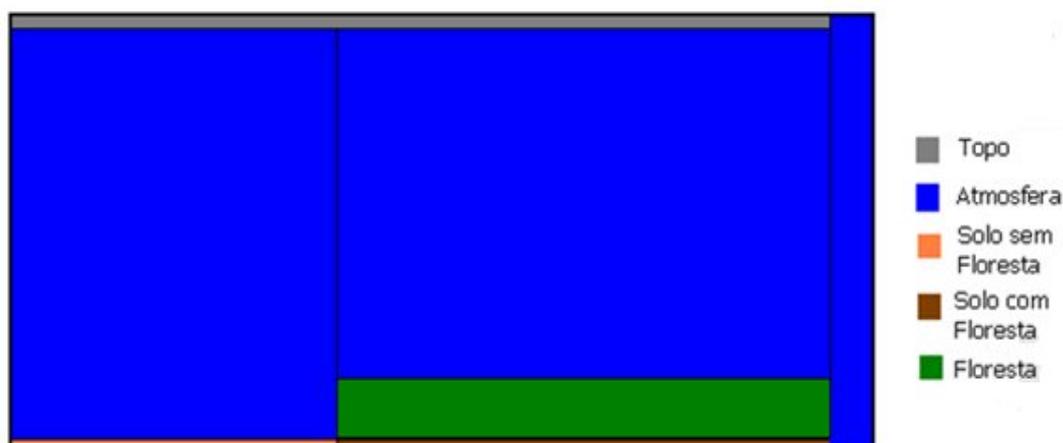


Figura 5.12 – Domínio de cálculo dividido nas zonas: topo, atmosfera, solo com floresta, solo sem floresta e floresta.

Quanto à malha de cálculo, esta é refinada na vertical até a altura da zona de floresta (região mais escura da figura 5.13). O refinamento na horizontal só é feito nas proximidades da borda da floresta.

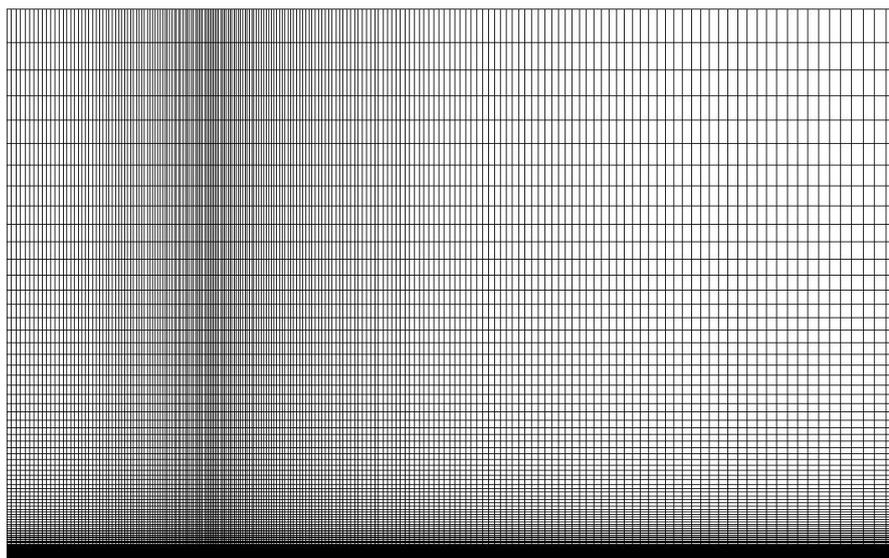


Figura 5.13 – Malha de cálculo.

A figura 5.14 mostra os vetores de velocidade juntamente com as quatro estações meteorológicas e a zona florestada. Como se pode ver pelos vetores de velocidade, estes apresentam uma deformação perto do topo do dossel. Confirmando o que foi descrito nos capítulos anteriores.

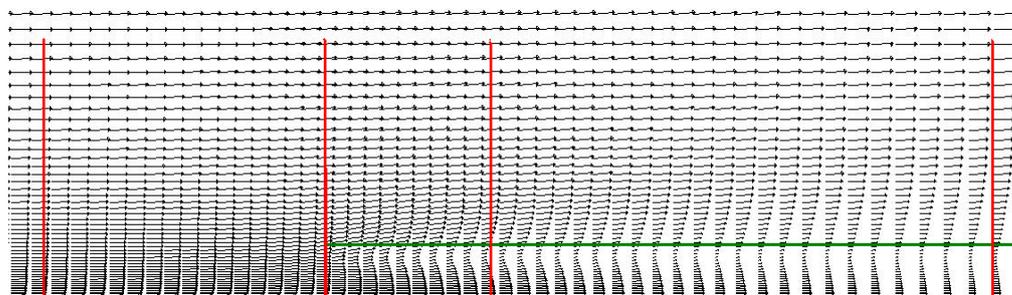


Figura 5.14 – Vetores de velocidade, estações meteorológicas e zona florestada (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

A figura 5.15 mostra as iso-linhas da ECT. Pela figura vê-se que os maiores valores da ECT estão localizados no topo da floresta, devido ao fato dos elementos vegetativos quebrarem o escoamento médio, provocando a produção de turbulência e gerando turbilhões com dimensões da altura da floresta. Adicionalmente a intensidade de turbulência depende da distorção do escoamento na região perto da borda da floresta, e como tal, depende da morfologia da floresta.

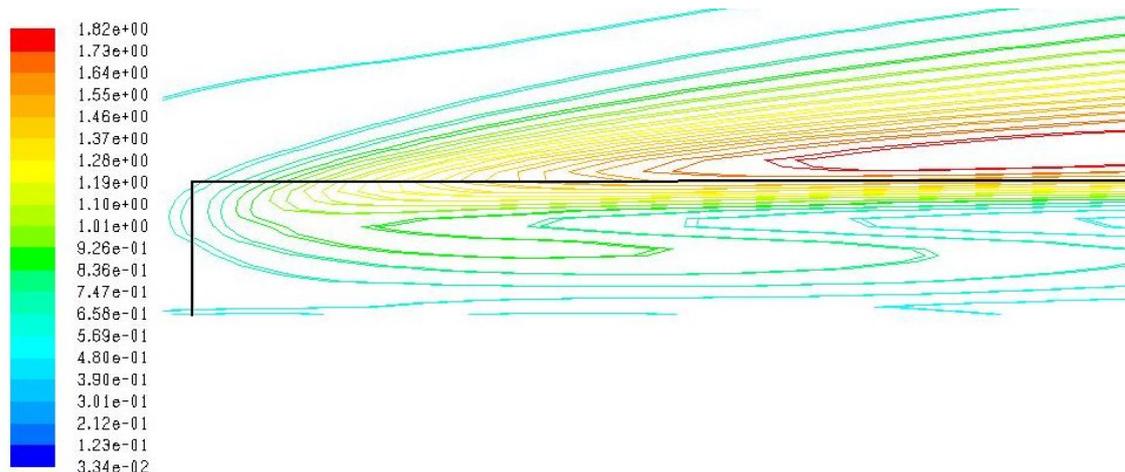


Figura 5.15 – Iso-linhas da ECT (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

A figura 5.16 mostra as iso-linhas da componente vertical da velocidade. É possível visualizar-se a distorção do escoamento quando este atinge a borda da floresta. Esta distorção é caracterizada por uma velocidade vertical positiva nas proximidades da borda, sendo que no interior da floresta a velocidade é reduzida, tal como verificado por Dupont, S., Brunet, Y (2008).

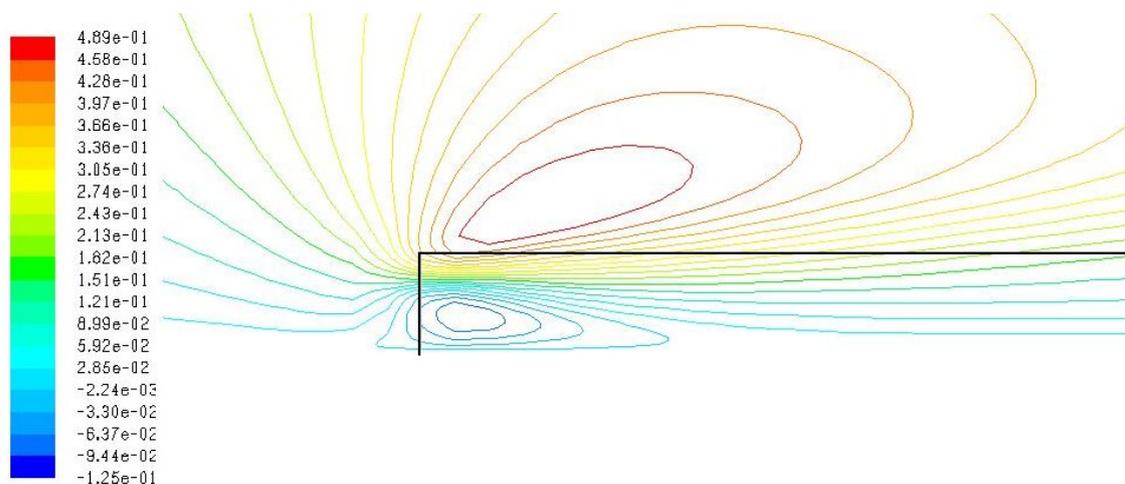


Figura 5.16 – Iso-linhas da componente vertical da velocidade (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

Comparando as figuras 5.15 e 5.16 é possível observar que o desenvolvimento da turbulência no topo da floresta se dá em conformidade com a diminuição da velocidade vertical.

Os resultados apresentados de seguida comparam as velocidades recolhidas em campo, com as velocidades da simulação numérica, para as quatro estações de dados. As

velocidades estão dimensionalizadas com o valor da velocidade recolhida pela estação 1 à altura de 2h, tal como descrito no trabalho de Irvine, M. R. *et al* (1997). A velocidade de referência foi obtida pela relação $U/u_* = 13,55$, retirada da tabela IV do trabalho Irvine, M. R. *et al* (1997). Fazendo a média das velocidades de fricção da estação 1 à altura 2h, da tabela III do trabalho Irvine, M. R. *et al* (1997), encontra-se a velocidade de fricção, $u_* = 0,463$ m/s. Substituindo este valor na relação da tabela IV do trabalho Irvine, M. R. *et al* (1997), obtém-se a velocidade de referência à altura 2h para a estação 1 com o valor de $U_h = 6,28$ m/s. O eixo das ordenadas está dimensionalizado pela altura do dossel ($h=7,5$ m).

A figura 5.17 representa a velocidade na estação 1 que é típica de terrenos que possuem pouca rugosidade, onde a maioria do cisalhamento está localizado perto do solo. A figura 5.18 representa a velocidade na estação 2. Na estação 2 nota-se uma redução da velocidade nas três alturas de medição. Isto é devido ao escoamento começar a sentir a presença da floresta.

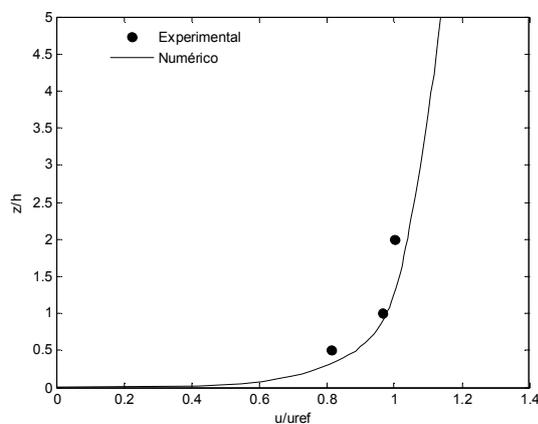


Figura 5.17- Perfil de velocidade na estação 1 (-6,1h) (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

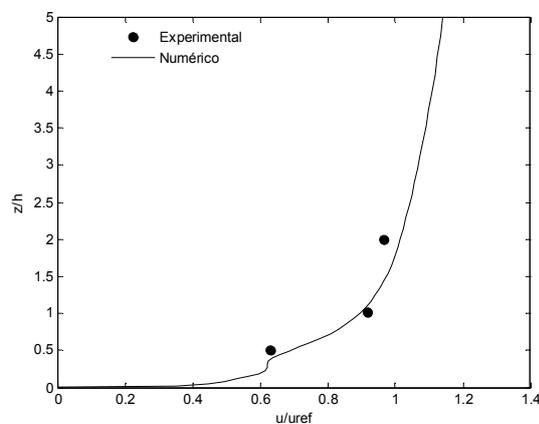


Figura 5.18- Perfil de velocidade na estação 2 (0h) (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

A figura 5.19 representa a velocidade na estação 3. Na estação 3 é possível verificar um mínimo da velocidade a altura $z/h=0,5$, devido ao perfil de LAI (ver figura 5.10) apresentar seu máximo na proximidade de $z/h=0,5$. Este fato encontra-se de acordo com a teoria, que indica que com o aumento da presença de elementos vegetativos maior será a quantidade de movimento absorvida e como consequência menor serão as velocidades encontradas nessas regiões. A figura 5.19 mostra que os valores preditos pela simulação

numérica apresentam-se próximos dos valores medidos, indicando que a representação do LAI está de acordo com os valores recolhidos em campo.

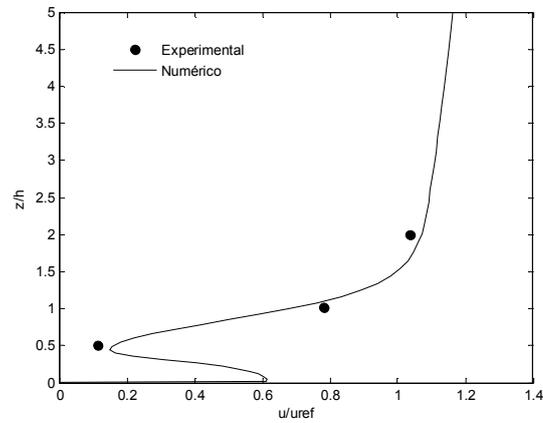


Figura 5.19- Perfil de velocidade na estação 3 (3,6h) (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

A figura 5.20 representa a velocidade na estação 4. Esta figura mostra que os valores simulados seguem a tendência dos valores de campo. Pela teoria, o escoamento necessita de uma extensão horizontal de 10 a 12 vezes a altura da árvore para atingir o seu equilíbrio. Assim é conclusivo que o resultado numérico expressou de forma razoável o escoamento desenvolvido no interior da floresta.

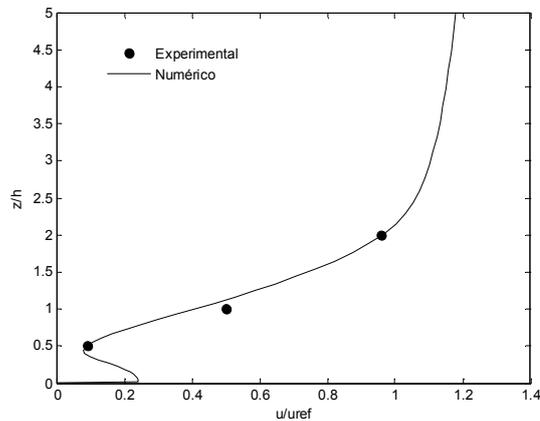


Figura 5.20 - Perfil de velocidade na estação 4 (14,5h) (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

O coeficiente de arrasto juntamente com o índice de área folhada, aparece nos termos fonte da equação da quantidade de movimento, da ECT e da TDECT. Como já foi referido, o coeficiente de arrasto é um dos parâmetros caracterizadores da floresta, permitindo distingui-las em relação à sua capacidade de se opor à passagem do escoamento do vento. Os valores típicos para o coeficiente de arrasto encontram-se no

intervalo de 0,1 a 0,3. A figura 5.21 compara três valores de coeficiente de arrasto. Os perfis de velocidade da estação 4 para diferentes coeficientes de arrasto estão representados no gráfico da figura 5.21. Pelo gráfico pode-se ver que quanto maior for o coeficiente de arrasto, menores são as velocidades. É de notar que quanto mais distante do topo da floresta menor são os efeitos do coeficiente de arrasto. Isto é devido ao escoamento deixar de sentir a presença da floresta como uma resistência à sua passagem. Este resultado encontra-se de acordo com a teoria apresentada.

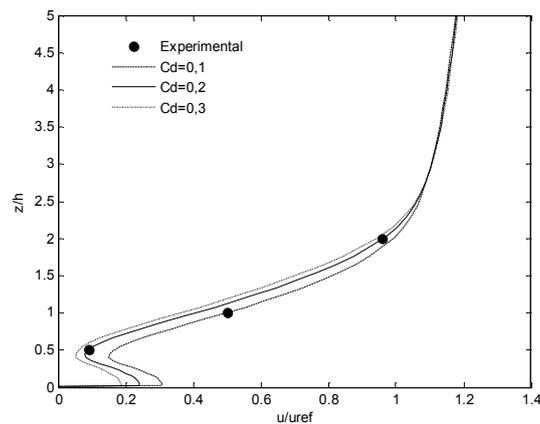


Figura 5.21 – Influência do coeficiente de arrasto no perfil de velocidades (estação 4) (estudo da floresta de Irvine, M. et al (1997)).

5.3- ESCOAMENTO SAINDO DA FLORESTA

Para simular o escoamento na saída de floresta, considerou-se uma floresta semi-infinita. As condições de contorno de entrada para a simulação 2D foram os perfis da velocidade, ECT e da TDECT do escoamento 1D completamente desenvolvido.

Os dados de campo foram recolhidos por Gash (1986), em uma floresta composta por diversas espécies de árvores (*scots pine*, *european larch* e *corsican pine*). A floresta é composta por 4400 árvores por hectare com uma média de altura de 9,8 metros. Na região sem floresta o solo é coberto por vegetação com 0,25 metros. O comprimento de rugosidade é de 0,028 metros. A figura 5.22 representa a densidade de área folheada da floresta. No topo do domínio foi imposta uma velocidade de 11,4 m/s.

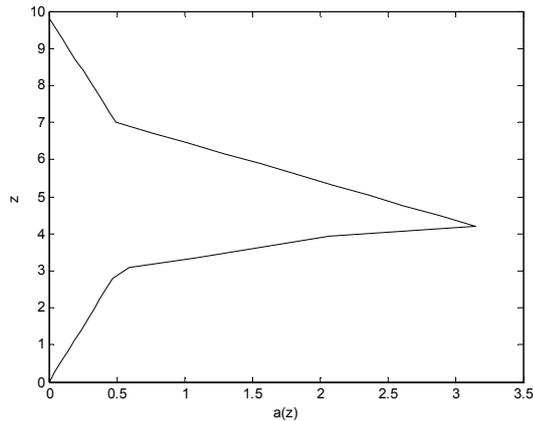


Figura 5.22- Densidade de área folheada da floresta (estudo da floresta de Gash(1986)).

Na figura 5.23 está representado o perfil 1D para toda a altura do domínio de cálculo. O gráfico da figura 5.24 representa o perfil de velocidade até à altura de 5h, normalizado pela velocidade à altura de 1,38h. Assim é possível visualizar-se o típico ponto de inflexão no perfil de velocidades.

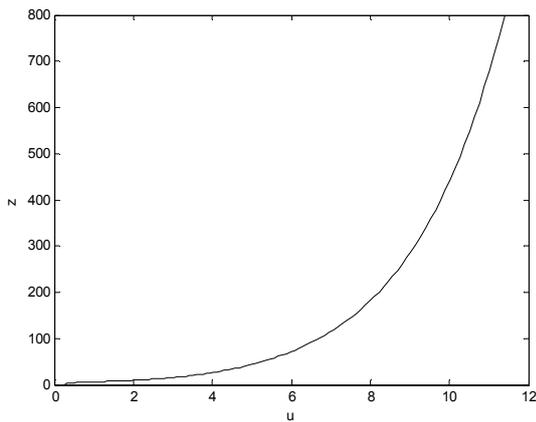


Figura 5.23- Perfil de velocidade completamente desenvolvido (estudo da floresta de Gash(1986)).

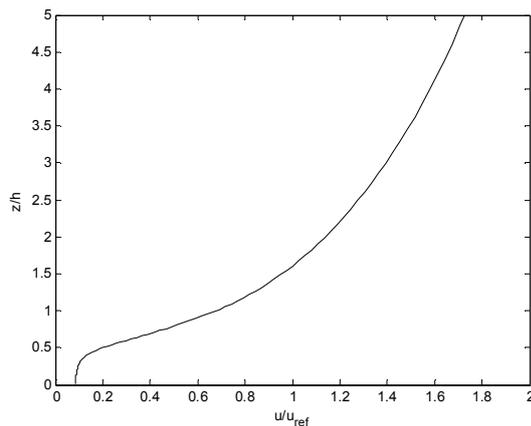


Figura 5.24- Perfil de velocidade na proximidade da floresta (estudo da floresta de Gash(1986)).

A intensidade turbulenta foi calculada pela equação (5.4).

$$TI = \frac{\sqrt{\frac{2}{3}k}}{u} \quad (5.5)$$

A intensidade turbulenta de referência foi de 50,82% à altura de z/h=1,8. O gráfico da figura 5.25 mostra um aumento de turbulência na região onde se verifica a maior densidade folheada, representando assim a quebra do escoamento médio pelos elementos da vegetação.

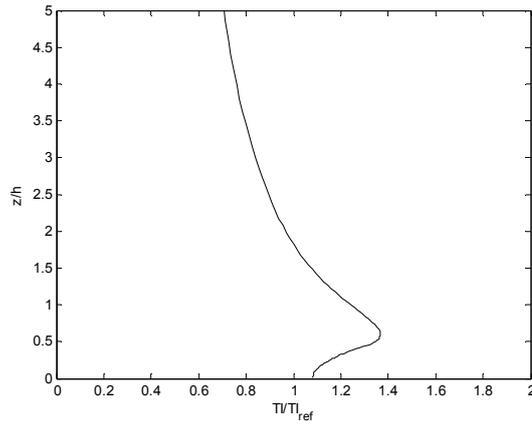


Figura 5.25- Intensidade de turbulência (estudo da floresta de Gash(1986)).

Os dados experimentais disponíveis foram recolhidos em quatro posições como mostrado pela figura 5.26. As distâncias das estações de recolha de dados são relativas à borda da floresta que é considerada como estando na posição de origem. Na representação do perfil da velocidade nas quatro posições, a velocidade foi normalizada pela velocidade da estação localizada em $x/h=-2.55$ à altura $z/h=1.38$, com o valor de $u = 3m/s$. A intensidade turbulenta foi normalizada pelo seu valor encontrado na estação localizada em $x/h=-2.55$ para a altura $z/h=1.38$. A figura 5.26 mostra a localização das estações de recolha de dados.



Figura 5.26 – Localização das Estações de Dados (estudo da floresta de Gash(1986)).

De seguida compara-se os resultados numéricos com os dados recolhidos em campo, para as diferentes localizações através da tabela 5.2 e das figuras 5.27 a 5.34. É possível ver que os resultados numéricos se encontram próximos dos resultados experimentais. É de notar que o comportamento do perfil de velocidade quanto mais distante da borda de saída da floresta menor é o efeito da presença da floresta no escoamento, apresentando as características do escoamento na ausência de floresta. Como só está disponível dados experimentais só para uma única altura, a tabela 5.2 resume a comparação gráfica entre a simulação e os dados de campo, destacando a diferença entre eles.

Tabela 5.2- Comparação numérico-experimental (estudo da floresta de Gash(1986)).

	z/h	u/u_{ref}	Tl/Tl_{ref}	
Campo	1,39	1,005	1,003	Estação 1
Simulado	1,39	1	1	
Erro (%)		0,5	0,3	
Campo	0,37	0,646	1,115	Estação 2
Simulado	0,37	0,829	1,231	
Erro (%)		28	10	
Campo	0,37	0,962	0,64	Estação 3
Simulado	0,37	1,000	0,94	
Erro (%)		4	32	
Campo	0,37	1,29	0,44	Estação 4
Simulado	0,37	1,49	0,53	
Erro (%)		13	17	

Pelas figuras dos perfis de velocidade (figuras 5.27, 5.29, 5.31, 5.33) nota-se que quanto mais afastado da borda de saída da floresta maiores são as velocidades perto do solo, isto é devido as forças de arrasto no solo da clareira serem inferiores às forças de arrasto presentes no interior da floresta. Quanto à intensidade de turbulência (figuras 5.28, 5.30, 5.32, 5.34) pode-se verificar que decresce com o aumento da distância à borda de saída da floresta. É de se esperar este comportamento devido à ausência da floresta e como consequência os perfis de velocidade e das quantidades de turbulência tendem a se aproximar à situação sem floresta, mantendo-se constante ao longo da direção do escoamento.

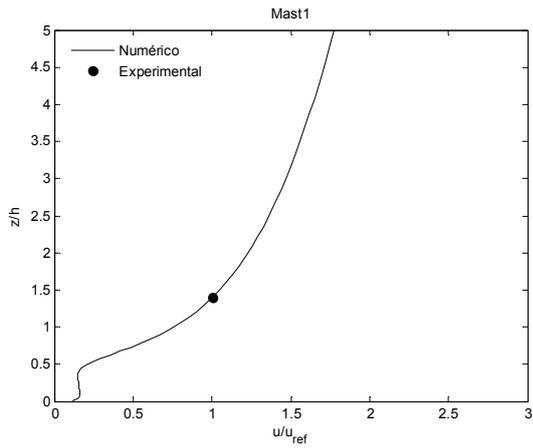


Figura 5.27- Velocidade em $x/h=-2,55$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

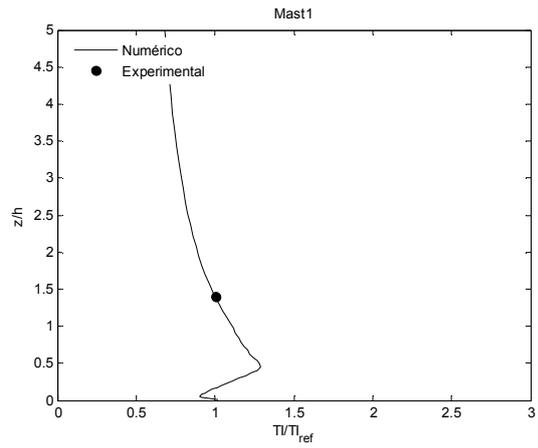


Figura 5.28- Intensidade de Turbulência em $x/h=-2,55$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

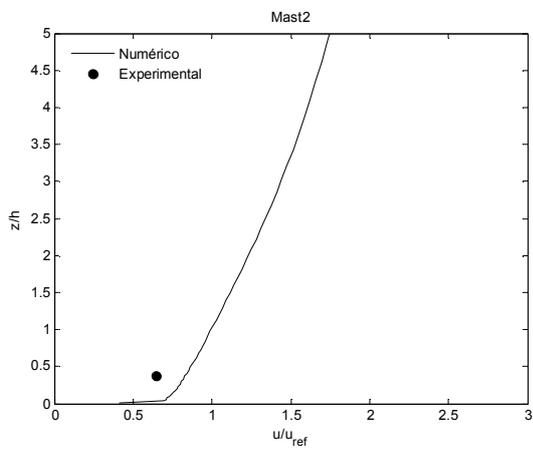


Figura 5.29- Velocidade em $x/h=5,1$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

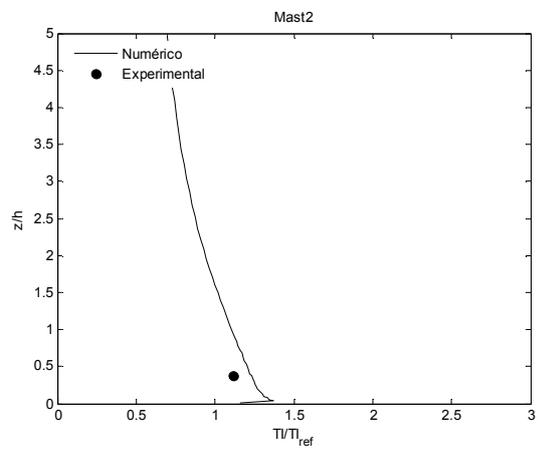


Figura 5.30- Intensidade de Turbulência em $x/h=5,1$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

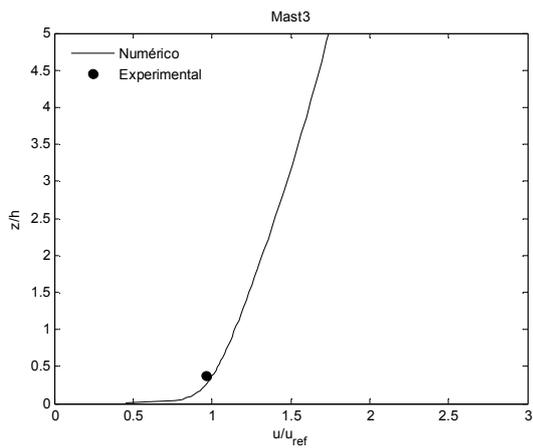


Figura 5.31- Velocidade em $x/h=10,2$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

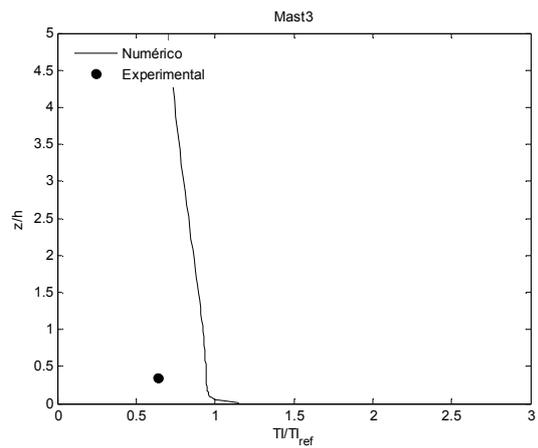


Figura 5.32- Intensidade de Turbulência em $x/h=10,2$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

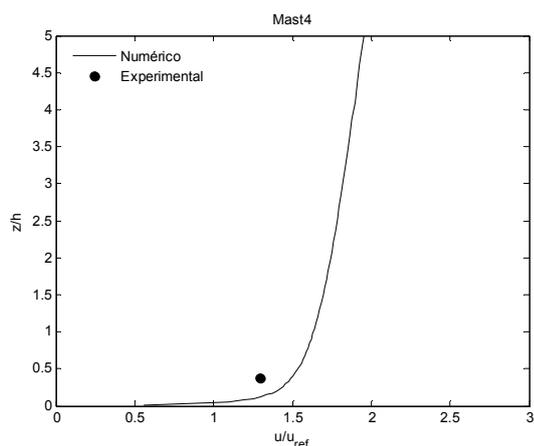


Figura 5.33- Velocidade em $x/h=71,43$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

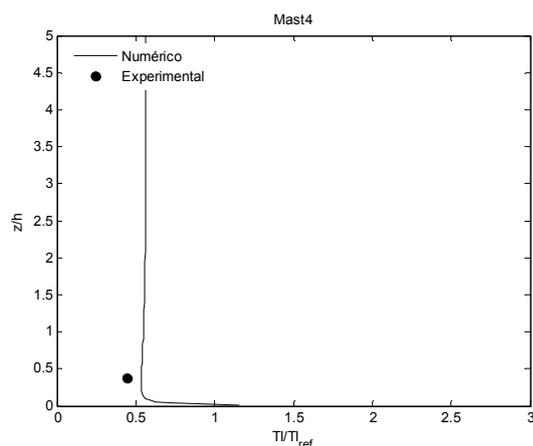


Figura 5.34- Intensidade de Turbulência em $x/h=71,43$ (estudo da floresta de Gash(1986)).

Devido ao caso anterior os dados de campo terem sido recolhidos só para uma altura, simulou-se o caso de Raynor (1971) onde os dados de campo foram recolhidos para três diferentes alturas no interior da floresta e a jusante da borda de saída da floresta (ver figura 5.37), possibilitando uma melhor validação do modelo para o caso do escoamento saindo da floresta. A floresta é composta por pinheiros e tem altura média de 10,5 metros. Na região sem floresta o solo é coberto por vegetação onde o comprimento de rugosidade foi estimado sendo de 0,1 metros. No topo do domínio foi imposta uma velocidade de 9 m/s. Na figura 5.35 está representada a densidade de área folheada da floresta e na figura 5.36 está representado o perfil de velocidades 1D que foi introduzido como condição de entrada para a simulação 2D. É de referir que os perfis 1D das quantidades turbulentas também foram impostos como condição de entrada para a simulação 2D.

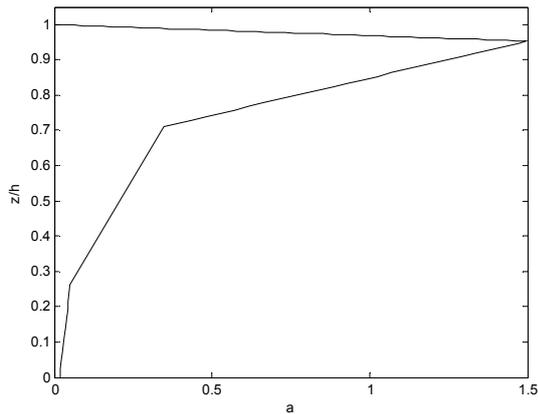


Figura 5.35– Representação da densidade de área folheada em função da relação z/h (estudo da floresta de Raynor(1971)).

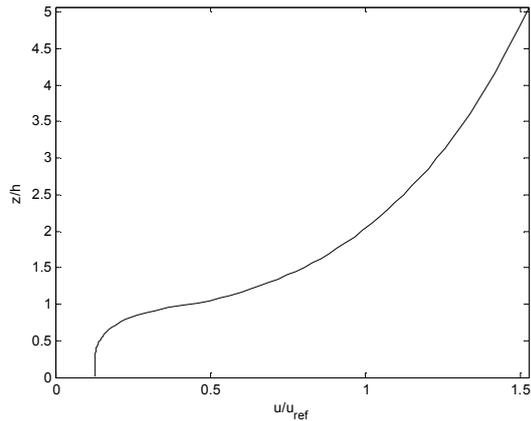


Figura 5.36- Perfil de velocidade 1D (estudo da floresta de Raynor(1971)).

As distâncias, especificadas na figura 5.37, das estações de recolha de dados são relativas à borda da floresta que é considerada como estando na posição de origem. Na representação do perfil da velocidade nas cinco posições, a velocidade foi normalizada pela velocidade da estação localizada em $x/h=-9,52$ com o valor de $u = 3m/s$.

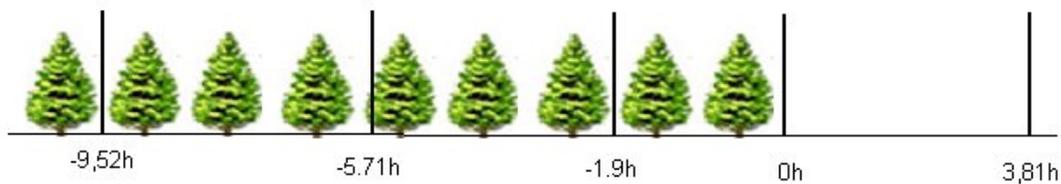


Figura 5.37 – Localização das Estações de Dados (estudo da floresta de Raynor(1971)).

Observando os perfis da figura 5.38 é possível dizer-se que o perfil da velocidade se mantém praticamente o mesmo até a borda da floresta. É de notar que a figura 5.38 é idêntica à figura 3.14, onde é possível ver que quanto mais afastado da borda de floresta menos acentuado é o ponto de inflexão, e é possível detectar a zona de mistura referenciada no item 3.4.1.

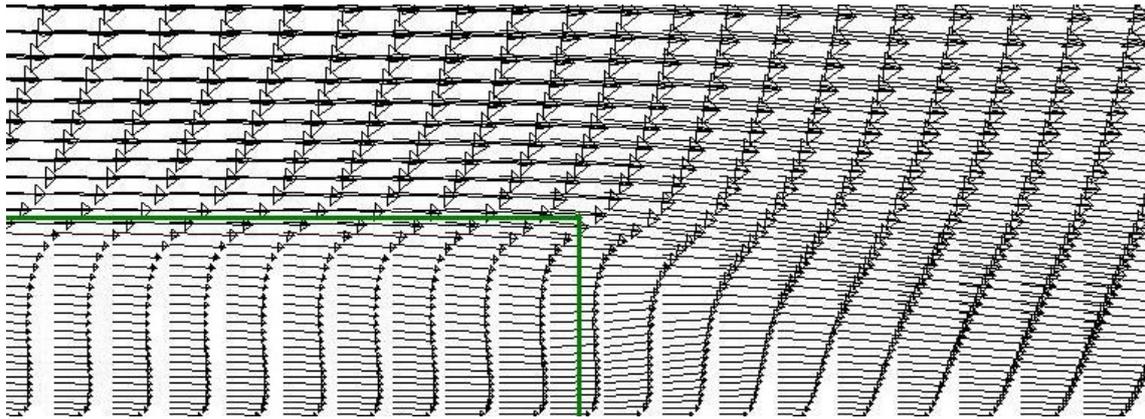
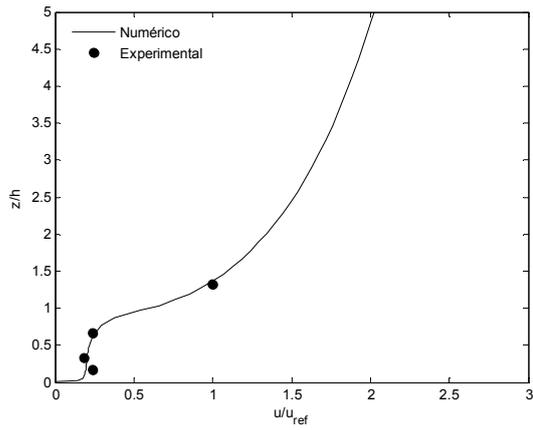
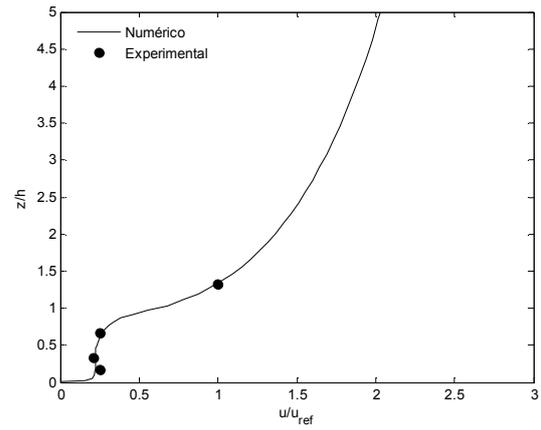


Figura 5.38 – Vetores de Velocidade à saída da floresta (estudo da floresta de Raynor(1971)).

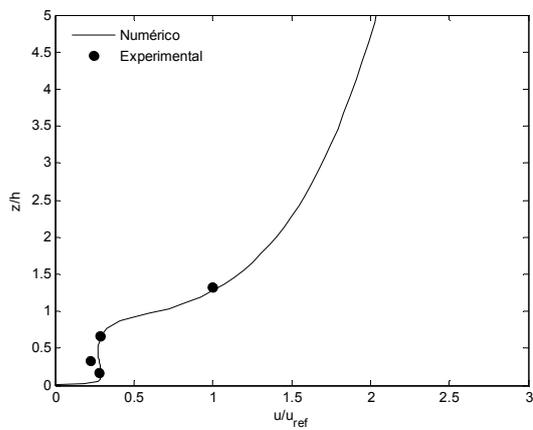
Pela figura 3.9 verifica-se que os resultados simulados estão próximos dos dados de campo. Assim pode-se afirmar que o modelo turbulento simulou satisfatoriamente os perfis de velocidade para cada região da floresta, concluindo que o modelo foi capaz de capturar as características essenciais do escoamento nas várias regiões da floresta. Com estes resultados é possível dizer-se que o modelo é capaz de simular o escoamento nas proximidades de saída da floresta. É visível que para dentro da floresta os perfis se mantêm idênticos, destacando assim a capacidade do modelo de simular o escoamento desenvolvido até a borda de saída da floresta. A figura 5.39 mostra os perfis de velocidade para cada região da floresta. É de se destacar o aumento de velocidade com o aumento da distância à borda de saída da floresta, onde para maiores distâncias o perfil de velocidade toma a forma de um perfil quase-logarítmico. (figura 5.39 d).



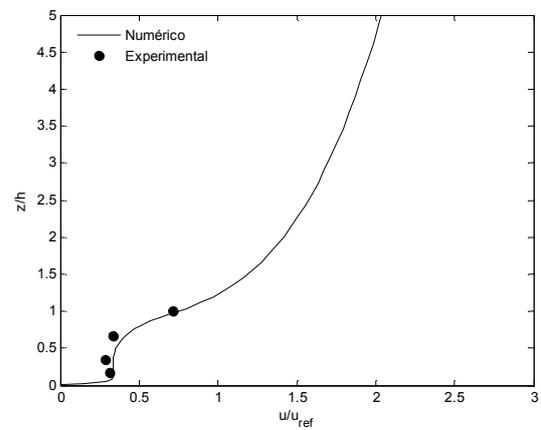
a) Perfil de velocidades em $x/h=-9,52$



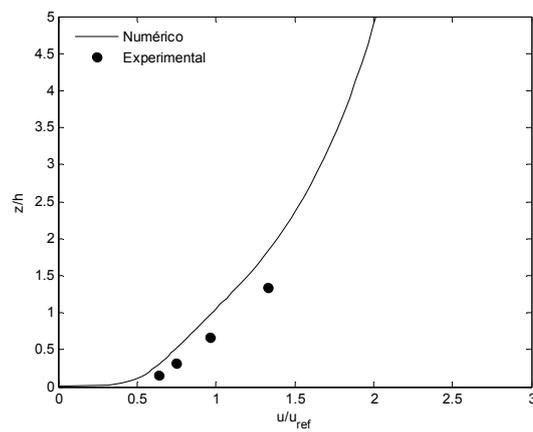
b) Perfil de velocidades em $x/h=-5,71$



c) Perfil de velocidades em $x/h=-1,9$



d) Perfil de velocidades em $x/h=0$



e) Perfil de velocidades em $x/h=40$

Figura 5.39 – Perfis de velocidades para as cinco regiões (estudo da floresta de Raynor(1971)).

6- CONCLUSÕES

Neste trabalho foi estudado o escoamento do vento atmosférico acima e no interior de florestas através de simulação numérica por meio do programa comercial ANSYS-FLUENT, que utiliza o método numérico de volumes finitos. Devido aos estragos efetuados pelo vento nas proximidades da borda de uma floresta foram simulados dois cenários: o primeiro quando o vento entra na floresta e o segundo quando o vento sai da floresta.

Neste trabalho descreveu-se a camada limite atmosférica devido à floresta se encontrar no seu interior. Esta descrição permitiu justificar a ausência do efeito de Coriolis nas equações que regem o escoamento.

Devido às diversas tipologias de árvore existentes no planeta faz sentido mencionar quais os parâmetros físicos que as caracterizam. Neste contexto foram descritos os parâmetros: índice e densidade de área folheada, comprimento de rugosidade, coeficiente de arrasto e deslocamento do plano zero.

Sendo o escoamento de ar em florestas do tipo turbulento, foi necessário efetuar-se um tratamento estatístico devido às suas características randômicas. O modelo turbulento adotado foi o modelo $k-\varepsilon$. As constantes originais deste modelo foram modificadas para adequá-lo ao tipo de escoamento estudado.

Devido à variabilidade espacial provocada pela disposição aleatória dos elementos vegetativos no interior de uma floresta foi necessário realizar uma média espacial que permite eliminar essa variabilidade na direção horizontal, de tal forma que a variabilidade vertical da floresta seja respeitada. Assim surgiram termos adicionais nas equações da quantidade de movimento, da ECT e da TDECT, designados por termos fonte. Estes termos fonte foram introduzidos no FLUENT através de funções designadas de funções definidas pelo usuário (UDF). A programação destas funções permitiu introduzir as condições de contorno no domínio de cálculo.

As simulações 1D foram realizadas para dois tipos de floresta (*black spruce, jack pine*). Os resultados das simulações encontram-se de acordo com os dados experimentais. O

modelo capturou o ponto de inflexão do perfil de velocidades, onde as velocidades mais baixas estão localizadas no interior da floresta. O modelo detectou que a zona de maior turbulência, e como consequência de maior cisalhamento, se encontra no topo do dossel. No interior da floresta foi detectada uma velocidade de fricção reduzida devido à quantidade de movimento ser absorvida pelos elementos vegetativos. O modelo conseguiu representar a tensão de cisalhamento constante acima do dossel, típica em atmosfera neutra. Assim é possível constatar que o modelo conseguiu capturar as características gerais dos escoamentos em florestas densas.

A simulação 2D do escoamento entrando na floresta foi realizada para a floresta estudada por Irvine, M. *et al* (1997). A visualização do escoamento mostrou que a zona de maior turbulência está localizada no topo da floresta. Quanto à velocidade na direção vertical, esta apresentou o seu maior valor na borda da floresta, tal como foi verificado por Dupont, S., Brunet, Y (2008). No interior da floresta a velocidade apresenta valores reduzidos. Os resultados da simulação encontram-se próximos dos dados experimentais para as quatro estações meteorológicas. A simulação detectou que a velocidade horizontal é menor quanto mais próximo está o escoamento da borda. No interior da floresta, tal como era de se esperar, o modelo detectou uma maior redução de velocidade na região com maior índice de área folheada. A última estação meteorológica encontra-se no interior da floresta a uma distância da borda de aproximadamente 109 metros. Nesta localização a simulação se aproximou satisfatoriamente dos dados experimentais. Assim, conforme a teoria, conclui-se que o modelo conseguiu representar adequadamente o perfil desenvolvido no interior da floresta face às condições de borda da floresta. Por este motivo esta localização foi escolhida para se estudar os efeitos da variação do coeficiente de arrasto. Confirmando a teoria, quanto maior for o coeficiente de arrasto menor serão as velocidades no interior da floresta. Acima do topo da floresta a velocidade tem um único valor para diferentes coeficientes de arrasto, devido à inexistência da floresta.

A simulação do escoamento saindo da floresta foi realizado através de uma simulação 2D de duas florestas, uma estudada por Gash (1986) e a outra por Raynor (1971). As condições de entrada para o domínio 2D foram os perfis desenvolvidos da velocidade, da ECT e da TDECT para o escoamento 1D.

Na floresta de Gash, como era esperado, quanto mais distante o escoamento se encontrar da borda da floresta menor são os efeitos imprimidos pela presença da floresta. Neste contexto, o modelo conseguiu detectar o desaparecimento do ponto de inflexão devido à inexistência de forças de arrasto que provocam mudanças na magnitude de velocidade, fazendo com que os perfis se assemelhem aos perfis nas situações sem floresta.

Para validar o modelo para diferentes alturas recorreu-se à simulação da floresta estudada por Raynor (1971). Neste estudo foram posicionadas cinco estações de medição, onde três dessas estações se encontram no interior da floresta. A quarta estação de medição encontra-se na borda da floresta e a quinta a 40 metros de distância da borda de saída da floresta. Os resultados simulados encontram-se próximos dos dados experimentais. Pela visualização do escoamento nas proximidades da borda é possível detectar que quanto mais afastado da borda de saída o escoamento estiver, menos acentuado é o ponto de inflexão, tal como verificado na simulação para a floresta de Gash. Comparando os perfis de velocidade para as cinco estações meteorológicas é possível visualizar que os perfis de velocidade para o interior da floresta são idênticos. Assim conclui-se que o modelo foi capaz de simular o escoamento desenvolvido no interior da floresta face à presença da borda de saída da floresta. Para a região distante da borda da floresta o modelo capturou um perfil quase-logarítmico que se encontra próximo dos valores experimentais.

Como trabalho futuro sugere-se um estudo do comportamento do escoamento em função de vários índices de área folheada. A simulação do escoamento em terrenos com variabilidade topológica e a extensão da simulação para cenários tridimensionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Amiro, B. (1990) “Drag coefficients and turbulence spectra within three boreal forest canopies.” *Boundary-Layer Meteorology*, 52:227–246.
- Ayotte, K., Finnigan, J. J., Raupach, M. R. (1999). “A second-order closure for neutrally stratified vegetative canopy flow.”, *Boundary-Layer Meteorology*, 90: 189–216.
- Aubrun, S., Leitl, B. (2004). “Development of an improved physical modeling of a forest area in a wind tunnel.”, *Atmospheric Environment*, 38:2797–2801.
- Blocken, B., Stathopoulos, T., Carmeliet, J. (2007). “CFD simulation of the atmospheric boundary layer: wall function problems.”, *Atmospheric Environment*, 41: 238–252.
- Cassiani, M., Katul, G. G., Albertson, J. D. (2008). “The Effects of Canopy Leaf Area Index on Airflow Across Forest Edges: Large-eddy Simulation and Analytical Results.”, *Boundary-Layer Meteorology*, 126: 433-460.
- Clark, T. L. Mitchell, S. J., Novak, M., (2007). “Three-dimensional simulations and wind tunnel experiments on airflow over isolated forest stands.”, *Boundary-Layer Meteorol.*, 125:487–503.
- Center for Coastal Physical Oceanography: <http://www.ccpo.odu.edu/>.
- Dalpé, B., Masson C. (2008). “Recommended Practices When Analyzing Wind Flow Near a forest Edge With Wasp.”.
- Deblonde, G., Penner, M., Royer, A. (1994). “Measuring Leaf Area Index with the Licor LAI-2000 in Pine Stands.”, *Ecological Society of America*, Vol. 75, No. 5 1507-1511.
- Dupont, S., Brunet, Y. (2008). “Impact of forest edge shape on tree stability: a large-eddy simulation study.”, *Forestry*, Vol. 81, No. 3.
- Dupont, S. Brunet, Y. (2008b). “Edge flow and canopy structure: a large-eddy simulation study.” *Bound. Layer Meteorol.*, 126, 51–71.
- Edburg, S., Stock D., Lamb B., Thistle H.. “A Numerical Study of Near-Field Dispersion Within and Above Forest Canopies.”.
- Emmanuel de Langre (2008). “Effects Of Wind On Plants.”, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 40:141-168.

- Fathi-Moghadam, M. (2007). "Characteristics and mechanics of tall vegetation for resistance to flow.", *African Journal of Biotechnology*, 6 : 475-480.
- Finnigan, J. J. (2000). "Turbulence in Plant Canopies.", *J. Annu. Rev. Fluid Mech.*, 32:519–571.
- Flesch, T. K., Wilson, J. D. (1998). "Wind and remnant tree sway in forest cutblocks. I. Measured winds in experimental cutblocks.", *Agricultural and Forest Meteorology*, 93:229-242.
- Fluent User's Guide.
- Foudhil, H., Brunet, Y J., Caltagirone, J.P. (2005). "A Fine-Scale $k-\epsilon$ Model for Atmospheric Flow over Heterogeneous Landscapes.", *Environmental Fluid Mechanics*, 5: 247–265.
- Frank, C., Ruck, B. (2008). "Numerical study of the airflow over forest clearings.", *Forestry*, Vol. 81, No. 3, 2008.
- Gash, J. H. C. (1986). "Observations of turbulence downwind of a forest-heath interface.", *Boundary-Layer Meteorology*, 36: 227–237.
- Hargreaves, D. M., Wright, N.G. (2007). "On the use of the $k-\epsilon$ model in commercial CFD software to model the neutral atmospheric boundary layer.", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95: 355–369.
- Harman, I. N., Finnigan J. J. (2007). "A simple unified theory for flow in the canopy and roughness sublayer.", *Boundary-Layer Meteorol.*, 123:339–363.
- Hatfield, J. L. (1989). "Aerodynamic properties of partial canopies.", *Agric. For. Met.*, 46:15-22.
- Hiraoka, H., Ohashi, M. (2008). "A $k-\epsilon$ turbulence closure model for plant canopy flows.", *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*
- Ikeda, S., Yamada, T., Toda Y. (2001). "Numerical study on turbulent flow and honami in and above flexible plant canopy.", *International Journal of Heat and Fluid Flow*, 22:252-258.
- Irvine, M. R., Gardiner, B. A., Hill, M. K (1997). "The Evolution of Turbulence Across a Forest.", *Boundary-Layer Meteorology*, 84: 467–496.
- Kaimal J.C., Finnigan J.J. (1994). "Atmospheric Boundary Layer Flows: Their structure and measurement". Oxford University Press, New York.
- Katul, G.G., Mahrt, L., Poggi, D., Sanz, C. (2004). "One- and two-equation models for canopy turbulence.", *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 113, 1:pp. 81–109.

- Kim, S., Lee, K. “*Quality Assessment of Global Modis LAI Product for the Regional Scale Applications.*”, Department of Geoinformatic Engineering, Inha University, Incheon, South Korea.
- Krzikalla, F. (2005). “*Numerical Investigation of the Interaction between Wind and Forest under Heterogeneous Conditions.*”, Institute for Hydromechanics University of Karlsruhe.
- Lalic B., Mihailovic D. T. (2004). “An empirical relation describing leaf-area density inside the forest for environmental modeling.”, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 43, N° 4, 641-645.
- Leclerc, M. Y., Beissner, K. C. (1990). “The influence of atmospheric stability on the budgets of the Reynolds stress and turbulent kinetic energy within and above a deciduous forest.”, *Journal of Applied Meteorology*, 29: 916-933.
- Liang, L., Xiaofeng, L., Lin Borong, L., Yingxin, Z. (2005). “Improved k- ϵ two-equation turbulence model for canopy flow.”, *Atmospheric Environment*, 40:762–770.
- Liu, J., Chen, J., Black, T., e Novak, M. (1996). “E- ϵ modeling of turbulent air flow downwind of a model forest edge.”, *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 77, 1:pp. 21–44.
- Cochrane, Mark A. (2003). “Fire science for rainforests”, *Nature Publishing Group*, Vol. 421
- Mao, G., Kurata, K. (1996). ”Wind Tunnel experiment on turbulent diffusion suppression by row covers”, *Agricultural and Forest Meteorology*, 86:283-290.
- Nackaerts, K., Coppin, P., Muys, B., Hermy, M. (1999). “Sampling methodology for LAI measurements with LAI-2000 in small forest stands.”.
- Oke ,T. R. *Boundary Layer Climates: Second Edition.*
- Pattanapol, W., Wakes, S. J., Hilton, M. J., Dickinson K. J.M. (2008). “Modeling of Surface Roughness for Flow over a Complex Vegetated Surface.”, *International Journal of Mathematical, Physical and Engineering Sciences.*
- Pielke, R. A. (1984). ”Mesoscale Meteorological Modeling.”, *Academic Press, Dordrecht.*
- Pinard, J. P. J. D., Wilson, J. D. (2001). “First- and Second-Order Closure Models for Wind in a Plant Canopy.”, *Journal of Applied Meteorology*, 40:1726-1768.

- Poggi, D., Katul, G. G., Albertson, J. D. (2004). "Momentum Transfer and Turbulent Kinetic Energy Budgets within a Dense Model Canopy.", *Boundary-Layer Meteorology*, 111: 589–614.
- Raynor, G. (1971). "Wind and temperature structure in a coniferous forest and a contiguous field.", *Forest Science* 17: 351–363.
- Raupach, M. R., Coppin, P. A., and Legg, B. J. (1986). "Experiments on scalar dispersion within a model plant canopy. Part I: The turbulence structure.", *Boundary-Layer Meteorol.*, 35, 21–52.
- Raupach, M. R., Shaw, R.H. (1982). "Averaging procedures for flow within vegetation Canopies.", *Boundary-Layer Meteorol.*, 22: 79–90.
- Raupach, M. R., Thom, A. S. (1981). "Turbulence in and Above Plant Canopies.", *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 13:97-129.
- Ross, A. N., Vosper, S. B. (2005). "Neutral turbulent flow over forested hills.", *Q. J. R. Meteorol. Soc.*
- Sanz, C. (2003). "A note on k- ϵ modeling of vegetation canopy air-flows." *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 108, 1:pp. 191–197.
- Sanz Rodrigo et al. (2007). "Wind tunnel simulation of the wind conditions inside bidimensional forest clear-cuts. Application to wind turbine siting.", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 95 609–634.
- Seinfeld, J. H., Pandis, S. N. (1998). *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, New York, John Wiley & Sons, Inc.
- Solazzo, E., Cai, X., Vardoulakis, S. (2008). "Improved parameterization for the numerical modelling of air pollution within an urban street canyon.", *Environmental Modelling & Software*
- Souliotis, D., Prinos, P. (2006). "Vegetation turbulence: from rans micro-computations to macro-analysis.", The 7th Int. Conf. on Hydrosience and Engineering.
- Svensson, U., Haggkvist, K. (1990) "A Two-Equation Turbulence Model for Canopy Flows.", *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 35 : 201-211.
- Treuhaft, R. N., Asner, G. P., Law, B. E., Van Tuyl, S. (2002). "Forest leaf area density profiles from the quantitative fusion of radar and hyperspectral data.", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 107, No. D21.4568.

- Verhoef, A., McNaughton., K. G., Jacobs, A. F. G. (1997). “A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities.”, *Hydrology and Earth System Sciences*,1:81-91.
- Wang, Y., Cionco, R. (2007). “Wind Profiles in Gentle Terrains and Vegetative Canopies for a Three-Dimensional Wind Field (3DWF) Model,”, *U.S. Army Research Laboratory Computational and Information Sciences Directorate*.
- Wilson, N. R., Shaw, R. H. (1977). “A Higher Order Closure Model for Canopy Flow.”.
- Wilcox D. C. (1994). “Turbulence Model for CFD.”.
- Wikipédia: http://en.wikipedia.org/wiki/Leaf_Area_Index.
- Yang ,B., Raupach, M. R., Shaw., R. H., Paw U, K. T., Morse, A. P. (2006). “Large-Eddy Simulation Of Turbulent Flow Across a Florest Edge, Part I: Flow Statistics.”, *Boundary-Layer Meteorology*, 120: 377-412.
- Yang, R., Friedl, M. A. (2003). “Determination of roughness lengths for heat and momentum over boreal forests”, *Boundary-Layer Meteorology*, 107: 581–603.
- Yue, W, Meneveau , C., Parlange, M. B., Zhu ,W., Kang, H. S. , Katz, J. (2008). “Turbulent kinetic energy budgets in a model canopy: comparisons between LES and wind-tunnel experiments.”, *Environ. Fluid Mech.*, 8:73–95.
- Zeng, P., Takahashi, H., (2000). “A first-order closure model for the wind flow within and above vegetation canopies.”, *Agriculture and Forest Meteorology*, 103:301-313.
- Zheng, D., Chen, J., LeMoine, J.M, Euskirchen, E.S. (2005). “Influences of land- use change and edges on soil respiration in a managed forest landscape.”, *For. Ecol. Manage.*, 215:169–182.
- Zhu, W., Van Hout, R., Katz, J. (2007). “On the flow structure and turbulence during sweep and ejection events in a model canopy.”, *Bound-Layer Meteorol* ,124:205–233.