



Simulação de Escoamentos Atmosféricos sobre Colinas Suaves com Floresta

BRUNO MANUEL GONÇALVES PEREIRA

julho de 2018

SIMULAÇÃO DE ESCOAMENTOS ATMOSFÉRICOS SOBRE
COLINAS SUAVES COM FLORESTA

Bruno Manuel Gonçalves Pereira

Dissertação submetida para a obtenção do grau de
Mestre em Engenharia Mecânica - Ramo Energia

Instituto Superior de Engenharia do Porto
Departamento de Engenharia Mecânica

Junho de 2018

Relatório da Unidade Curricular Dissertação/Projecto/Estágio do 2º ano do Mestrado
em Engenharia Mecânica - Ramo Energia.

Candidato: Bruno Manuel Gonçalves Pereira, N° 1110125,1110125@isep.ipp.pt

Orientação Científica: José Carlos Lopes da Costa, loc@isep.ipp.pt

Mestrado em Engenharia Mecânica - Ramo Energia

Departamento de Engenharia Mecânica



Junho de 2018

“I may not have gone where I intended to go, but I think I have ended up where I needed to be.”

Douglas Adams (1956-2001)

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, ao meu irmão e à minha avó, por toda a dedicação e apoio incondicional nesta caminhada no ensino superior, que de outra forma não seria possível.

Ao ISEP, por tudo o que aprendi e pelas amizades que me proporcionou.

Ao Eng. Lopes da Costa, pela sua disponibilidade em todos os momentos deste trabalho e pela confiança que depositou em mim.

À Vitória, pela constante presença na minha vida.

Resumo

O objetivo principal da seguinte tese é a análise e validação do comportamento do modelo de floresta do software de CFD (*Computer Fluid Dynamics*) *Windie*, nomeadamente em simulações usando as equações RaNS (*Reynolds-averaged Navier–Stokes time-averaged equations*) com o modelo de turbulência $k - \varepsilon$ atmosférico. Neste trabalho é feita a reprodução e comparação com resultados experimentais e resultados em LES (*Large eddy simulation*) de escoamentos em regiões de colinas suaves com e sem floresta.

O software *Windie* é uma ferramenta de CFD, desenvolvida com base no trabalho precursor de F.A.Castro. (1997). Esta ferramenta é especializada no estudo de implantação de parques eólicos através de simulações em topografias complexas, com ou sem floresta.

Os resultados experimentais foram obtidos através de Poggi and Katul (2008), que investiga a variação de velocidade e espectro sob a influência da topografia e floresta densa e Patton and Katul (2009), que igualmente avalia a variação de velocidade sobre uma topografia mas comparando diferentes densidades de floresta através de simulações em LES.

As condições de escoamento do presente trabalho são de um escoamento turbulento, incompressível em regime estacionário e definido através do modelo de turbulência $k - \varepsilon$ atmosférico, baseado no método das médias de Reynolds (RaNS - *Reynolds Averaged Navier–Stokes*). As condições de cálculo têm como base a descrição do trabalho de Poggi and Katul (2008) e Patton and Katul (2009), representando um escoamento sobre uma topografia similar mas onde nem todas as condições de fronteira foram possíveis de representar. A caracterização da floresta é feita através de um modelo avançado desenvolvido em Lopes da Costa (2007) que permitiu definir a densidade foliar ao longo da altura da floresta.

Os resultados obtidos das simulações no *Windie*, foram processados de maneira a poderem ser comparados com os resultados dos artigos citados, para o caso de superfície descoberta e com diferentes densidades de floresta.

Abstract

The main purpose of the following thesis is the analysis and validation of the behaviour of the forest model of CFD's (*Computer Fluid Dynamics*) software *Windie*, specifically in simulations using RaNS (*Reynolds-averaged Navier-Stokes time averaged equations*) equations with the turbulence model $k - \varepsilon$ atmospheric. In the present work, results of gentle hills regions' flow with or without forest are reproduced and compared with *Large eddy simulation (LES)*.

Windie software is a CFD tool, developed based in the work of F.A.Castro. (1997). This tool is specialized in studying the implementation of wind farms through simulations in complex topographies, with or without forest.

The experimental results were obtained through Poggi and Katul (2008), which investigates the velocity variation and spectrum under the influence of topography and dense forest. Patton and Katul (2009), also evaluates the speed variation over a topography but compares it with different forest densities using LES simulations.

The flow conditions of the present work are based on a turbulent flow and incompressible in steady state. They are defined by the turbulence model $k - \varepsilon$, based on the Reynolds averages (RaNS - *Reynolds Averaged Navier-Stokes*). The calculation conditions are based on Poggi and Katul (2008) and Patton and Katul (2009). Although they represent a flow over similar topography, some boundary conditions were not possible to represent. The forest characterization is done through an advanced model, developed by Lopes da Costa (2007), that defines the leaf density along the height of the forest.

The *Windie* simulations were processed and then compared with the results of cited articles, for cases with bare surface and different forest densities.

Conteúdo

Resumo	i
Abstract	iii
Nomenclatura	xiii
1 Introdução	1
1.1 Motivação e objectivos do presente trabalho	1
1.2 Conteúdo da tese	1
1.3 Estado de Arte	2
1.4 Revisão bibliográfica	3
1.4.1 Camada Limite Atmosférica	3
1.4.2 Turbulência na Camada limite Atmosférica	5
1.4.3 Rugosidade e perfil de velocidade	5
1.4.4 Modelos de Floresta	8
1.4.5 Trabalhos que servem de base neste estudo	13
2 Modelos matemáticos e técnicas numéricas	25
2.1 Introdução	25
2.2 Equações Fundamentais	26
2.3 Modelo RaNS	28
2.3.1 Modelo de Turbulência $k - \varepsilon$	29
2.3.2 Modelo com Floresta	30
3 Procedimentos desenvolvidos	33
3.1 Introdução	33
3.2 Espectro de velocidades sobre colinas suaves com e sem floresta	34
3.2.1 Procedimentos de Pré-Processamento	34
3.2.2 Procedimentos de Pós-Processamento	39

3.3	Perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa	40
3.3.1	Procedimentos de Pré-Processamento	40
3.3.2	Procedimentos de Pós-Processamento	44
4	Apresentação e discussão de resultados	47
4.1	Introdução	47
4.2	Variação de velocidade sobre colinas suaves com ou sem floresta	47
4.2.1	Apresentação e discussão de resultados	48
4.3	Perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa	64
4.3.1	Apresentação e discussão de resultados	64
4.3.2	Impacto do Aumento de Densidade de Floresta nos Resultados . . .	74
5	Conclusões e Trabalho Futuro	83
5.1	Conclusões	83
5.2	Trabalho Futuro	85
	Bibliografia	87

Lista de Tabelas

1.1	Dois modelos baseados na altura da àrvore.	7
2.1	Constantes do modelo $k - \varepsilon$	30
3.1	Dimensões da topografia em metros.	34
3.2	Distribuição da densidade de área foliar usada no escoamento das várias simulações.	37
3.3	Constantes do modelo $k - \varepsilon$	39
3.4	Propriedades da topografia, atributos do modelo de floresta e comprimentos de escala.	41
4.1	Distribuição da densidade de área foliar usada no escoamento das várias simulações.	48

Lista de Figuras

1.1	Diferentes fases da camada limite ao longo do dia. De Stull (1988).	4
1.2	Efeito da rugosidade do solo no perfil de velocidade do vento. Adaptado de Oke (2002).	6
1.3	Perfil de velocidade do vento numa região com florestação. De Hui and Crockford (2008).	7
1.4	Representação do perfil LAD de uma floresta. Adaptado de Desmond et al. (2014).	9
1.5	<i>Em cima:</i> Variação espacial de velocidade para o caso sem florestação, $\Delta u(x,z)$, através de um mapa de cor com o delineamento de h_i (ponto-tracejado) e h_m (linha tracejada), <i>Centro:</i> O mesmo que no topo mas para $\sigma_u(x,z)\sigma_{u,b}(z)$, <i>Em baixo:</i> mesmo que em cima mas para $\sigma_w(x,z)\sigma_{w,b}(z)$. . .	15
1.6	O mesmo que na figura 1.5 mas para o caso da superfície com floresta. . . .	16
1.7	Comparação entre $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ medido e modelado para o caso de superfície descoberta (lado esquerdo) e o caso com floresta (lado direito). Painéis de cima são de uma região perto da camada exterior, do meio para regiões perto da camada interna e painéis de baixo para regiões perto da superfície.	17
1.8	O mesmo que na figura 1.7 mas para $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$	18
1.9	Profundidade calculada (linha solida) na qual o início da separação ocorre dentro da floresta (Z_s), normalizado pela altura da floresta (h_c) como função da densidade das hastes (a). As duas linhas tracejadas verticais representam as densidades escolhidas para as simulações em LES.	19
1.10	Variação espacial da estatística do escoamento para os casos sem recirculação (painéis esquerdos) e com recirculação (painéis direitos). <i>Topo:</i> velocidade média (m.s^{-1}) <i>Centro:</i> desvio padrão da velocidade longitudinal (m.s^{-1}) <i>Em baixo:</i> desvio padrão da velocidade vertical (m.s^{-1}).	21

1.11	Variação espacial do rácio de aceleração acima da floresta para o caso sem recirculação (esquerda) e com recirculação (direita).	22
1.12	O mesmo que na figura 1.11 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de <i>background</i>	23
2.1	Campo de resolução e modelação dos métodos DNS, LES e RaNS. De Bakker (2002).	27
2.2	Representação esquemática da decomposição de Reynolds. Adaptado de Landers (2016).	28
3.1	Em cima: Vista lateral da zona de teste do canal. Centro: Representação do sistema de coordenadas $(x; z)$ em relação às dimensões da colina $(H; L)$ e altura da floresta (H_c) . Em baixo: Fotografias dos módulos de colinas sem florestação à esquerda e à direita o modelo usado como floresta. De Poggi and Katul (2008).	35
3.2	<i>Em cima</i> : Resultado da malha 2D da topografia. <i>Em baixo</i> : Resultado da malha 3D no plano de vista $Z - X$ com refinamento junto à superfície. . .	38
3.3	Regimes de escala de comprimento impostos pela geometria das colinas e a morfologia da florestação. De Poggi et al. (2008).	42
3.4	<i>Em cima</i> : Resultado da malha 2D da topografia. <i>Em baixo</i> : Resultado da malha 3D no plano de vista $Z-X$ com refinamento junto à superfície. . . .	44
4.1	<i>Em cima</i> : Variação espacial de velocidade para o caso sem floresta , $\Delta u(x, z)$, através de um mapa de cor com o delineamento de h_i (ponto-tracejado) e h_m (linha tracejada), <i>Centro</i> : O mesmo que no topo mas para $\sigma_u^2(x, z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, <i>Em baixo</i> : mesmo que em cima mas para $\sigma_w^2(x, z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ (a) Resultado experimental de Poggi and Katul (2008) (b) Resultado deste trabalho . . .	52
4.2	O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta (LAD1 - Tabela4.1).	53
4.3	O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta e $C_\mu = 0,09$ (LAD1 - Tabela4.1).	54
4.4	O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta (LAD2 - Tabela4.1).	55
4.5	O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta (LAD3 - Tabela4.1).	56
4.6	O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta (LAD4 - Tabela4.1).	57

4.7	Comparação entre $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ medido (linha vermelha), modelado (linha a tracejado) e de Poggi and Katul (2008) (pontos) para o caso de superfície sem floresta . Painéis de cima são de uma região perto da camada exterior, do meio para regiões perto da camada interna e painéis de baixo para regiões perto da superfície.	58
4.8	O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso com floresta (LAD1 - Tabela4.1).	59
4.9	O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso com floresta e $C_\mu = 0.09$ (LAD1 - Tabela4.1).	60
4.10	O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso com floresta (LAD2 - Tabela4.1).	61
4.11	O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso com floresta (LAD3 - Tabela4.1).	62
4.12	O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso com floresta (LAD4 - Tabela4.1).	63
4.13	Variação espacial para os casos de floresta dispersa (à esquerda) e floresta densa (à direita). Painéis de cima são referentes à velocidade do escoamento (ms^{-1}), no meio a variância de velocidade longitudinal e em baixo a variância da velocidade vertical. As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média.	67
4.14	O mesmo que na figura 4.13, mas em comparação com os resultados de Patton and Katul (2009) para o caso da floresta dispersa	68
4.15	O mesmo que na figura 4.13, mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa	69
4.16	Variação espacial do rácio de aceleração acima e dentro da floresta para o caso com floresta dispersa (esquerda) e floresta densa (direita). As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média. (a) Resultado experimental de Patton and Katul (2009) (b) Resultado deste trabalho.	70
4.17	O mesmo que na figura 4.13 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de fundo.	71
4.18	O mesmo que na figura 4.17 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta dispersa	72
4.19	O mesmo que na figura 4.17 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa	73

4.20	Variação espacial para os casos de floresta dispersa (à esquerda) e floresta densa (à direita). Painéis de cima são referentes à velocidade do escoamento (ms^{-1}), no meio a variância de velocidade longitudinal e em baixo a variância de velocidade vertical. As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média.	76
4.21	O mesmo que na figura 4.20 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta dispersa	77
4.22	O mesmo que na figura 4.20 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa	78
4.23	Variação espacial do rácio de aceleração acima e dentro da floresta para o caso com floresta dispersa (esquerda) e floresta densa (direita). As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média. (a) Resultado experimental de Patton and Katul (2009) (b) Resultado deste trabalho.	79
4.24	O mesmo que na figura 4.13 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de fundo.	80
4.25	O mesmo que na figura 4.24 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta dispersa	81
4.26	O mesmo que na figura 4.24 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa	82

Nomenclatura

Caracteres Romanos

b	largura
C_d	coeficiente de arrasto
C_μ, C_1, C_2	constantes do modelo $k - \varepsilon$
d	altura de deslocamento
d_r	diâmetro de haste
D	força de arrasto
D_{lin}	força de arrasto prevista pela teoria linear
D	distância entre árvores
F_d	força de arrasto
\vec{F}_{ext}	forças externas aplicadas a um sistema de fluido
\mathcal{F}_{ij}, F_i	função genérica
h, H	altura
h_c	altura característica da floresta
h_i	espessura da <i>inner layer</i>
h_0	altura característica da topografia
h_m	espessura da <i>middle layer</i>
h_w	altura de água
K	número de incógnitas
k	energia cinética da turbulência
k_0	função modificada de <i>Bessel</i>
L_c	comprimento de ajuste
L_h	comprimento característico da topografia
NI, NJ, NK	números de nós nas três direcção do domínio computacional
P, p	pressão

P_k	produção de energia cinética da turbulência
P_ϵ	produção da taxa de dissipação da energia cinética da turbulência
Q_r	caudal
R	grau de anisotropia
Re	número de Reynolds
S	termo fonte genérico
S_{ij}	tensor das taxas de deformação
ΔS	<i>speed-up</i>
t	tempo
Δt	intervalo de tempo
U	componente segundo x do vector velocidade
U_b	velocidade de <i>background</i>
U_h	velocidade do escoamento no topo da floresta
U_i, u_i	componentes do vector velocidade
U_0	velocidade de referência
$-\overline{u'w'}$	tensões turbulenta cinemática
u^*	velocidade de fricção
V	volume; modulo do vector velocidade; componente segundo y do vector velocidade
v	componente segundo y do vector velocidade
V_h	módulo das componentes horizontais do vector velocidade
W, w	componente segundo z do vector velocidade
x	componente do sistema de coordenadas deslocadas
X	componente do sistema de coordenadas cartesiano
y	componente do sistema de coordenadas deslocadas
Y	componente do sistema de coordenadas cartesiano
z	componente do sistema de coordenadas deslocadas
Z	componente do sistema de coordenadas cartesiano
z_0	escala de comprimento dos elementos rugosos
Z_s	profundidade de separação

Caracteres Gregos

α	coeficiente de sub-relaxação; coeficiente de absorção
β	Comprimento de onda
δ	espessura de uma camada limite; campo de deslocamentos
δ_{ij}	tensor de Kronecker
ε	parâmetro da teoria do <i>Triple-Deck</i> ; taxa de destruição da energia cinética da turbulência
κ	constante de von Kármán
λ	índice de área frontal
μ	viscosidade dinâmica
μ_t	coeficiente de difusão da turbulência
μ_{ef}	coeficiente de difusão efectivo
ν	viscosidade cinemática
ρ	densidade
$\sigma_k, \sigma_\epsilon$	constantes do modelo $k - \epsilon$
σ_{ij}	tensor das tensões de Reynolds
σ_u^2, σ_w^2	Variâncias de velocidade horizontal e vertical
τ_B	tensão turbulenta cinemática
τ_{ij}	tensor das tensões viscosas

Operadores

$\overline{(\)}$	valor médio
$\overline{(\)}^z$	valor médio ao longo da direcção z
$\overline{(\)}^t$	operador média temporal
$\overline{(\)}^v$	operador média volumétrica
$\hat{(\)}$	valor instantâneo
$(\)'$	perturbação
$(\)^*$	quantidade adimensional
∂/∂	derivada parcial
d/d	derivada total
Δ	diferença
∞	infinito
\rightarrow	tende para
∇	operador gradiente

Abreviaturas

ABL	<i>Atmospheric Boundary layer</i>
AGL	<i>Above Ground Level</i>
CBL	<i>Convective Boundary layer</i>
CFD	<i>Computacional Fluid Dynamics</i>
DNS	<i>Direct Numerical Simulation</i>
LAD	<i>Leaf Area Density</i>
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LDA	<i>Laser-Doppler Anemometry</i>
LES	<i>Large-Eddy Simulation</i>
NBL	<i>Nocturnal Boundary Layer</i>
RaNS	<i>Reynolds-averaged Navier-Stokes</i>
SBL	<i>Stable Boundary layer</i>
TKE	<i>Turbulent Kinetic Energy</i>

Capítulo 1

Introdução

1.1 Motivação e objectivos do presente trabalho

Com este trabalho pretende-se analisar e validar a simulação de escoamentos atmosféricos sobre zonas de floresta no software *Windie*, um código de Mecânica dos Fluidos Computacional (*CFD - Computational Fluid Dynamics*) que tem como finalidade a avaliação de recursos eólicos através do método dos volumes finitos. Este trabalho incide sobre a utilização de um modelo de floresta, desenvolvido por Lopes da Costa (2007) para o modelo de turbulência $k - \varepsilon$ em RaNS, sobre uma topografia suave, constituída por colinas bidimensionais de muito baixa altitude.

O software *Windie* foi desenvolvido por um grupo de investigadores do Departamento de Engenharia Mecânica no Instituto Superior de Engenharia do Porto, tendo na sua origem o trabalho precursor de F.A.Castro. (1997).

Na realização deste trabalho foram utilizados como referência (*benchmark*) os resultados laboratoriais realizados por Poggi and Katul (2008) em túnel de água e os resultados obtidos utilizando o modelo LES (*Large eddy simulation*) em Patton and Katul (2009). Os dois trabalhos incidem em escoamentos sobre colinas suaves revestidas com floresta (ou coberturas equiparáveis).

1.2 Conteúdo da tese

A presente tese está dividida em 5 capítulos, incluindo o presente capítulo introdutório.

O capítulo 2 é referente à metodologia de trabalho e técnicas numéricas específicas para escoamentos atmosféricos fazendo também uma revisão à estrutura e métodos usados no *Windie*. São explicadas algumas características do software e as opções tomadas com base nas limitações e variedade de opções.

O capítulo 3 apresenta as ferramentas e os procedimentos utilizados ao longo deste trabalho, desde o pré processamento até ao pós processamento dos dados relativos a um escoamento atmosférico sobre as topografias em questão.

No capítulo 4 são apresentados os resultados obtidos através das ferramentas e os procedimentos utilizados referidos no capítulo 3, sendo feita a respetiva discussão e comparação com outros resultados.

O capítulo 5 apresenta as conclusões e sugestões para um trabalho futuro.

1.3 Estado de Arte

Atualmente, o estudo de escoamento de ar na atmosfera é de grande importância em variadas aplicações da engenharia. Qualidade do ar, fenómenos meteorológicos e aplicações em energias renováveis, como o estudo e implementação de parques eólicos, são alguns dos campos onde o estudo da camada limite atmosférica através de simulações de escoamentos tem vindo a ganhar importância ao longo das últimas décadas. Contudo, a caracterização destes fenómenos em terrenos mais complexos pode se tornar inviável e difícil de reproduzir com rigor através de campanhas experimentais no terreno, ou experiências em túnel de vento, sobretudo quando se lida com regiões de floresta densa. Simulações computacionais, utilizando de modelos não lineares, podem representar com algum rigor as perturbações provocadas pelo terreno nas características do escoamento.

Há quase 70 anos, Queney (1948) publicou uma revisão de modelos teóricos de fluidos não viscosos sobre colinas que, em conjunto com as soluções analíticas obtidas por Scorer (1949), fizeram explodir o interesse pela pesquisa nesta área. Mais recentemente foram feitos desenvolvimentos dos modelos lineares, numa primeira fase por Jackson and Hunt (1975) e mais tarde para escoamentos em colinas com florestação por Finnigan and Belcher (2004).

Como referido em Lopes da Costa (2007), o estado de arte de escoamentos com floresta passa numa primeira fase por Raupach et al. (1981) e passados 20 anos por Finnigan

(2000), evidenciando cada um uma aproximação da modelação do escoamento ao longo da vegetação, respetivamente ao Reynolds-averaged-Navier-Stokes (RaNS) e ao Large-Eddy Simulation (LES). Não esquecendo todas as suas vantagens, o LES requer recursos computacionais muito elevados que mesmo nos dias de hoje se podem tornar inviáveis para rotinas diárias da engenharia, visto que uma malha suficiente fina para traduzir os fenómenos turbulentos necessita de um número muito extenso de nós. No entanto, apesar de todos os modelos de turbulência encontrados em códigos de CFD comercial, os modelos de floresta são geralmente extensões do modelo de 2 equações $k - \varepsilon$ (Launder and Spalding (1974)). Várias interpretações matemáticas foram feitas ao longo dos anos para os termos $k - \varepsilon$ e o conjunto de constantes da equação de transporte (Green (1992); Liu et al. (1996); Sanz (2003); Svensson and Häggkvist (1990)), e a pesquisa de literatura demonstra desenvolvimento continuado dos modelos de floresta para este modelo, Katul et al. (2004); Sogachev and Panferov (2006), Sogachev (2009) e mais recentemente Wang and Yi (2012) com um modelo não linear.

Para melhor entender o comportamento físico dos escoamentos com floresta e perceber até que ponto as simulações computacionais fazem uma boa representação dos fenómenos de turbulência envolvidos, é necessário analisar resultados experimentais obtidos em laboratório. Este trabalho baseia-se numa primeira parte no trabalho experimental desenvolvido por Poggi and Katul (2008), que investigou de que forma o espectro da turbulência e a variação de velocidade são influenciados pela ação da topografia e da floresta, e numa segunda parte referente aos calculos computacionais de Patton and Katul (2009) que avaliam as perturbações de pressão turbulenta e da velocidade, induzida por uma topografia com colinas suaves cobertas com floresta densa e dispersa.

1.4 Revisão bibliográfica

1.4.1 Camada Limite Atmosférica

A superfície terrestre é o limite do domínio da atmosfera. Este limite influencia os processos de transporte da atmosfera desde várias dezenas de metros até a alguns quilómetros, criando assim o que nos chamamos de ABL (*Atmospheric Boundary Layer*).

De acordo com Stull (1988) pode-se definir a ABL como a região da troposfera que é diretamente influenciada pela pressão da superfície terrestre e reage às forças superficiais

como uma escala de tempo. Essas forças incluem o coeficiente de arrasto, evaporação, transferência de calor, emissões de poluentes e orografia do terreno. Em relação à estabilidade, segundo Stull (1988) podemos diferenciar a ABL como CBL (*Convective Boundary Layer*) e NBL (*Nocturnal Boundary Layer*), cada uma atuando alternadamente entre dia e noite como podemos ver na Figura 1.1

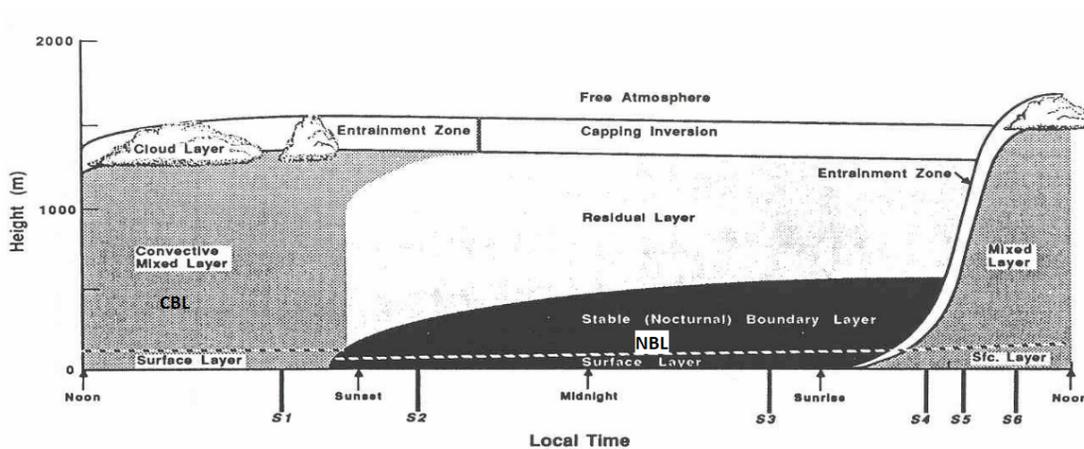


Figura 1.1: Diferentes fases da camada limite ao longo do dia. De Stull (1988).

Enquanto que a CBL ocorre geralmente durante o dia e o aquecimento solar é considerável, a temperatura da superfície é maior que a temperatura do ar, ou seja, a transferência de calor dá-se no sentido da terra para o ar criando assim uma camada instável. Já na NBL, a temperatura da superfície é menor que a temperatura do ar, invertendo-se assim o sentido de transferência de calor e originando uma supressão da turbulência devido à sua camada de ar estável. Perto da superfície, existe uma camada onde o fluxo de calor e a quantidade de movimento são quase constantes com a altura, que se denomina *surface layer*. Nessa camada, os efeitos de fricção são dominantes em comparação com a pressão e a força de Coriolis.

Muitos estudos foram feitos em relação à influência do solo na ABL, mas o modelo de Garratt (1994) identifica duas zonas distintas. (i) uma região externa onde as forças viscosas são equilibradas pelo efeito de Coriolis (ii) uma região interna com profundidade semelhante à *surface layer* que é principalmente influenciada pelas características da superfície e da força de Coriolis.

1.4.2 Turbulência na Camada limite Atmosférica

A principal causa de turbulência na ABL é causada principalmente por forças providas do solo. Segundo Stull (1988) essas forças tem como origem a radiação solar que aquece o solo e provoca uma corrente de ar ascendente, obstáculos tais como edifícios e árvores que desviam o escoamento e por ultimo com mais importância a força de arrasto do solo que provoca cisalhamento do escoamento de ar e usualmente se torna turbulento. É a turbulência que permite à ABL responder às mudanças da força do solo. Pelo contrário a falta de turbulência acima da ABL significa que a atmosfera livre não responde a qualquer alteração do solo. Devido à força de arrasto provocada pelo solo é na *surface layer* que a intensidade turbulenta alcança o seu valor máximo, decrescendo com a altura até ser insignificante na atmosfera livre.

É precisamente na ABL onde a turbulência é dominada pela distribuição de cisalhamento do vento, a distribuição da TKE (Turbulent Kinetic Energy) também tende a alcançar o máximo próximo do solo, gerando um equilíbrio entre a dissipação viscosa e a produção de cisalhamento.

1.4.3 Rugosidade e perfil de velocidade

O perfil de velocidade do vento num escoamento atmosférico corresponde a um perfil logarítmico, desde um valor nulo a uma certa altura do solo até à aproximação de um máximo no limite da ABL. Para uma atmosfera naturalmente estratificada, ou seja, em que a temperatura decresce com a altura sempre no mesmo rácio, este perfil logarítmico é aproximadamente dado por:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (1.1)$$

em que κ é chamada de constante de Von Kármán, cujo valor adotado geralmente é 0,40 (Stull (1988)) e o parâmetro u_* corresponde à velocidade de fricção que correlaciona a densidade do ar com a tensão de cisalhamento causado pela força de arrasto da superfície:

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (1.2)$$

O parâmetro z_0 na equação 1.1 representa o parâmetro de rugosidade superficial que define a força de arrasto provocada pelo solo e também a altura para a qual o escoamento de ar tem uma velocidade aproximadamente nula. Analisando a equação 1.1, pode-se

concluir de que quanto maior o parâmetro de rugosidade z_0 menor será a velocidade do escoamento para uma mesma altura de z . Segundo Oke (2002) o arrasto provocado retarda o movimento perto solo e dá origem a uma diminuição da média da velocidade horizontal do vento à medida que a superfície é abordada (1.2). Na ausência de efeitos térmicos fortes, a origem desta fricção depende da rugosidade da superfície. Os perfis nesta figura dependem de ventos fortes e a altura z_g corresponde ao topo da ABL, acima da qual a velocidade u é aproximadamente constante com a altura, ou seja, o arrasto da superfície deixa de ter influência.

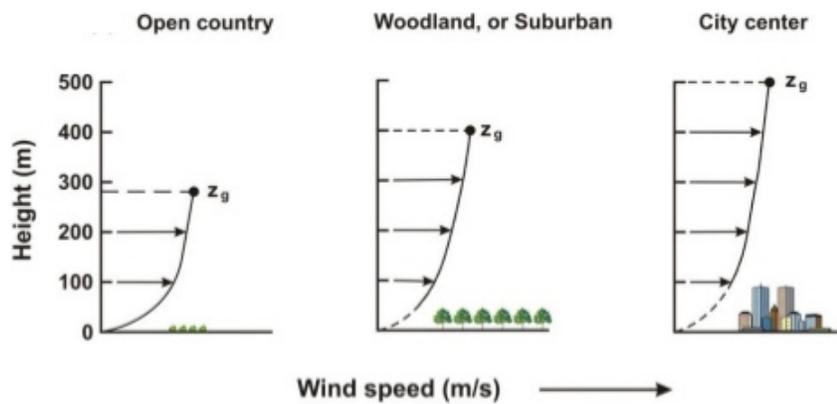


Figura 1.2: Efeito da rugosidade do solo no perfil de velocidade do vento. Adaptado de Oke (2002).

No caso de superfícies onde há vegetação ou construções, Roballo (2007) declara uma necessidade de correção da altura em que a velocidade do vento é nula. Portanto define-se para perfis de velocidade do vento sobre este tipo de superfícies, um deslocamento do plano zero (d) que está associado ao comprimento de rugosidade z_0 . Com isto, é possível combinar os resultados obtidos com a forma logarítmica conforme pode ser observado na Figura 1.3.

Olhando para a Figura 1.3, percebe-se que a curva mostra um desvio distinto de uma curva logarítmica padrão. Considera-se então que o perfil do vento foi deslocado a uma distância d do plano zero. Este perfil pode ser representado por:

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left(\frac{z - d}{z_0} \right), \quad (1.3)$$

Segundo Hui and Crockford (2008), análises mais detalhadas determinaram que a altura de deslocamento d representa o nível em que o arrasto da superfície atua sobre os elementos

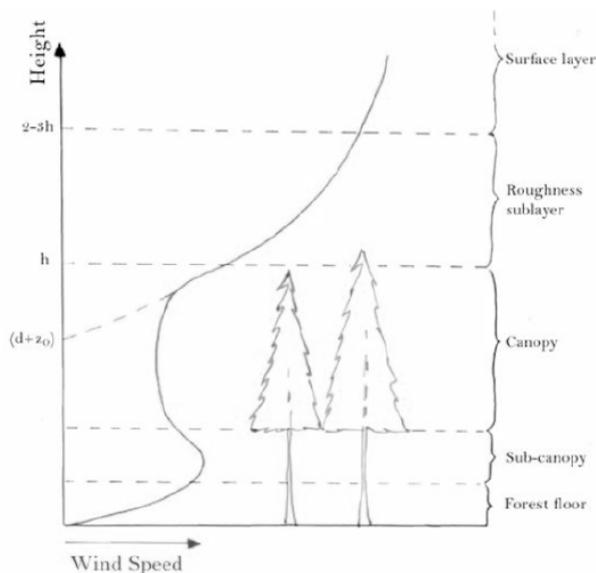


Figura 1.3: Perfil de velocidade do vento numa região com floresta. De Hui and Crookford (2008).

de rugosidade, que neste caso são as árvores. Como tal, a altura do deslocamento d e z_0 é sempre menor do que a altura média das árvores h .

Os parâmetros de rugosidade podem ser obtidos através de modelos numéricos como por exemplo, o modelo desenvolvido por Raupach (1994), que conta com a altura da floresta e a densidade para o cálculo dos parâmetros z_0 e d . Segundo os modelos de Garratt (1994) e Hicks et al. (1975), é possível obter uma aproximação de z_0 e d através da altura h como demonstra a tabela 1.1. Contudo, estas aproximações com base na altura média da floresta não tem em conta a sua densidade, resultando assim em valores um pouco grosseiros.

Referência	z_0	d
Garratt (1994)	$0.1h$	$0.5h$
Hicks et al. (1975)	$0.075h$	$0.8h$

Tabela 1.1: Dois modelos baseados na altura da árvore.

Como referido em Lopes da Costa (2007), uma boa aproximação para escoamentos com floresta é descrita por Garratt (1994) e Verhoef et al. (1997), em que são utilizados

comprimentos de rugosidade z_0 exagerados na zona da floresta e uma deslocamento do plano zero d .

1.4.4 Modelos de Floresta

Toda a floresta envolvida em simulações computacionais necessita de ser caracterizada por parâmetros quantitativos. A medida mais básica a utilizar é a altura média, baseada numa amostra de elementos que, por outro lado, se demonstra muito simplista na descrição da imagem da floresta pois não descreve a densidade da floresta. A densidade da floresta pode ser representada de várias maneiras, como por exemplo pelo índice de área frontal,

$$\lambda = \frac{bh}{D^2}, \quad (1.4)$$

em que b e h são respetivamente a largura e altura da árvore, e D representa a distância entre árvores.

Outro modelo simples para quantificar uma floresta é o parâmetro LAD (*leaf area density*), sendo a densidade de área foliar (m^2/m^3) a uma determinada altura de z (Figura 1.4). LAD é uma função conveniente para descrever a densidade ao longo da altura de uma árvore e pode ser calculada através da área total de um lado da folhagem dividindo pelo seu volume total. Um parâmetro similar a este é denominado por LAI (*leaf area index*) e é definido por um lado da área de folhagem por unidade de área. O seu cálculo pode ser feito através da seguinte fórmula integral,

$$LAI = \int_0^h a(z)dz, \quad (1.5)$$

onde h corresponde à altura da árvore e $a(z)$ é a distribuição vertical do LAD , ou seja, a distribuição vertical da densidade de área das árvores.

Escoamento sobre um superfície plana com floresta

No escoamento sobre uma superfície plana com floresta (Wang and Yi (2012)), a tensão turbulenta na camada a cima da floresta é dada por,

$$\frac{\partial \tau_B}{\partial z} \approx 0, \quad (1.6)$$

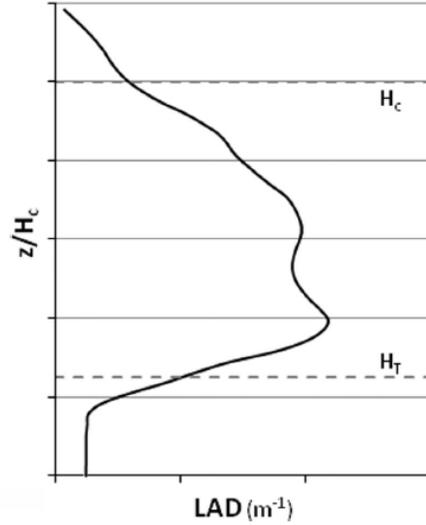


Figura 1.4: Representação do perfil LAD de uma floresta. Adaptado de Desmond et al. (2014).

onde $\tau_B = -\overline{u'w'}$, representa a tensão turbulenta cinemática, u' e w' são as flutuações das componentes horizontais e verticais da velocidade. O modelo de comprimento de mistura, em que

$$\tau_B(z) = \left(\kappa(z+d) \frac{\partial U_B}{\partial z} \right)^2, \quad (1.7)$$

é válido nesta camada, onde d é a altura de deslocamento associada com a floresta e a origem da coordenada vertical é dada pelo topo da floresta. Baseado em 1.7, o perfil de velocidade, U_B pode ser derivado de 1.6, originado em,

$$U_B(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z+d}{z_0} \right), \quad (1.8)$$

onde, z_0 é o comprimento de rugosidade da floresta e u_* é a velocidade de fricção. De acordo com Yi (2008), a equação que governa a tensão turbulenta cinemática para uma floresta densa é dada por

$$\frac{\partial \tau_B(z)}{\partial z} = F_d \approx a(z) \tau_B(z), \quad (1.9)$$

onde $a(z)$ representa o valor LAD e F_d é a força de arrasto exercida pela floresta. Na equação 1.9, é assumido que o arrasto no escoamento com floresta densa é atribuído basicamente aos elementos da floresta exceto perto da superfície,

$$\tau_B(z) = C_d(z)U_B^2(z), \quad (1.10)$$

onde, $C_d(z)$ é o coeficiente de arrasto e é função da altura e da morfologia da floresta. A solução analítica da tensão cinemática turbulenta deriva da equação 1.9 é

$$\tau_B(z) = \tau_B(0)e^{-(LAI-L(z))}, \quad (1.11)$$

onde, $\tau_B(0) = \overline{u'w'}(0) = u_*^2$ é a tensão cinemática turbulenta no topo da floresta, LAI é o índice de área foliar e

$$L(z) = \int_{-h}^z a(z')dz', \quad (1.12)$$

é a área cumulativa foliar por unidade de área do solo abaixo da altura z . A equação 1.11 indica que a tensão turbulenta pode ser prevista apenas pelo perfil LAD .

O perfil médio do escoamento com floresta pode ser derivado das equações 1.10 e 1.11 como

$$U_B(z) = U_h \left(\frac{C_d(0)}{C_d(z)} \right)^{\frac{1}{2}} e^{-\frac{1}{2}(LAI-L(z))}, \quad (1.13)$$

onde U_h é a velocidade do escoamento no topo da floresta. Assumindo que o perfil médio de velocidade do escoamento e a tensão de corte são contínuas no topo da floresta ($z = 0$), a velocidade do escoamento e sua derivada com respeito a z da equação 1.13 no topo da floresta, é igual à da equação 1.8, e a tensão de corte da equação 1.11 em $z = 0$ é igual à da equação 1.7, tem-se que

$$u_*^2 = C_d(0)U_h^2, \quad (1.14)$$

$$U_h = \frac{u_*}{\kappa} \quad (1.15)$$

$$d = \frac{2\sqrt{C_d(0)}}{\kappa \left[-\frac{1}{C_d(0)} \frac{\partial C_d(0)}{\partial z} + a(0) \right]}, \quad (1.16)$$

$$z_0 = d \exp \left(-\frac{\kappa}{\sqrt{C_d(0)}} \right) \quad (1.17)$$

Escoamento sobre uma colina suave com floresta

Iremos estudar escoamentos sobre uma sequência de colinas sinusoidais que, adotando a definição de Finnigan and Belcher (2004), podem ser descritas num sistema de coordenadas retangulares (X, Z) como

$$Z_s = \frac{1}{2}H \cos(kX) - h \quad (1.18)$$

onde, Z_s é a altura superficial, H é a altura da colina, $k = \frac{\pi}{2L_h}$, L_h é metade do comprimento da colina a meia altura e h representa a altura da floresta.

Para obter uma solução analítica, são necessários dois pressupostos acerca das colinas. Primeiramente, a inclinação da colina tem de ser suficientemente baixa e as perturbações no estado de *background* (U_B) podem ser resolvidas com equações lineares (estado de *background* será um escoamento sobre uma superfície plana, não perturbado por topografia - como veremos adiante). Em segundo, a colina necessita de ser longa o suficiente. Isto quer dizer que L_h deve ser maior do que $2L_c$ (Poggi and Katul (2008)), onde L_c é a escala de comprimento de ajuste que é igual a $1/(C_{d0}a_0)$, C_{d0} e a_0 são os valores característicos para o coeficiente de arrasto da floresta e o *LAD*, respetivamente.

As relações entre as coordenadas deslocadas (x, z) e o sistema de coordenadas retangular (X, Z) são dadas por

$$x = X + \frac{H}{2} \sin(kX)e^{-kZ}, \quad (1.19)$$

$$z = Z + \frac{H}{2} \sin(kX)e^{-kZ}. \quad (1.20)$$

Com o sistema de coordenadas deslocadas, mais termos aparecem nas equações de turbulência comparativamente com o sistema de coordenadas retangulares. Como resultado a equação que traduz o movimento do escoamento pode ser escrita como,

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (1.21)$$

onde, u e w são as componentes do escoamento nas direções x e z . Respetivamente, p é a pressão cinemática, τ é tensão cinemática turbulenta de corte acima da floresta, na qual é parametrizada usando a teoria do comprimento de mistura.

Em condições normais, as perturbações de pressão na região interior induzidas pela colina suave sinusoidal (Finnigan and Belcher (2004); Jackson and Hunt (1975)) são representadas por

$$\Delta p(x) = -\frac{1}{2}U_0^2 HK \exp(ikx), \quad (1.22)$$

e a pressão horizontal, conduzindo o escoamento ao longo da profundidade da região interior, é

$$PG = Re \left(\frac{\partial \Delta p}{\partial x} \right) = \frac{1}{2}U_0^2 Hk^2 \sin(kx), \quad (1.23)$$

onde, U_0 é a velocidade característica do escoamento na região exterior e é estimada através do escoamento em *background* no comprimento da camada média h_m . De acordo com Hunt et al. (1988a,b) h_m é dado por,

$$\frac{h_m}{L_h} (\ln(h_m/z_0))^{1/2} = 1, \quad (1.24)$$

sendo previsto que L_h é menor que a profundidade da camada limite. A altura da região interior, h_i , é definida por,

$$\frac{h_i}{L_h} \ln(h_i z_0) = 2\kappa^2. \quad (1.25)$$

Assumindo que as perturbações do escoamento que são induzidas pelo terreno são pequenas comparativamente ao escoamento de *background* (escoamento sobre uma superfície plana), a equação 1.21 pode ser linearizada resultando numa velocidade do escoamento dada por,

$$u(x,z) = U_B(z) + \Delta u(x,z), \quad (1.26)$$

onde,

$$\Delta u(x,z) = Re \left\{ -\frac{\Delta p(x)}{U_B(h_i)} \left[1 + \delta \left(1 - \ln\left(\frac{z+d}{h_i}\right) - cK_0\left(2\sqrt{ikL_h \frac{z+d}{h_i}}\right) \right) \right] \right\}, \quad (1.27)$$

com $\delta = 1/\ln(h/z_0)$, e k_0 diz respeito à função modificada de Bessel de ordem 0. A tensão turbulenta é,

$$\tau(x,z) = \tau_B(z) + \Delta \tau(x,z), \quad (1.28)$$

onde

$$\Delta\tau(x,z) = 2\kappa u_*(z+d) \frac{\partial\Delta u(x,z)}{\partial z}. \quad (1.29)$$

A constante de integração c é determinada pelo acoplamento de 1.26 e 1.27 com as soluções para um escoamento com no topo da floresta ($z = 0$). Assumindo que a tensão turbulenta e a velocidade são contínuas em $z = 0$, respetivamente, tem-se

$$C_d(0)[U_B(0) + \Delta u(x,0)]^2 = \tau_B(0) + \Delta\tau(x,0). \quad (1.30)$$

É previsível que o valor exato da constante c (que deve ser independente da posição x e y) pode não ser obtido pois a velocidade do escoamento acima da floresta é linear em PG enquanto não é linear dentro da floresta. Isto deve-se ao facto de serem feitas diferentes simplificações das equações que regem o escoamento acima e dentro da floresta.

1.4.5 Trabalhos que servem de base neste estudo

Escoamento sobre colinas suaves descobertas e com floresta - Estudo experimental - Poggi and Katul (2008).

Com o intuito de avaliar de que forma o espectro de velocidade varia pela ação simultânea topografia e da floresta, foram realizados dois estudos experimentais num canal de água com uma superfície composta por uma sequência de colinas definidas por uma função sinusoidal, sendo que os estudos diferem na cobertura da superfície. Num primeiro ensaio, a experiência foi realizada sobre a superfície descoberta, enquanto que no segundo ensaio foi realizada ao longo de uma densa disposição de hastes simulando uma floresta. O espectro e variação de velocidade destas duas experiências foram comparadas em três camadas: camada média, camada interior e camada superficial sendo que foi usada anemometria laser *Doppler* (LDA-*Laser Doppler Anemometry*) para medir a velocidade em alta frequência e as estatísticas da velocidade destas duas experiências. Na camada média, e para a superfície da floresta, a variação da velocidade longitudinal e vertical (σ_u^2, σ_w^2) tinham ligação com as perturbações de velocidade (Δu) induzidas pelas colinas em torno do chamado estado de *background*, sendo este definido pelo autor como a média longitudinal da velocidade numa superfície plana. Contudo, no caso da superfície descoberta, σ_u^2 e σ_w^2 ficaram fora de fase com Δu por cerca de $L/2$, sendo que L representa metade do comprimento da colina. Dentro da camada da floresta, onde se formou uma zona de recirculação, sugeriu que há um nível de turbulência maior comparado com o que acontece fora da zona de recirculação.

A configuração experimental das duas experiências foi conduzida por uma canal de recirculação com um comprimento de 18 m, 0,90 m de largura, e 1 m de profundidade com as paredes laterais feitas de vidro, permitindo assim o acesso óptico. A altura de água (h_w) foi mantida constante a 0,6 m e um caudal de recirculação estático ($Q_r = 120 \text{ l.s}^{-1}$) foi verificado por constante monitorização. A geometria da sequência das quatro colinas, a profundidade de água e o caudal foram idênticas nestas duas experiências.

A figura 1.5 mostra o $\Delta u(x,z)$ para o caso da superfície descoberta em conjunto com as camadas h_i e h_m . Foi registado dentro da camada média, um incremento de velocidade perto do topo da colina e uma desaceleração nas costas da colina. Essas zonas de aceleração e desaceleração são mais acentuadas na camada interior ($z < h_i$) e estão quase em fase com a superfície da colina. Em contraste a figura 1.6 representa a variação espacial de velocidade $\Delta u(x,z)$ para o caso com floresta. Nesta situação, em vez da altura h_i , a altura da floresta é escolhida como o comprimento característico de escala. É de notar algumas similaridades nos padrões na camada média entre as figuras 1.5 e 1.6. Perto do topo da floresta e do cimo da colina, é possível identificar uma zona de aceleração, onde o Δu atinge o seu valor máximo. Esta extensão espacial é deveras comparável com o comportamento denotado na camada interior acima da colina descoberta. Perto do topo da floresta até perto do fundo do vale é observado uma desaceleração que se mostra similar ao comportamento no caso com a superfície descoberta. Nas costas da colina, uma zona de recirculação é relatada identificando uma região onde $\bar{U} < 0$ e é delineada com uma linha continua na figura 1.6. A previsão da sua ocorrência nesta região, deve-se ao facto de uma interação entre o gradiente médio de pressão longitudinal e uma força de arrasto não linear, não tendo comparação com o caso de superfície descoberta embora a sua semelhança topográfica e condições de escoamento.

Na camada exterior e na parte superior da camada média, o RDT linearizado prevê uma diminuição do σ_u e um simultâneo incremento do σ_w , dado por,

$$\frac{\sigma_u^2(x,z)}{\sigma_{u,b}^2(z)} = 1 - \frac{4}{5} \frac{\Delta u(x,z)}{U_b(z)}, \quad (1.31)$$

$$\frac{\sigma_w^2(x,z)}{\sigma_{w,b}^2(z)} = 1 + \left(\frac{6}{5} - \frac{2R}{5} \right) \frac{\Delta u(x,z)}{U_b(z)}, \quad (1.32)$$

$$R = \frac{\sigma_{u,b}^2}{\sigma_{w,b}^2} \quad (1.33)$$

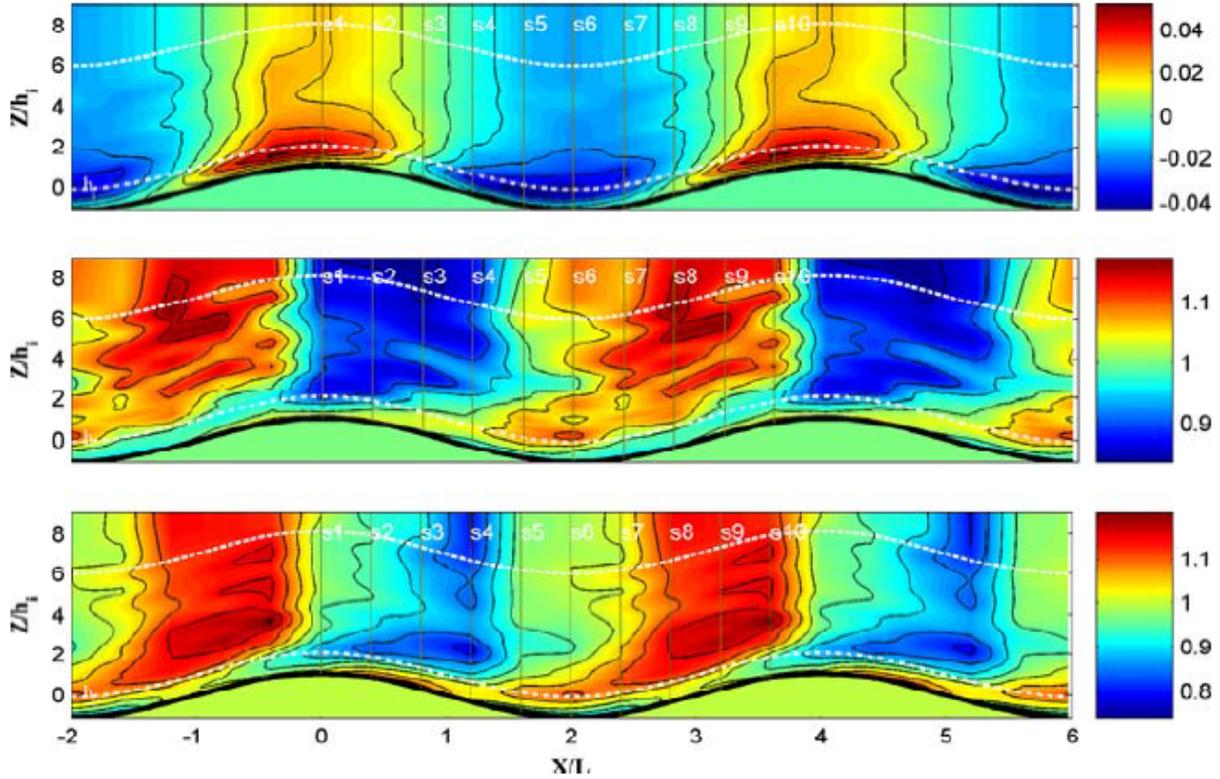


Figura 1.5: *Em cima*: Variação espacial de velocidade para o caso sem florestação, $\Delta u(x,z)$, através de um mapa de cor com o delineamento de h_i (ponto-tracejado) e h_m (linha tracejada), *Centro*: O mesmo que no topo mas para $\sigma_u(x,z)\sigma_{u,b}(z)$, *Em baixo*: mesmo que em cima mas para $\sigma_w(x,z)\sigma_{w,b}(z)$.

onde R é o grau de anisotropia existente no estado de *background* ($R = 1$ é para um escoamento isotrópico), que pode ser obtido através das medições. Para demonstrar o atraso de fase quantitativamente, a figura 1.7 apresenta uma comparação entre as medidas e o RDT linearizado $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ para ambas coberturas da superfície das colinas em 3 alturas distintas, escolhidas perto da camada exterior, perto da camada interna e perto da superfície. Na Figura 1.8 é repetida a mesma análise para $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$. Para o caso com floresta, $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ parece estar em fase com Δu como previsto pelo RDT quando $z \rightarrow h_m$. Contudo, para o caso da superfície descoberta, o atraso é de cerca de $L/2$ e persiste para ambas as estatísticas de velocidade, até quando $z \rightarrow h_m$.

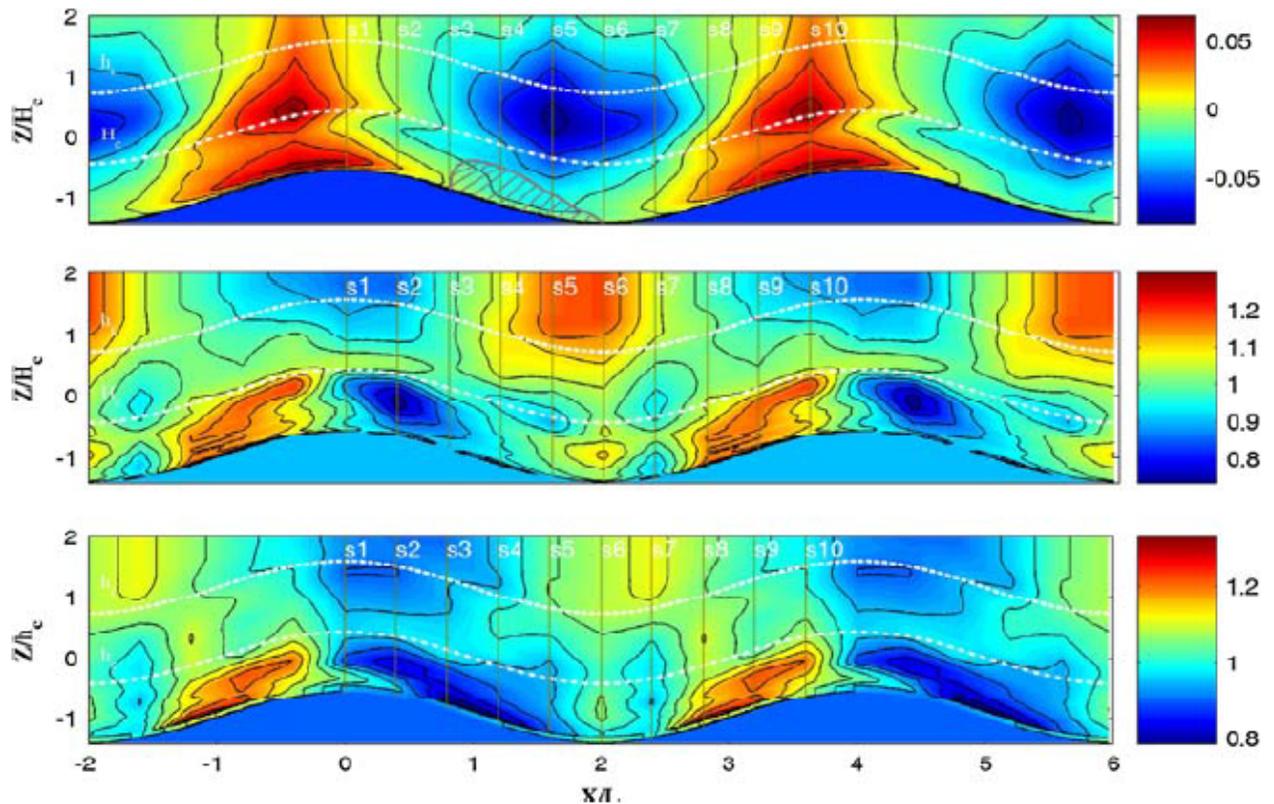


Figura 1.6: O mesmo que na figura 1.5 mas para o caso da superfície com floresta.

Escoamento sobre colinas suave cobertas com floresta dispersa em densa - Simulações numéricas em LES - Patton and Katul (2009)

Para investigar como as perturbações espaciais do primeiro e segundo momento dos campos de velocidade e pressão diferem para o escoamento ao longo de uma cadeia de colinas cobertas com vegetação dispersa ou densa é usado o modelo numérico LES (*large-eddy simulation*). Foram efetuadas duas simulações onde a floresta é composta por um arranjo uniforme de hastes verticais em que a sua altura é comparável com a altura da colina. Na primeira simulação, a densidade das hastes foi escolhida de forma que a maior parte da energia cinética seja absorvida dentro do volume da floresta, e mesmo assim não densa o suficiente para induzir separação nas costas da colina. Numa segunda simulação, a densidade das hastes é suficientemente grande para induzir recirculação dentro da floresta a jusante da colina. Para este caso de escoamento com separação, as zonas com acentuada tensão de corte provocam interferência que persiste até à camada média, “contaminado” a camada média e exterior com gradientes de tensão de corte. O aumento da densidade de

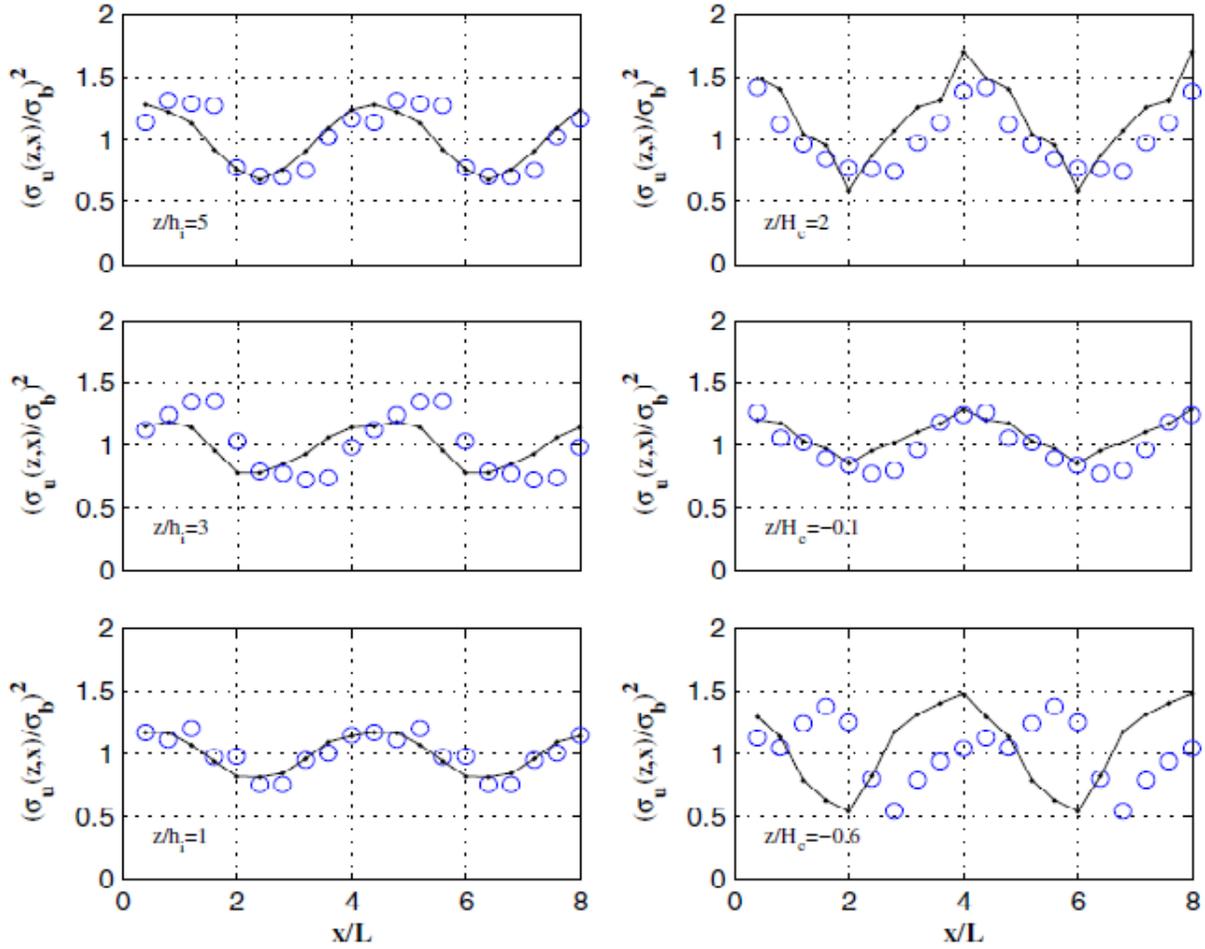


Figura 1.7: Comparação entre $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ medido e modelado para o caso de superfície descoberta (lado esquerdo) e o caso com floresta (lado direito). Painéis de cima são de uma região perto da camada exterior, do meio para regiões perto da camada interna e painéis de baixo para regiões perto da superfície.

floresta não afeta significativamente a relação de fase entre pressão média de superfície e a topografia para as simulações, embora resultados anteriores confirmem que o mínimo da pressão média desloca-se a jusante do topo da colina. O aumento da densidade da floresta e a separação de escoamento associada evidencia ainda mais essa diferença a jusante.

Existindo um gradiente de pressão dentro do volume de floresta, a separação ocorre quando

$$\frac{Z_s}{h_c} = \frac{1}{2\beta h_c} \ln \left(\frac{U_o^2 H}{2U_h^2} k^2 L_c \right) < 1, \quad (1.34)$$

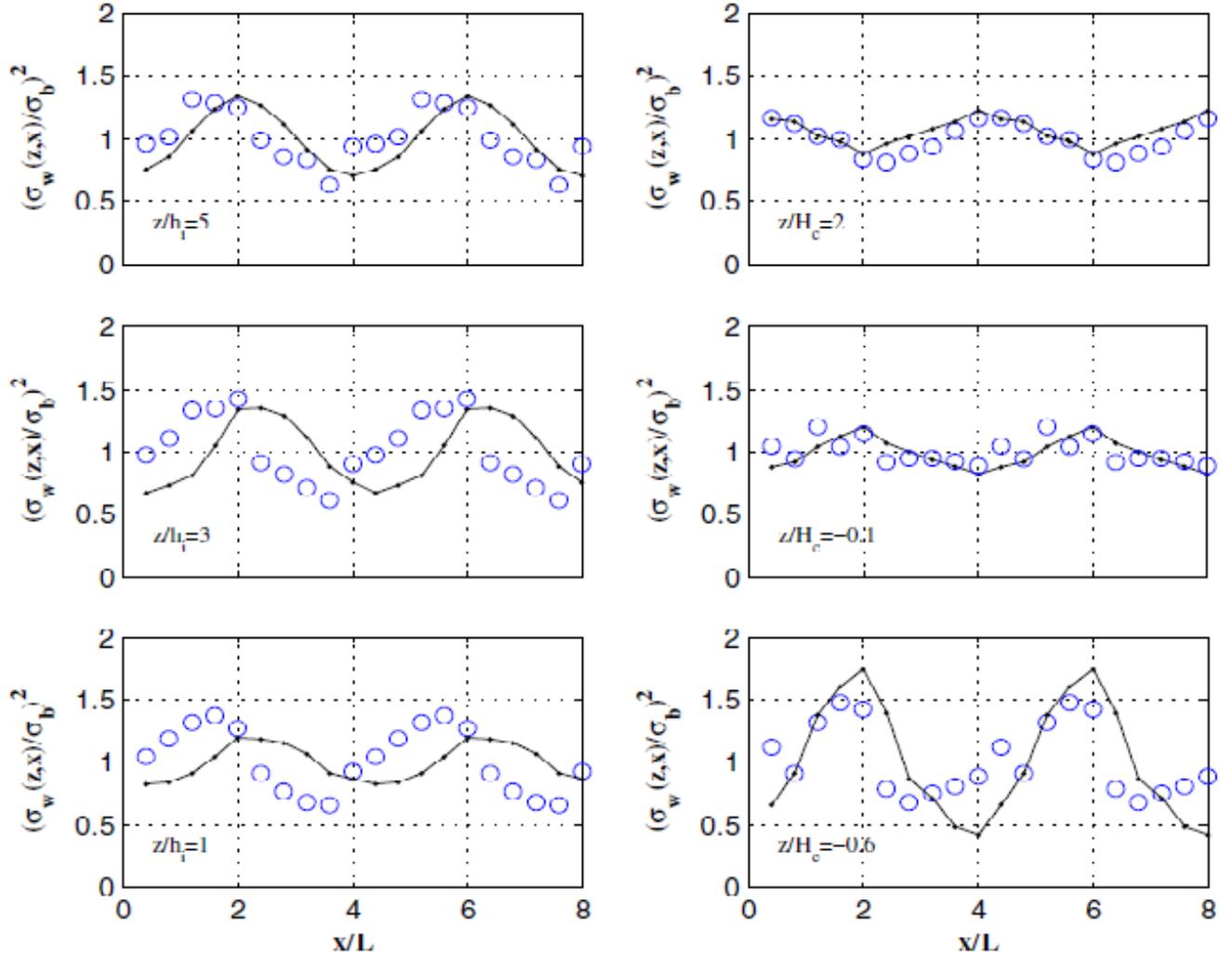


Figura 1.8: O mesmo que na figura 1.7 mas para $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$.

em que Z_s é a profundidade na qual o início da separação ocorre dentro da floresta. e U_0 é a velocidade do escoamento fora da camada limite. A configuração é feita com $L = 80$ m, $u_* = 0,33$ m.s⁻¹ no topo da floresta, $H = 8$ m, $h_c = 10$ m, $C_d = 0,3$, e $\beta = 0,33$ resulta em um $Z_s/h_c > 1$ para 10 hastes.m⁻² e $Z_s/h_c < 1$ para 100 hastes.m⁻² (ver figura 1.9). Conseqüentemente, com base em Finnigan and Belcher (2004) e Poggi and Katul (2008), é antecipado que para $a = 10$ hastes.m⁻², não ocorre recirculação e contrariamente quando o $a = 100$ hastes.m⁻².

Foram usadas condições periódicas de fronteira nas direções horizontais (x e y), sendo que na direção vertical (z) a fronteira superior é especificada como uma tampa rígida sem

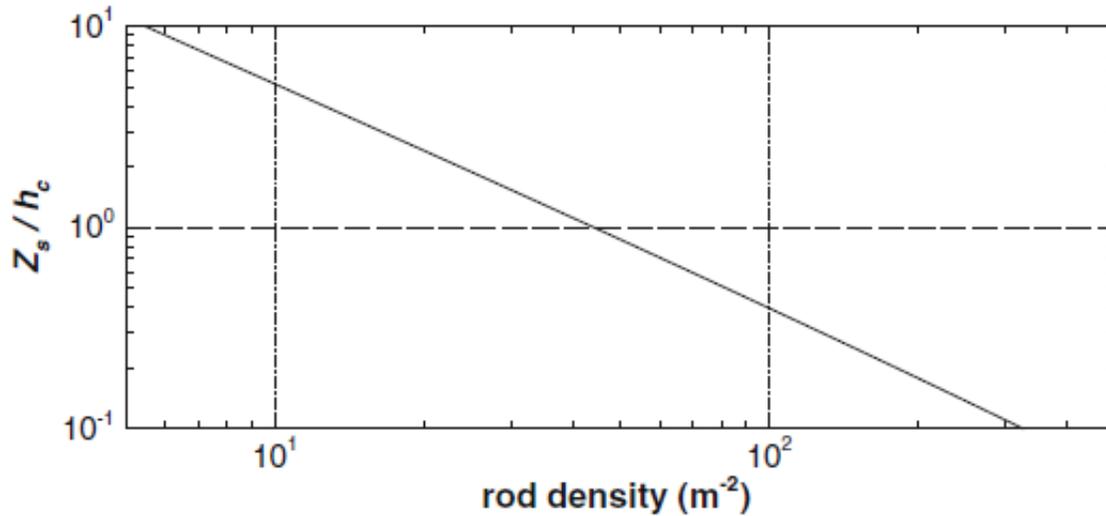


Figura 1.9: Profundidade calculada (linha solid) na qual o inicio da separação ocorre dentro da floresta (Z_s), normalizado pela altura da floresta (h_c) como função da densidade das hastes (a). As duas linhas tracejadas verticais representam as densidades escolhidas para as simulações em LES.

fricção, e a fronteira inferior assume uma formulação de lei de arrasto desde o primeiro ponto da malha com $z_0 = 1 \times 10^{-4}$ m. O escoamento é conduzido por um gradiente específico de pressão longitudinal igual a $1,13 \times 10^{-5}$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$. O domínio é de $640 \text{ m} \times 320 \text{ m} \times 256 \text{ m}$ resolvido por $640 \times 310 \times 128$ pontos da malha (nas direções N_x, N_y, N_z). No espaçamento computacional, o espaçamento horizontal é de 1 m para as direções x e y e um espaçamento constante vertical de 0,5 m é usado para os primeiros 20 pontos da malha. Acima da floresta, a malha é esticada pelo fator de 1,02 para resolver o resto do domínio vertical.

A Figura 1.10 compara a variação espacial derivada do LES do primeiro e segundo momentos do campo de escoamento para o caso com e sem separação. Os resultados em LES confirmam um escoamento com ausência de uma camada com escoamento invertido para $a = 10$ $\text{hastes}\cdot\text{m}^{-2}$ da presença do escoamento invertido para $a = 100$ $\text{hastes}\cdot\text{m}^{-2}$ (retratado pela região com cor roxa nas costas da colina no painel de cima da figura 1.10). Dentro da floresta, a velocidade média do escoamento aumenta na subida até ao cume da colina e então diminui nas costas da face da colina. Também é evidente na figura 1.10 o facto das zonas intensas do σ_u^2 originadas na camada interior são dissipadas rapidamente à medida que a camada média se aproxima quando comparado com o σ_w^2 .

Através do U calculado por LES, o rácio de aceleração acima da floresta é dado por

$$\Delta S(x,z) = \frac{U(x,z) - U_b(z)}{U_b(z)}, \quad (1.35)$$

e está representado na figura 1.11, com $U_b(z)$ dado pelas resultados do LES. Naturalmente, o maior e menor rácio de aceleração são dentro da floresta. Para o caso apresentado, o máximo $\Delta S = 0,18$ ocorre perto do topo da camada interna. Uma série de cálculos laboratoriais reportaram que o máximo $\Delta S = 0,28 \rightarrow 0,30$ para escoamento ao longo de colinas isoladas sem uma floresta relativamente alta. Contudo é importante perceber, a diferença ente o máximo ΔS não pode ser separado da definição adotada aqui do U_b .

A figura 1.12 apresenta a variação espacial normalizada, $\Delta u(x,z)$ e as variações de desvio padrão de velocidade, $\Delta\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\Delta\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$. São considerados quatro níveis para uma inspeção mais próxima das relações de fase. Nesta figura é sugerido o porquê do RDT não ter completamente explicado a relação de fase entre $\Delta u(x,z)$, $\Delta\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, $\Delta\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$. As perturbações de tensão de corte (e seus gradientes verticais) não são completamente dissipados acima de h_m e eles retém alguma estrutura longitudinal coerente.

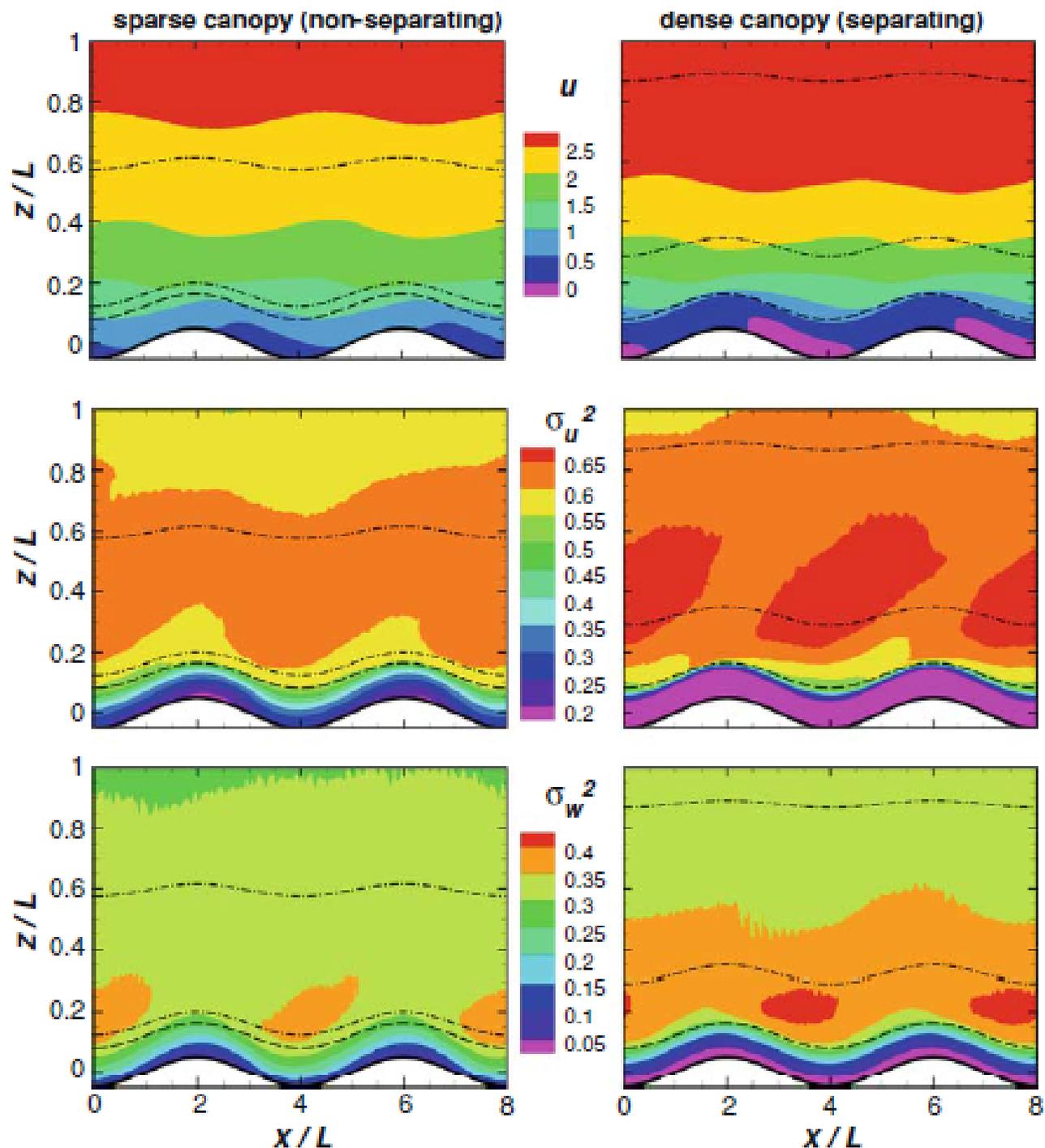


Figura 1.10: Variação espacial da estatística do escoamento para os casos sem recirculação (painéis esquerdos) e com recirculação (painéis direitos). *Topo*: velocidade média (m.s^{-1}) *Centro*: desvio padrão da velocidade longitudinal (m.s^{-1}) *Em baixo*: desvio padrão da velocidade vertical (m.s^{-1}).

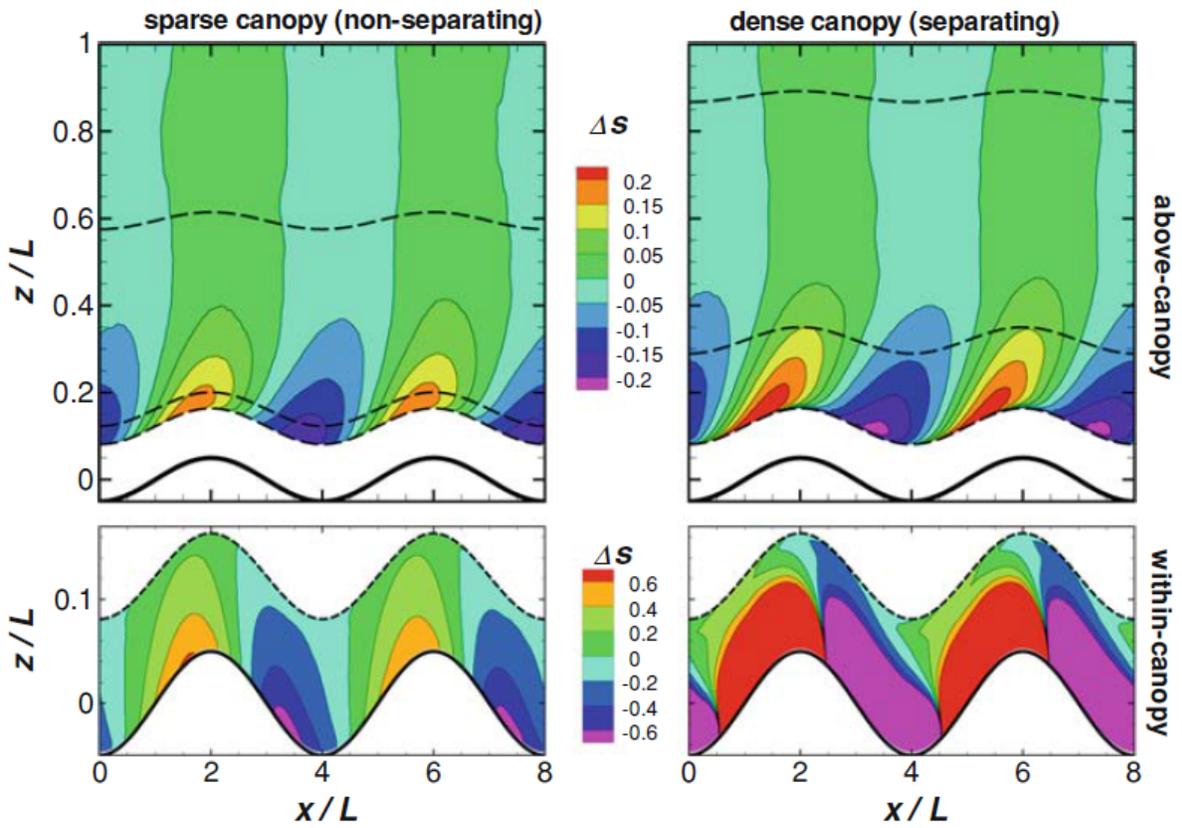


Figura 1.11: Variação espacial do rácio de aceleração acima da floresta para o caso sem recirculação (esquerda) e com recirculação (direita).

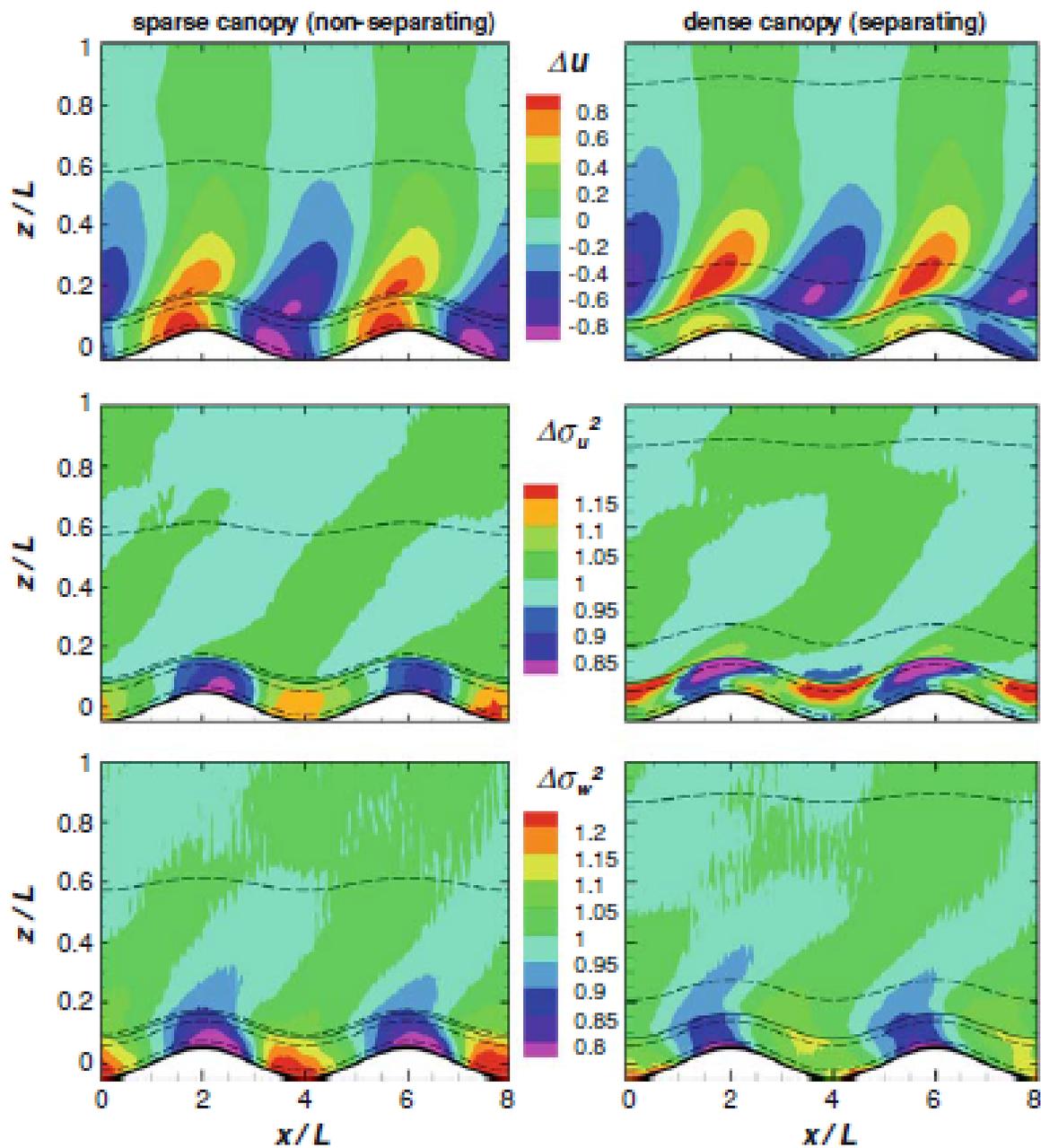


Figura 1.12: O mesmo que na figura 1.11 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de *background*.

Capítulo 2

Modelos matemáticos e técnicas numéricas

2.1 Introdução

A maior parte dos problemas da engenharia envolvem escoamentos turbulentos. Tais escoamentos demonstram-se altamente instáveis e contém uma grande variedade de escalares. Devido à sua imprevisibilidade, tem sido costume trabalhar com as quantidades médias das equações governamentais, como a velocidade média e o grau de dissipação. Os modelos matemáticos para escoamentos incompressíveis são a abordagem usada neste trabalho para o estudo do escoamento do vento na atmosfera e que são baseados nas equações diferenciais da continuidade e nas equações de conservação da quantidade de movimento conhecidas por equações de Navier-Stokes.

A origem do modelo RaNS (*Reynolds averaged Navier-Stokes*) data ao século dezanove quando foi publicada por Reynolds a sua pesquisa sobre a turbulência (Reynolds, 1895). Consequentemente foram desenvolvidos outros modelos com base no modelo RaNS sendo que o mais importante neste trabalho foi o desenvolvimento do modelo de turbulência $k-\varepsilon$ por Launder and Spalding (1974). O modelo de duas equações $k-\varepsilon$ descreve que as tensões turbulentas dependem da energia cinética turbulenta, k , e do fator de dissipação de energia cinética turbulenta, ε .

Este trabalho foi elaborado no software CFD *Windie*, que inclui este modelo de turbulência. É um software destinado ao estudo de implementação de parques eólicos, e que tem por base o código desenvolvido por F.A.Castro. (1997) incluindo desenvolvimentos

posteriores, nomeadamente a inclusão de um modelo de floresta (Lopes da Costa, 2007). Esta ferramenta numérica usa o método dos volumes finitos para simular o escoamento atmosférico em orografias e elementos topográficos complexos.

2.2 Equações Fundamentais

Através de equações diferenciais que surgem da aplicação de leis fundamentais da física podemos obter as soluções numéricas de escoamentos. O movimento de um fluido incompressível corresponde às leis da conservação da massa,

$$\frac{dm}{dt} = 0, \quad (2.1)$$

e da segunda lei de Newton, ou lei da conservação do movimento linear ($m\vec{V}$),

$$\frac{d(m\vec{V})}{dt} = \sum \vec{F}_i, \quad (2.2)$$

em que m representa a massa de um sistema de fluido¹, \vec{V} o vector velocidade do escoamento e \vec{F}_{ext} as forças externas aplicadas a um sistema de fluido.

Através de uma decomposição de Reynolds pode-se obter as equações da quantidade de movimento linear para uma situação de turbulência estatisticamente estacionária. Isto quando aplicado a uma porção de fluido, obtemos as equações de *Navier-Stocks*,

$$\frac{\partial(\rho u_i)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_i u_j)}{\partial x_j} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} - \frac{\partial p}{\partial x_i} + F_i, \quad (2.3)$$

onde u_i são as componentes da velocidade, x_i representa as coordenadas cartesianas, ρ a densidade do fluido, t representa o espaço temporal e F_i diz respeito às componentes das forças externas que atuam sobre o fluido.

O tensor das tensões de um fluido incompressível e Newtoniano é dado por,

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.4)$$

Existem várias técnicas numéricas para resolução destas equações de entre as quais se destacam:

¹Sistema de fluido corresponde a um conjunto de parcelas de fluido com aproximação a meio contínuo.

- ▶ DNS - *Direct Numerical Simulation*
- ▶ LES - *Large-Eddy Simulation*
- ▶ RaNS - *Reynolds averaged Navier-Stokes*

Observando a figura 2.1 pode-se obter uma percepção simplista dos campos de resolução e modelação destas 3 técnicas. Através do método DNS é possível obter a solução "direta" do comportamento do escoamento, captando detalhadamente o seu movimento. Este tipo de ferramenta envolve requisitos computacionais elevados e que aumentam para números Reynolds superiores devido à diminuição da duração e comprimento dos menores turbilhões. Na técnica LES para aliviar parte do peso computacional é dada prioridade aos movimentos das estruturas turbulentas mais importantes baseando-se num filtro espacial de equações. Os turbilhões com "interesse" são explicitamente calculados enquanto que o efeito causado pelos pequenos turbilhões no escoamento é tido em conta através de estimativas de um modelo de sub-malha.

Relativamente ao modelo RaNS, que é o modelo base deste trabalho, as propriedades do escoamento são decompostas num valor médio e numa flutuação com relação à turbulência não havendo requisitos especiais no que diz respeito ao intervalo de tempo de integração e volume controlo. Sendo este método o mais utilizado mais correntemente na indústria,

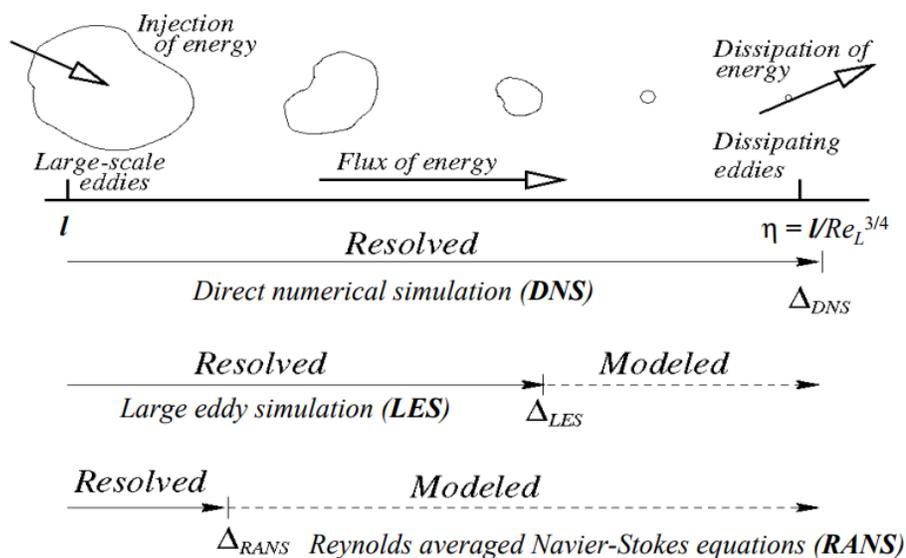


Figura 2.1: Campo de resolução e modelação dos métodos DNS, LES e RaNS. De Bakker (2002).

devendo-se principalmente ao menor “custo” computacional comparadamente aos outros métodos, o método RaNS não necessita da resolução tridimensional das equações de *Navier-Stokes*, permitindo através de malhas mais leves a nível computacional, fazer uma análise axissimétrica. Dada a importância do modelo RaNS neste trabalho, o próximo sub-capítulo será dedicado a uma explicação mais detalhada sobre este.

2.3 Modelo RaNS

Segundo este método, a velocidade instantânea de um escoamento turbulento é obtida a partir de dois termos: um termo e componente média e uma componente de flutuação, tal como é mostrado na Figura 2.2.

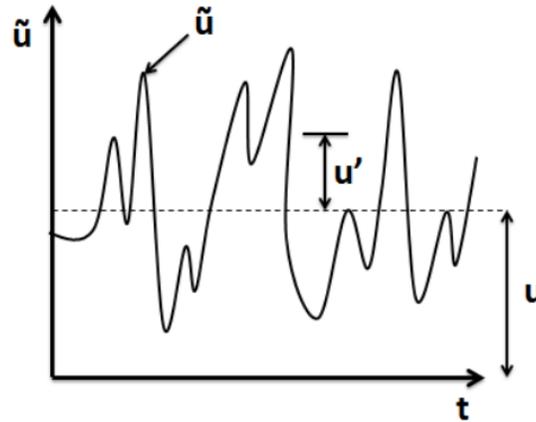


Figura 2.2: Representação esquemática da decomposição de Reynolds. Adaptado de Landers (2016).

Desta forma, a velocidade instantânea segundo a direção i é dada pela equação,

$$u_i = U_i + u'_i, \quad (2.5)$$

onde u'_i representa a flutuação turbulenta do termo u_i .

No caso deste trabalho, vão ser analisados escoamentos do tipo estacionário. Através da equação da continuidade 2.2 e da equação de *Navier-Stokes* 2.3, depois da média e decomposição de *Reynolds* 2.5 temos,

$$\frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0, \quad (2.6)$$

$$\rho \frac{\partial U_i U_j}{\partial x_j} = -\frac{\partial P}{\partial x_i} - \rho \frac{\partial \overline{u'_i u'_j}}{\partial x_j} + \frac{\partial T_{ij}}{\partial x_j} + F_i, \quad (2.7)$$

em que T_{ij} é o tensor das tensões da viscosidade molecular,

$$T_{ij} = \mu \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.8)$$

e onde ρ e μ representam respetivamente a densidade e a viscosidade dinâmica do ar. O termo $\overline{u'_i u'_j}$ representa o conjunto médio do produto das partes flutuantes da velocidade, ou seja, as tensões de Reynolds ($\sigma_{ij} = -\overline{u'_i u'_j}$). O termo F_i diz respeito a uma força que é exercida sobre o fluido que neste trabalho representa a força de arrasto exercida pela florestação.

2.3.1 Modelo de Turbulência $k - \varepsilon$

O modelo $k - \varepsilon$ é o modelo mais comum para simular as principais características do escoamento para condições de escoamento turbulentas. Este apresenta como vantagens a sua relativa simplicidade de implementação, que conduz a cálculos estáveis que convergem com facilidade através de baixos recursos computacionais e provisiona conclusões razoáveis para muitos dos escoamentos. Segundo Launder and Spalding (1974) o modelo $k - \varepsilon$ define a viscosidade turbulenta (μ_t) como

$$\mu_t = \rho C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon}, \quad (2.9)$$

onde C_μ representa uma constante adimensional que relaciona a tensão de cisalhamento turbulenta e a energia cinética turbulenta:

$$C_\mu \equiv \sqrt{\frac{\tau_{xz}}{\rho k}}. \quad (2.10)$$

O escalar k diz respeito à energia cinética turbulenta,

$$k = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}), \quad (2.11)$$

e o escalar ε representa a sua taxa de dissipação que através das equações 2.6 e 2.7 pode ser obtido por 2 equações,

	C_μ	σ_k	σ_ε	$C_{\varepsilon 1}$	$C_{\varepsilon 2}$
Standard	0.090	1.00	1.30	1.44	1.92
Atmosférico	0.033	1.00	1.85	1.44	1.92

Tabela 2.1: Constantes do modelo $k - \varepsilon$.

$$\rho \frac{\partial U_i k}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right] + P_k - \rho \varepsilon + S_k, \quad (2.12)$$

$$\rho \frac{\partial U_i \varepsilon}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\left(\mu + \frac{\mu_t}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right] + \frac{\varepsilon}{K} (C_{\varepsilon 1} P_k - C_{\varepsilon 2} \rho \varepsilon) + S_\varepsilon, \quad (2.13)$$

com a produção mecânica turbulenta dado por,

$$P_k = \sigma_{ij} \frac{\partial U_i}{\partial x_j}, \quad (2.14)$$

e a tensão de Reynolds, σ_{ij} dado por,

$$\sigma_{ij} = -\frac{2}{3} \rho k \delta_{ij} + \mu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right). \quad (2.15)$$

Os termos σ_k e σ_ε unem a difusividade de k e ε com a viscosidade turbulenta e as constantes adimensionais $C_{\varepsilon 1}$ e $C_{\varepsilon 2}$, havendo assim proporcionalidade de termos na equação 2.13. Nas equações do modelo $k - \varepsilon$, 2.12 e 2.13, os termos S_k e S_ε são termos “fonte” que dizem respeito à influência de uma possível floresta no escoamento. As constantes adimensionais C_μ , σ_k , σ_ε , $C_{\varepsilon 1}$, $C_{\varepsilon 2}$, ajustam o modelo e são obtidas empiricamente. Na tabela 2.1 podemos ver o conjunto de valores tipicamente usado para estas constantes obtidos por Launder and Spalding (1974).

2.3.2 Modelo com Floresta

O escoamento do vento pode ser facilmente modelado para terrenos simples (relativamente plano, pequena vegetação), mas que em zonas com grande floresta são mais difíceis de reproduzir e compreender.

No modelo RaNS, a presença de floresta é descrita na equação da quantidade de movimento como uma força de arrasto (F_i equação 2.7) e nas equações da turbulência como

sendo termos fontes de produção de turbulência (S_k equação 2.12) e de dissipação de turbulência (S_ε na equação 2.13). Segundo Katul et al. (2004) a fórmula padrão que representa a força de arrasto F_i , ignora o atrito viscoso relativamente ao atrito da forma resultando em

$$F_i = -C_D a(z) \rho U_i^2, \quad (2.16)$$

onde C_D representa o coeficiente de arrasto que pode variar entre 0,1 e 0,3 (Katul et al. (2004)) e $a(z)$ corresponde ao valor LAD. Segundo Belcher et al. (2003) o comprimento de ajuste L_c pode ser obtido por

$$L_c = C_D \times LAD. \quad (2.17)$$

O termo S_k aparece na equação 2.12 devido aos elementos da floresta que provocam alterações no movimento principal do escoamento e geram conseqüentemente turbulência que segundo Raupach et al. (1981), tem uma dissipação rápida,

$$S_k = \rho C_z (\beta_p U_i^3 - \beta_d U_i k), \quad (2.18)$$

e como referido em Katul et al. (2004) o termo S_ε é o mais ambíguo no modelo $k - \varepsilon$ sendo que o modelo proposto por vários autores é

$$S_\varepsilon = \rho C_z \left(C_{\varepsilon 4} \beta_p \frac{\varepsilon}{k} U_i^3 - C_{\varepsilon 5} \beta_d U \varepsilon \right), \quad (2.19)$$

em que é definido $C_z = C_D a(z)$ como coeficiente de arrasto efetivo. Lopes da Costa (2007) concluiu que o conjunto de parâmetros do modelo $k - \varepsilon$ que mais se adequam para simular escoamentos sobre floresta são $\beta_p = 0,17$, $\beta_d = 3,37$ e $C_{\varepsilon 4} = C_{\varepsilon 5} = 0,9$.

O objetivo deste trabalho consiste em verificar a adequação deste modelo de floresta à simulação de escoamentos sobre colinas suaves florestadas.

Capítulo 3

Procedimentos desenvolvidos

3.1 Introdução

Neste capítulo são apresentadas as ferramentas de pré-processamento e pós-processamento e os procedimentos para simular dois escoamentos bidimensionais de ar sobre uma sequência de colinas suaves.

Numa primeira parte são apresentados os procedimentos para reproduzir um escoamento de ar que se desenvolve ao longo de uma topografia, num caso sem floresta e num outro, com floresta. Este escoamento é inicialmente desenvolvido ao longo de uma zona plana e de seguida é perturbado por quatro colinas caracterizadas como suaves, com a finalidade de comparar variação espacial da velocidade média com um trabalho experimental em túnel de água (Poggi and Katul (2008)) desenvolvido ao longo de uma série de estudos

Na segunda parte deste trabalho, são apresentados os procedimentos para reproduzir um escoamento com uma topografia semelhante à referida anteriormente mas em que são efetuados 2 cálculos sobre floresta: um em que se utiliza uma floresta classificada como dispersa e outro em que se utiliza uma floresta densa. A topografia possui uma zona plana com uma extensão considerável e de seguida seis colinas suaves. O trabalho de Patton and Katul (2009) desenvolvido através do modelo LES serve neste caso como termo de comparação para os os resultados obtidos neste trabalho.

Para executar todos os testes e simulações foi utilizado o software *Windie*, um programa com finalidade de estudo de escoamentos sobre topografias complexas para implementação

de parques eólicos. Este possui um modelo de floresta complexo que permite fazer uma descrição vertical pormenorizada e simular com rigor os seus efeitos no escoamento. Foram realizadas diversas simulações, tendo sido ajustados vários parâmetros ao longo do trabalho de forma a obter resultados comparáveis com os resultados dos trabalhos citados.

3.2 Espectro de velocidades sobre colinas suaves com e sem florestação

3.2.1 Procedimentos de Pré-Processamento

Caracterização da Topografia

A topografia a reproduzir consiste na topografia utilizada no trabalho experimental (Poggi and Katul (2008)). Neste foram realizadas duas experiências num canal com uma sucessão de quatro módulos de colina, uma delas com superfície descoberta enquanto que a outra é coberta simulando uma floresta densa. A forma das quatro colinas foi dada por uma função sinusoidal,

$$f(X) = \frac{H}{2} \cos(\beta X), \quad (3.1)$$

em que H corresponde à altura da colina, L é metade do comprimento da colina, $\beta = \pi/(2L)$ é o comprimento de onda da colina e X é a distância longitudinal (Figura 3.1). No espaço de entrada do domínio do túnel e a zona de testes foi acrescentado uma grelha para impor um perfil de velocidade semelhante ao esperado numa camada limite completamente desenvolvida. Os últimos 4 m antes da primeira colina foram cobertos com floresta densa com altura e densidade idêntica à floresta nas colinas. A floresta é na realidade representada por hastes verticais cilíndricas, como veremos adiante.

A velocidade longitudinal (u) e vertical (w) foram medidas no terceiro módulo da

	X_{min}	X_{max}	H	L	β
Poggi and Katul (2008)	-10	4,8	0,08	0,8	2
Presente trabalho	-2000	960	16	160	0,01

Tabela 3.1: Dimensões da topografia em metros.

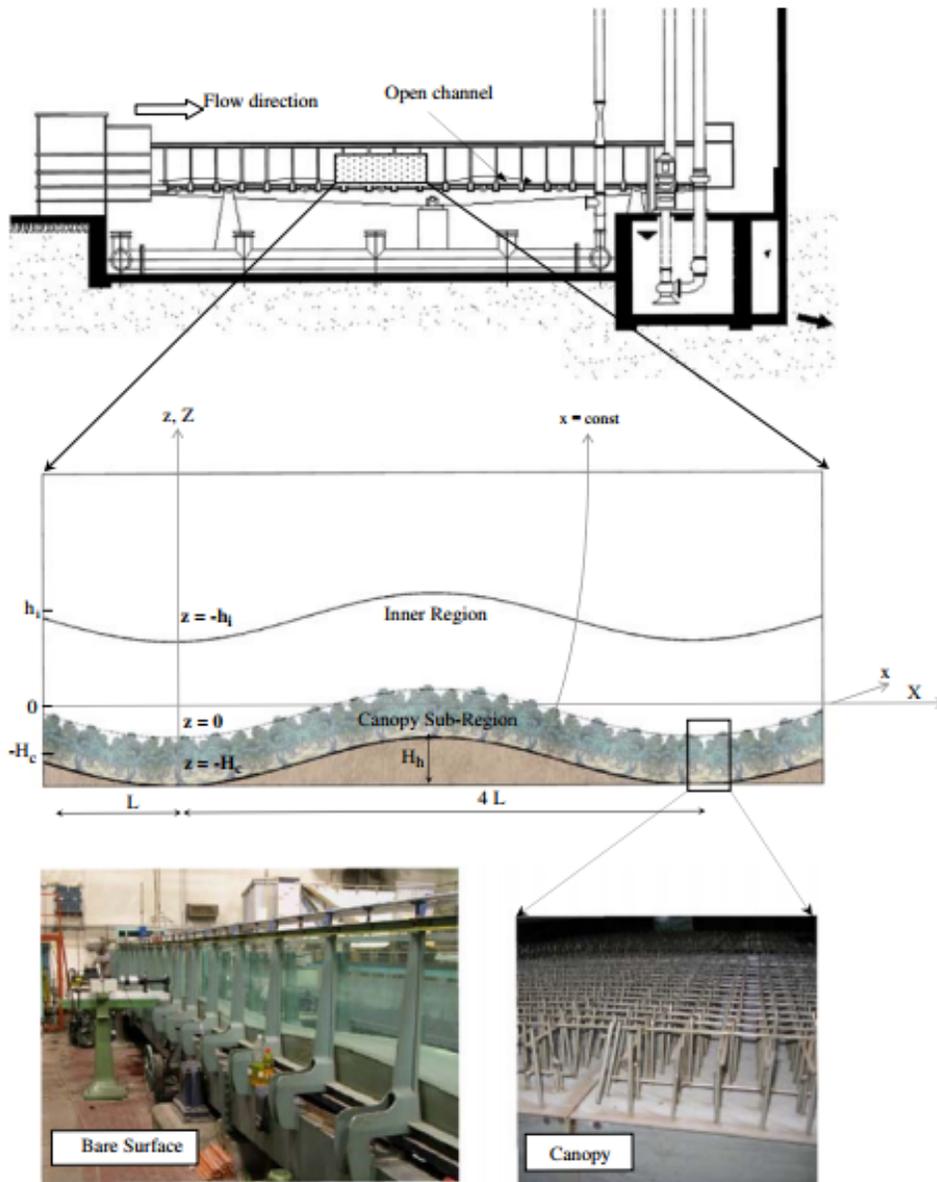


Figura 3.1: Em cima: Vista lateral da zona de teste do canal. Centro: Representação do sistema de coordenadas $(x; z)$ em relação às dimensões da colina $(H; L)$ e altura da floresta (H_c) . Em baixo: Fotografias dos módulos de colinas sem florestação à esquerda e à direita o modelo usado como floresta. De Poggi and Katul (2008).

colina em ambas as experiências, uma vez que medições preliminares no segundo e quarto módulo demonstraram gamas de valores muito idênticas para ambas as coberturas da superfície(Poggi and Katul, 2008).

Neste nosso trabalho, a reprodução da topografia teve em conta todos os detalhes de interesse para que os resultados obtidos fossem equiparáveis. As dimensões referidas na equação 3.1 e dependentes desta foram multiplicadas por um fator de 200 vezes para que se assemelhassem às dimensões de uma topografia real. Foi então definida uma sequência de quatro colinas com uma altura H de 16 m e o comprimento L de 160 m que resulta num comprimento de onda β de 0,01 m (Tabela 3.1). Na secção de entrada foi definido que a zona plana teria um comprimento longitudinal de 400 m até ao início da primeira colina. O perfil do escoamento na entrada é definido pela equação 1.1 e à priori esta distância seria suficiente para que o escoamento se adaptasse à rugosidade da superfície, ou sobretudo ao impacto com a floresta densa.

Definição da Floresta

A estrutura usada em Poggi and Katul (2008) para simular a floresta está representada na Figura 3.1 e é composta por uma estrutura de cilindros (hastes). As hastes encontram-se igualmente espaçadas entre si e com uma densidade (η) que será suficiente para produzir um coeficiente de arrasto (C_d) próximo de 0,2. Outro pormenor importante a considerar será a distribuição vertical da área das hastes, que de acordo com o autor não é constante com a altura, estando mais concentrada no primeiro terço e constante abaixo deste (Figura3.1).

A primeira abordagem é utilizar o valor de $a(z)$ obtido diretamente pela relação que representa a densidade constante com a altura total da floresta. Numa segunda análise, observando a figura 3.1 é perceptível que existem hastes horizontais na zona superior, representando a zona mais densa no terço superior. Através de Poggi and Katul (2007), trabalho anteriormente executado nas mesmas condições, é descrito que a densidade no terço superior é quatro vezes superior.

A configuração da floresta, no software *Windie*, foi feita numa primeira parte no ficheiro `canopycfg` no diretório `/preproc` onde é definido o número de zonas de floresta (manchas florestadas sobre o terreno), o coeficiente de arrasto C_d e o parâmetro α de cada zona de floresta (α é a média vertical da *Leaf Area Density*, $a(z)$). Foi estabelecido para todas as simulações uma única zona de floresta, em toda a extensão do domínio e o valor de α dependente da configuração de cada simulação. Algumas simulações iniciais foram feitas com $a(z)$ constante em z . No entanto, posteriormente foram simulados casos com duas zonas verticais de $a(z)$. Nestes casos, o valor de $a(z)$ da zona superior foi introduzido através de uma alteração no código de pré-processamento do software *Windie*.

z/H_c	LAD1	LAD2	LAD3	LAD4
0 - 0,66	0,025	0,05	0,125	0,25
0,66 - 1	0,1	0,1	0,5	1

Tabela 3.2: Distribuição da densidade de área foliar usada no escoamento das várias simulações.

As simulações periódicas foram desenvolvidas para comparar com os resultados de Poggi and Katul (2008) e a floresta foi configurada com base num diâmetro (d_r) de 0,8 m e uma altura média (H_c) de 20 m. Foram escolhidas diferentes distribuições do parâmetro de área foliar (LAD) que estão apresentadas na tabela 3.1. Os vários parâmetros foram definidos de forma a fazer uma comparação de vários resultados e encontrar o melhor termo de comparação com o resultado experimental.

Geração da Malha

Na fase de pré-processamento correspondente à geração das malhas de cálculo é necessário ter em consideração a gestão dos recursos computacionais a utilizar. A malha utilizada foi definida de forma a ter um menor refinamento nas zonas de menor interesse ou com uma menor necessidade de detalhe enquanto que nas zonas próximas da superfície e ao longo da floresta foi utilizada uma malha mais refinada de forma a obter cálculos mais precisos.

A geração da malha no software *Windie*, consistiu em gerar na pasta `/preproc` um ficheiro que descreve a topografia (`topo.dat`) e outro que descreve a rugosidade do terreno (`roug.dat` - neste caso, consideramos um valor uniforme z_0). Com a ajuda do software *MS Excel*, estes ficheiros foram gerados a partir de 3 colunas correspondentes a XYZ, a primeira dando a longitude, a segunda a latitude (ambas geradas com intervalos de uma unidade) e por último a altura do terreno em metros que foi definida a partir da equação 3.1. O resultado foi uma malha com dimensões `nij` igual a 2961 e `njt` igual a 201. O domínio definido foi de $2890 \times 190 \text{ m}^2$ e com 600 m de altura sendo que o tamanho dos volume de controlo (`cofx,cofy`) foi no mínimo 20 m no ponto de origem ($x,y = 0,0$) e expande-se até ao bordo da malha gerando $200 \times 10 \times 65$ volumes de controlo, perfazendo um domínio total de 130000 volumes de controlo. A magnitude de rotação da malha é de 270 graus relativamente à origem.

Com os parâmetros de pré-processamento definidos foi gerada a malha 2D do terreno

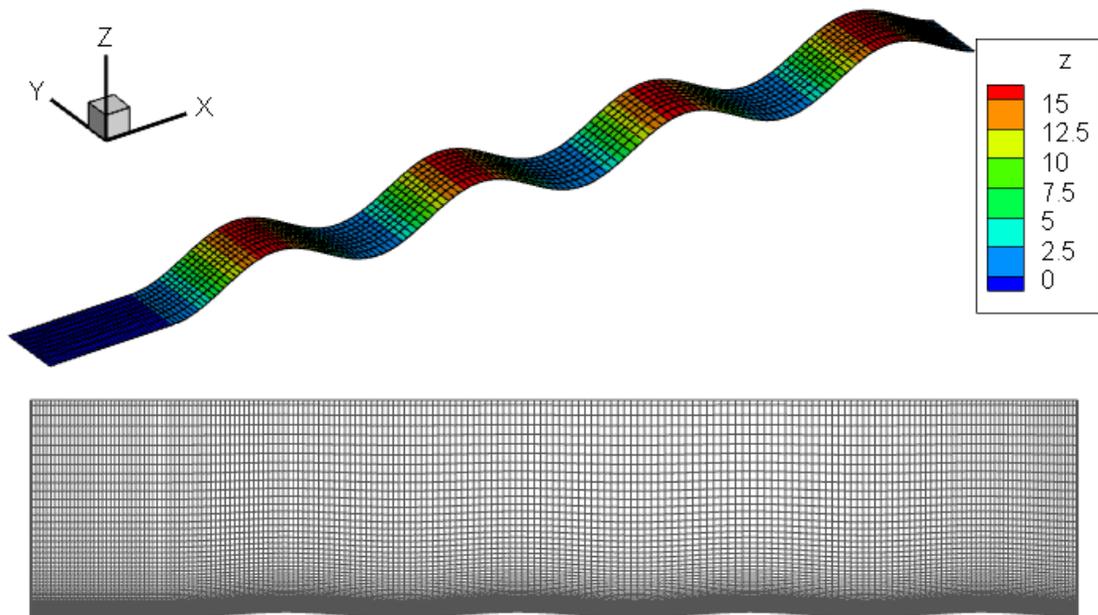


Figura 3.2: *Em cima:* Resultado da malha 2D da topografia. *Em baixo:* Resultado da malha 3D no plano de vista $Z - X$ com refinamento junto à superfície.

(Figura 3.2) através do comando `gsrf3` e a malha da rugosidade da superfície com o comando `groug`. Tendo-se obtido a malha superficial, a malha tridimensional (Figura 3.2) foi gerada a partir do comando `gmesh`, produzindo um ficheiro `windie.msh.nc` no diretório `mesh` e outro para uma possível visualização no diretório `preproc/tecplot`. Nos casos em que existia floresta na simulação, o comando `gcnpv` foi executado, processando a informação do ficheiro `cano.dat`, para modelar a floresta em causa no interior da malha tridimensional.

Condições de Fronteira e Modelo de Turbulência

A configuração das condições de fronteira foi efetuada a partir ficheiro `windie.cfg`. O escoamento de entrada consiste num perfil logarítmico obtido através da equação 1.1 com uma camada limite com uma espessura $\delta = 1500$ m, usando um coeficiente de rugosidade da superfície $z_0 = 0,05$ m e uma velocidade fricção $u_* = 0,4$ m/s. Foi utilizada uma rotina que re-introduziu o escoamento à saída da zona plana no seu início com o objetivo de obter um perfil de velocidade diferente do imposto inicialmente, já ajustado à rugosidade e floresta (nos casos em que esta existe) em toda a extensão da zona de entrada, antes da primeira colina. Daqui resultou numa velocidade do escoamento fora da camada limite de

$k - \varepsilon$	C_μ	σ_k	σ_ε	$C_{\varepsilon 1}$	$C_{\varepsilon 2}$
Atmosférico	0,033	1,00	1,85	1,44	1,92

Tabela 3.3: Constantes do modelo $k - \varepsilon$.

$U_\infty \approx 10 \text{ m.s}^{-1}$. A fronteira superior consistiu numa tampa rígida de atrito nulo.

O modelo de turbulência utilizado foi o modelo $k - \varepsilon$ atmosférico anteriormente referido, em que os coeficientes do modelo se encontram na tabela 3.3. No geral estes são os valores usados para escoamentos atmosféricos; no entanto houve um caso em que se decidiu testar o C_μ igual a 0,09 na simulação correspondente ao LAD1 na tabela 3.2 de forma a perceber de que forma este parâmetro influencia os resultados.

3.2.2 Procedimentos de Pós-Processamento

Após as simulações terem terminado com sucesso, ou seja, quando o valor máximo para todos os erros residuais é alcançado dentro do número máximo de iterações especificado, foram produzidos os ficheiros de resultados na pasta `results`. Todos os processos de pós-processamento foram executados dentro da pasta `postproc`.

Para fazer uma análise de todo o campo 3D dos resultados da simulação executou-se o comando `tecn_st`, produzindo um ficheiro adicional na pasta `results` com a designação `total3d.plt`, num formato compatível com uma ferramenta de pós-processamento utilizada para visualizar e analisar os dados da simulação.

Para a representação dos dados e sua comparação com Poggi and Katul (2008) foi necessário um posterior processamento dos resultados do escoamento bidimensional. A influência das variações da topografia na estatística do escoamento médio e turbulento foram quantificadas por este autor através de uma decomposição das variáveis do escoamento em um estado de fundo não perturbado e um estado perturbado produzido pelas variações da topografia.

O “estado de fundo” é definido em Poggi and Katul (2007), sendo que a velocidade do escoamento U é decomposta da seguinte forma,

$$U(x, z) = U_b(z) + \Delta u(x, z), \quad (3.2)$$

em que $U_b(z)$ corresponde ao perfil vertical de velocidade numa muito extensa região plana, não perturbada por colinas. Subtraindo a velocidade nas colinas pelo estado de background U_b obtém-se a diferença de velocidade Δu que representa a perturbação das colinas relativamente a um escoamento numa topografia plana. Nas nossas simulações usamos como $U_b(z)$ o perfil obtido na região inicial plana, num local afastado das colinas para que estas não tenham interferência. De referir que, devido à realimentação do perfis de entrada com os perfis de velocidades no final da zona plana, no final de cada simulação estes perfis correspondem aos que se obteriam numa zona plana muito extensa.

Para a obtenção das variâncias das componentes da velocidade a partir dos resultados das nossas simulações (em RaNS) presumiu-se um estado de isotropia, em que podemos definir

$$\sigma_u^2 = \frac{2}{3}k - 2\nu_t \frac{\partial U}{\partial x}, \quad (3.3)$$

$$\sigma_w^2 = \frac{2}{3}k - 2\nu_t \frac{\partial W}{\partial x}. \quad (3.4)$$

De referir que, ao se utilizar esta formulação estamos a fazer uma aproximação, uma vez que nos escoamentos reais haverá sempre algum grau de anisotropia na turbulência, ou seja, a flutuação em torno dos valores médios das várias componentes da velocidade não é uniforme.

3.3 Perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa

3.3.1 Procedimentos de Pré-Processamento

Caracterização da Topografia

Este caso de estudo envolve uma topografia desenvolvida segundo Patton and Katul (2009) onde foram realizadas duas simulações com uma fronteira inferior composta por uma sucessão de duas colinas. Uma das simulações utilizou uma floresta dispersa e outra uma floresta densa. A forma das colinas foi dada pela função sinusoidal 3.1, semelhante à usada nas simulações em que se estuda o trabalho de Poggi and Katul (2008). Neste caso foi utilizado o mesmo procedimento referido em 3.2 mas utilizado uma sucessão de seis

3.3 Perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa

41

	S/separação	C/separação
Propriedades Topografia		
Formato das colinas	$f(x) = \frac{H}{2} \cos(\beta X)$	
X_{min} , [m]	-1920	-1920
X_{max} , [m]	640	640
H , [m]	8	8
L , [m]	80	80
Propriedades da Floresta		
n_r , [m ⁻²]	10	100
d_r , [m]	0,004	0,004
h_c , [m]	10	10
LAD , [m ² /m ³]	0,04	0,4
C_d	0,3	0,3
Escala de comprimento		
h_m , [m]	30	47
h_i , [m]	10	15

Tabela 3.4: Propriedades da topografia, atributos do modelo de floresta e comprimentos de escala.

colinas. Os resultados obtidos foram analisados na terceira e quarta colina. Na secção de entrada foi definida uma zona plana com um comprimento longitudinal de 1280 m suficiente para o desenvolvimento do escoamento até ao início da primeira colina, incluindo a realimentação da entrada com as condições a meio desta secção de forma a criar as condições de “background”. A secção plana foi também coberta com a mesma floresta existente na zona de colinas em ambas as simulações. Todas as dimensões referidas na equação 3.1 ou dependentes desta estão descritas na tabela 3.4.

Definição da Floresta

A modelação de floresta foi reproduzida com base na descrição em Patton and Katul (2009) com vista à obtenção do mesmo impacto no desenvolvimento do escoamento, com as dimensões reproduzidas na mesma escala de valores (Tabela 3.4). A sua representação é feita a partir de uma estrutura de hastes verticais com um diâmetro (d_r) de 4 mm e uma altura H_c de 10 m. A disposição da floresta é definida por valores de LAD constante

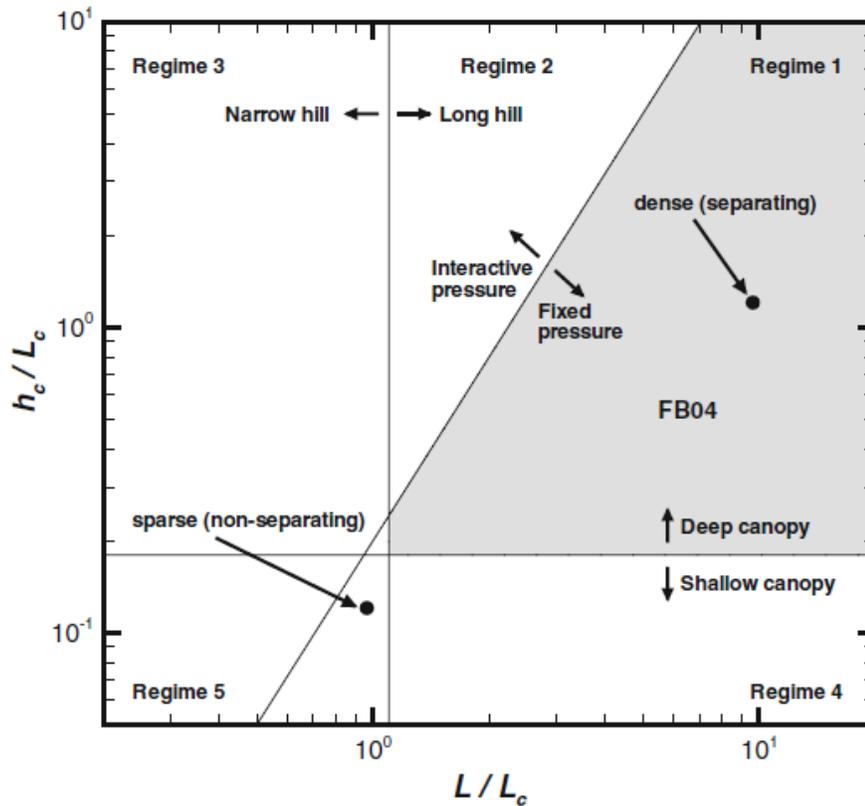


Figura 3.3: Regimes de escala de comprimento impostos pela geometria das colinas e a morfologia da floresta. De Poggi et al. (2008).

na vertical e assumem respectivamente os valores de 0,04 e 0,4. Segundo este autor, no primeiro caso não ocorre recirculação, contrariamente ao valor que representa uma maior densidade. Estes valores são definidos com base no trabalho desenvolvido por Finnigan and Belcher (2004) e Poggi and Katul (2008). Através dos valores de escala de comprimento L_c é possível classificar e definir o modelo de floresta como profundo ou superficial e as colinas como estreitas ou extensas. A relação h_c/L_c determina as regiões em que a velocidade vertical dentro da floresta é suficientemente grande para provocar uma variação de pressão na camada externa do escoamento, classificando os regimes de escoamento como regimes de pressão interativa ou de pressão fixa. Neste trabalho os cálculos efetuados envolvem apenas regimes de pressão fixa sendo que para o caso sem recirculação é inserido no regime 5 enquanto que no caso com recirculação é inserido no regime 1 (Figura 3.3).

Usualmente, o valor de coeficiente de arrasto usado no *Windie* para o modelo de floresta é 0,2. No entanto o autor utiliza o valor $C_d = 0,3$, tendo por isso sido este o valor usado

nas nossas simulações.

A um dado momento, questionamo-nos se a densidade de área de floresta (LAD) utilizado no software *Windie* seria relativa à área da projeção frontal dos cilindros (hastes) - com largura D_r como usado pelo autor - ou relativo à área “total” dos cilindros - que envolveria todo o perímetro, πD . Por este motivo, e para perceber de que forma o aumento da densidade de floresta influencia os resultados, principalmente o fenómeno de recirculação, o valor do parâmetro LAD foi multiplicado pelo fator de π . Foram geradas então duas simulações adicionais com um LAD de 0,12 para a floresta dispersa e um LAD igual a 1,2 para a floresta densa.

Geração da malha

A geração da malha envolveu o mesmo procedimento utilizado na secção 3.2.1. Deste procedimento resultou uma malha com dimensões `nij` e `nit` igual a 2701×11 .

O domínio definido foi de $2560 \times 80 \text{ m}^2$ com uma altura de 250 m. A largura dos volumes de controlo (`cofx`, `cofy`) foi no mínimo de 5 m no ponto de origem ($x, y, = 0, 0$) expandindo-se até à extremidade da malha, resultando em $512 \times 8 \times 72$ volumes de controlo, num domínio total com 294912 volumes de controlo.

Tendo os parâmetros de pré-processamento resolvidos foi gerado o ficheiro com a malha 2D do terreno (Figura 3.4). Consequentemente a partir da malha superficial foi obtido o ficheiro com a malha 3D (Figura 3.4) devidamente preparada para iniciar as simulações.

Condições de Fronteira

O escoamento de entrada é calculado a partir da equação 1.1, em que a camada limite tinha uma altura de $\delta = 1500 \text{ m}$, o coeficiente de rugosidade da superfície $z_o = 0,0001 \text{ m}$ e uma velocidade de fricção $u_* = 0,86 \text{ m/s}$. Estas condições foram manipuladas de forma a obter velocidades do escoamento à volta de 3 m/s para uma altura $agl = 80 \text{ m}$. Foi utilizada uma rotina de periódica na zona plana, de forma a obter uma referência estável para o estado de fundo (U_b) e a fronteira superior corresponde a uma tampa rígida sem atrito. O modelo de turbulência utilizado foi o modelo $k - \varepsilon$ atmosférico (3.3).

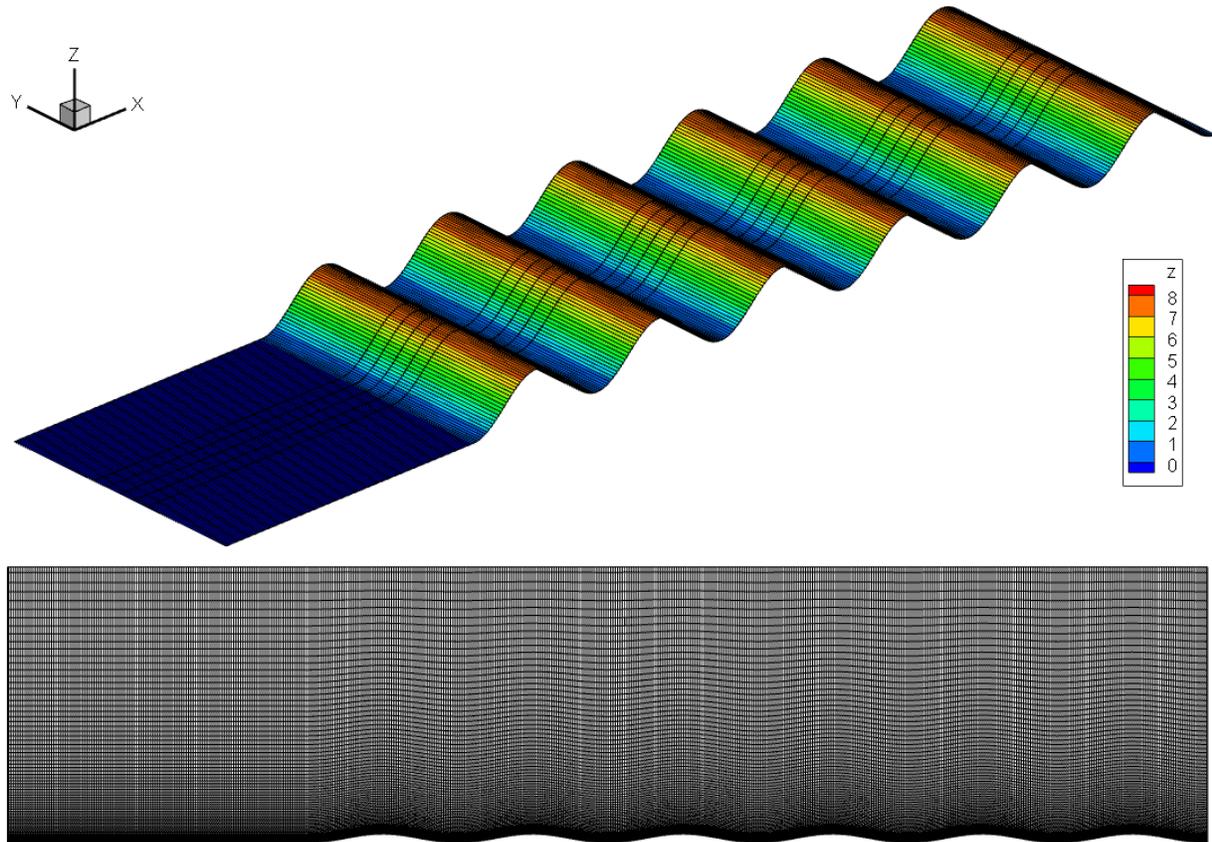


Figura 3.4: *Em cima:* Resultado da malha 2D da topografia. *Em baixo:* Resultado da malha 3D no plano de vista Z-X com refinamento junto à superfície.

3.3.2 Procedimentos de Pós-Processamento

Tendo as simulações devidamente convergido e os ficheiros de resultados gerados na pasta `results`, o pós processamento no software *Windie* foi mesmos utilizados na secção 3.2.2, originando um formato de ficheiro compatível com um programa para visualização e análise dos resultados.

Patton and Katul (2009) fizeram a análise de resultados com base na comparação com o estado de background U_b , definido como a velocidade do fluido distante de uma colina isolada e Δu é a perturbação induzida pela colina. Esta é expressa anteriormente pela

equação 3.2.

Capítulo 4

Apresentação e discussão de resultados

4.1 Introdução

Nesta secção são apresentados os resultados das simulações CFD efetuadas por forma a avaliar o desempenho do software *Windie* aplicando os procedimentos de pré-processamento e pós-processamento descritas no capítulo 3. Foi utilizado o modelo $k - \varepsilon$ atmosférico na previsão dos fenómenos envolvidos no escoamento sobre colinas, com ou sem floresta e com diferentes densidades de floresta. Os resultados obtidos foram comparados com os dados do trabalho experimental realizado por Poggi and Katul (2008) e o trabalho envolvendo as simulações em LES descritas em Patton and Katul (2009).

4.2 Variação de velocidade sobre colinas suaves com ou sem floresta

No trabalho experimental de Poggi and Katul (2008) já descrito na secção 1.4.5, foram realizadas 2 experiências, conduzidas num canal de recirculação com 18 m de comprimento, 0,9 m de largura e 1 metro de profundidade com as laterais em vidro de maneira a permitir a sua visualização e o estudo através da anemometria laser (Figura 3.1). A altura de água foi mantida constante nos 0,6 m, e o caudal de recirculação ($Q_r = 120 \text{ ls}^{-1}$) foi verificado com monitorização constante.

z/H_c	LAD1	LAD2	LAD3	LAD4
0 - 0,66	0,025	0,05	0,125	0,25
0,66 - 1	0,1	0,1	0,5	1

Tabela 4.1: Distribuição da densidade de área foliar usada no escoamento das várias simulações.

Neste trabalho foram realizadas seis simulações, com os procedimentos já descritos na secção anterior. A topografia é composta por uma sequência de quatro colinas suaves antecedidas por uma zona plana. Foi criada uma rotina periódica na zona plana, recirculando o escoamento entre a saída e entrada da zona plana de forma a eliminar o perfil da zona de entrada e obter uma referência estável para o estado de fundo (U_b).

4.2.1 Apresentação e discussão de resultados

Nesta secção são apresentados os resultados das simulações e feita uma análise de sensibilidade à presença de diferentes densidades de floresta 4.1. Os resultados referentes à variação espacial de velocidade são apresentados num mapa de cores com o traçado das respetivas linhas que delimitam a camada interior e a camada média. De seguida é apresentada uma comparação entre a intensidade turbulenta modelada e os resultados experimentais referentes a Poggi and Katul (2008), ao longo das alturas h_i (profundidade da camada interior) e H_c (altura da floresta). É importante sublinhar que a comparação será feita entre resultados experimentais em túnel de água e os resultados deste trabalho em que o fluido utilizado é o ar em escalas muito diferentes. Isso provocou algumas discrepâncias pois são dois fluidos com propriedades físicas muito diferentes. A comparação será por isso feita sobretudo em termos qualitativos e não tanto quantitativos.

Variação Espacial de Velocidade.

Na Figura 4.1 é apresentado os resultados de $\Delta u(x,z)$ para o caso sem floresta com a representação das alturas relativas à superfície h_i e h_m , que correspondem respetivamente à camada interior e à camada média. Os resultados apresentam um aspeto muito semelhante ao das medições de Poggi and Katul (2008), pese embora, com uma amplitude diferente (como era de esperar, uma vez que usamos um fluido diferente com diferentes valores de velocidade).

As figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6, apresentam o comportamento de $\Delta u(x, z)$ mas para o caso com floresta, onde a altura da floresta define a escala de comprimento característica. As simulações apresentam manchas de Δu com alguma equiparação com os resultados medidos por Poggi and Katul (2008). No entanto, existem algumas diferenças, nomeadamente nas zonas acima da floresta no topo das colinas, onde encontramos simulações com manchas mais extensas de elevado Δu . Também nos topos, mas no interior da floresta, as manchas de elevado Δu não são tão intensas nas simulações exceto quando adotamos um $C_\mu = 0,09$. A mancha de Δu negativo, que nas medições se encontra no vale acima da floresta, no caso das simulações propaga-se também para o interior da floresta. Esta mancha torna-se mais intensa à medida que a densidade de floresta aumenta, e é mais vincada quando surge recirculação a jusante das colinas.

A existência desta zona de desaceleração (baixo Δu) no interior da “bolsa” de recirculação parece-nos lógica, até porque nesta zona, a grandeza u atinge valores negativos; por isso estranhámos a inexistência deste efeito nos resultados das medições de Poggi and Katul (2008), onde a zona de recirculação aparece indicada sem qualquer consequência nas manchas de Δu . O fenómeno de recirculação foi obtido na figura 4.6 como consequência do aumento da densidade de floresta (LAD4).

Intensidade da Turbulência

Na figura 4.1 é apresentado os resultados de $\sigma_u^2(x, z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x, z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ (obtidos com as equações 3.3 e 3.4) para o caso de superfície descoberta e nas figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 são apresentadas as mesmas quantidades mas para o caso da superfície com floresta. É importante lembrar que estas quantidades foram obtidas com base num estado de isotropia (ver sub-capítulo 3.2.2), que claramente teve influência na comparação de resultados.

Para o caso sem floresta, o $\sigma_w^2(x, z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ obtido nas simulações apresenta manchas muito semelhantes às medidas por Poggi and Katul (2008), quer em distribuição, quer em intensidade. Por outro lado, o $\sigma_u^2(x, z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ das simulações apresenta algumas discrepâncias relativamente às medições: junto à superfície as simulações preveem uma camada de valores elevados, que nos vales se propagam para cima (fenómeno que também ocorre nos resultados medidos). Em regiões mais a cima encontramos uma alternância entre valores de $\sigma_u^2(x, z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ elevados e valores baixos, tal como nas medições, mas com a diferença de existir um desfasamento - as zonas de valores mais baixos surgem a montante

do topo das colinas nas simulações e não a montante como nas medições - e das zonas de valores mais baixos serem mais extensas e intensas que as zonas de valores mais altos. Estas diferenças podem ser explicadas pelo facto já referido de as simulações em RaNS não poderem incorporar a anisotropia da turbulência, anisotropia que provavelmente terá mais consequências nos resultados sintéticos de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ obtidos nas simulações.

Para os casos com floresta, os resultados de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ das simulações apresentam grandes diferenças face às medições de Poggi and Katul (2008). Começando pelas regiões acima da floresta, constata-se que as medições indicam uma alternância de zonas de valores mais elevados sobre os vales e zonas de valores mais baixos sobre os topos das colinas (esta alternância é menos intensa que aquela que se verifica no caso sem floresta). Esta alternância também ocorre nas simulações para o caso do $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ com algum desfasamento com a floresta pouco densa, mas torna-se quase impercetível quando a densidade da floresta é muito elevada. No caso do $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, não é notória esta alternância. Observando agora as zonas interior de floresta e imediatamente acima, verifica-se a existência nas medições de duas manchas: uma de valores elevados nas subidas das colinas que transita a partir do topo para uma zona de valores baixos na zona de descida. Isto ocorre quer para $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, quer para $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$, embora de uma forma um pouco diferente. Estas manchas são observáveis nos resultados das simulações para densidades de floresta baixa (LAD1 e LAD2), embora no caso de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, estas manchas se “partam” em duas regiões: uma junto ao solo e outra no topo da floresta. Os resultados LAD2 apresentam genericamente semelhanças com os resultados experimentais. Os resultados com forte densidade de floresta (LAD3 e LAD4) apresentam um acentuar da intensidade das manchas de valores elevados e baixos de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ com uma subida das zonas de baixo para o topo das colinas e uma descida das zonas de alto para os vales.

A figura 4.7 apresenta uma comparação entre os resultados deste trabalho e as medições efetuadas por Poggi and Katul (2008) para o caso sem floresta. Neste gráfico são apresentados:

- Os resultados das simulações em *Windie*, tratados segundo as equações 3.3 e 3.4 (linhas vermelhas).
- As medições de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ de Poggi and Katul (2008) (pontos)

Estas quantidades são apresentadas em três alturas distintas, perto da camada exterior, perto da camada interior e perto da superfície. Nas figuras 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12 é apresentada a mesma análise mas para o caso com floresta.

Nestes gráficos, para o caso sem floresta constata-se o desfasamento entre as flutuações de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ das medições e das simulações (como já foi constatado nos gráficos anteriores). Para além disso a amplitude das flutuações é menor nas simulações que nos resultados experimentais. Estas diferenças, são no entanto mais reduzidas próximo do solo ($z/h_i = 1$). Por outro lado, os resultados de $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ das simulações, são bastante mais próximos dos resultados medidos, quer em termos de sincronismo quer em termos de amplitude.

Para os casos com floresta, é acentuado o desfasamento entre as flutuações de $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ das simulações com as medições. A amplitude das flutuações é praticamente nula acima da floresta ($z/H_c = 2$) nas simulações (contrariando o que se observa nos resultados experimentais), onde a maior variação se regista quando é usado o parâmetro $C_\mu = 0,09$. No entanto, dentro da floresta ($z/H_c = -0,1; -0,6$) as diferenças são mais reduzidas na maioria dos casos. Para a maior densidade de floresta (LAD4), verifica-se um aumento muito acentuado desta quantidade junto ao solo. Relativamente aos resultados de $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$, verifica-se que há melhor aproximação dos resultados medidos tal como acontece no caso sem floresta. No entanto, junto ao solo observa-se uma maior diferença quer em desfasamento quer em amplitude, onde para a maior densidade de floresta (LAD4) se regista uma amplitude muito superior, tal como acontece para a quantidade $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$.

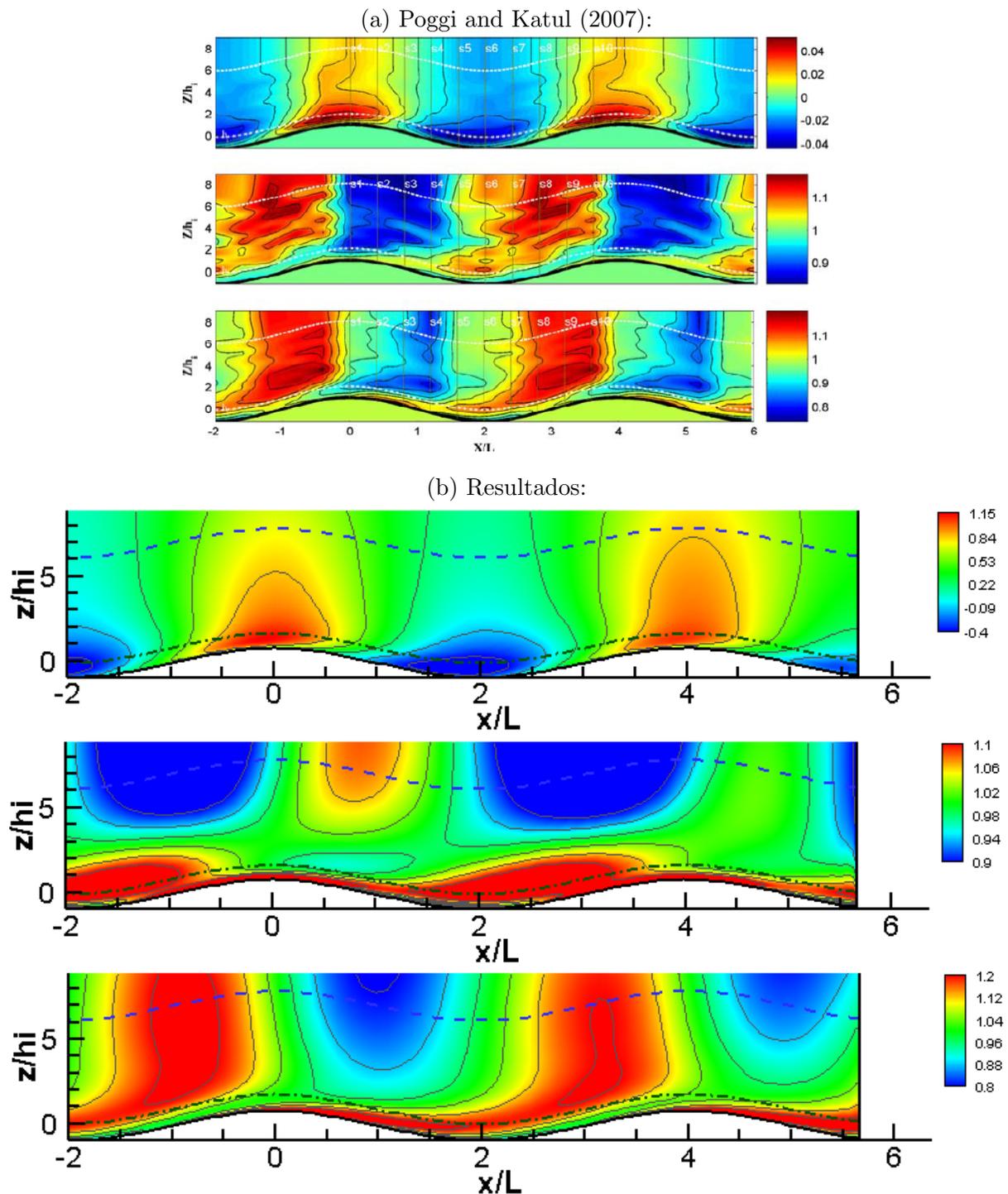
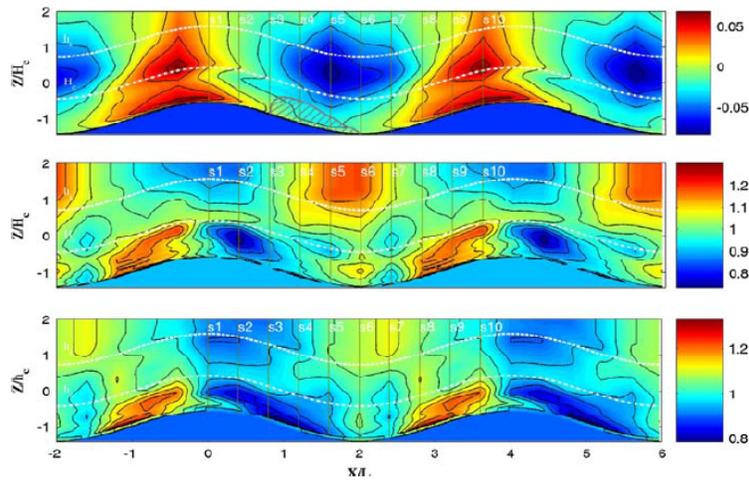


Figura 4.1: *Em cima*: Variação espacial de velocidade para o caso **sem floresta**, $\Delta u(x,z)$, através de um mapa de cor com o delineamento de h_i (ponto-tracejado) e h_m (linha tracejada), *Centro*: O mesmo que no topo mas para $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$, *Em baixo*: mesmo que em cima mas para $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ (a) Resultado experimental de Poggi and Katul (2008) (b) Resultado deste trabalho .

(a) Poggi and Katul (2007):



(b) Resultados:

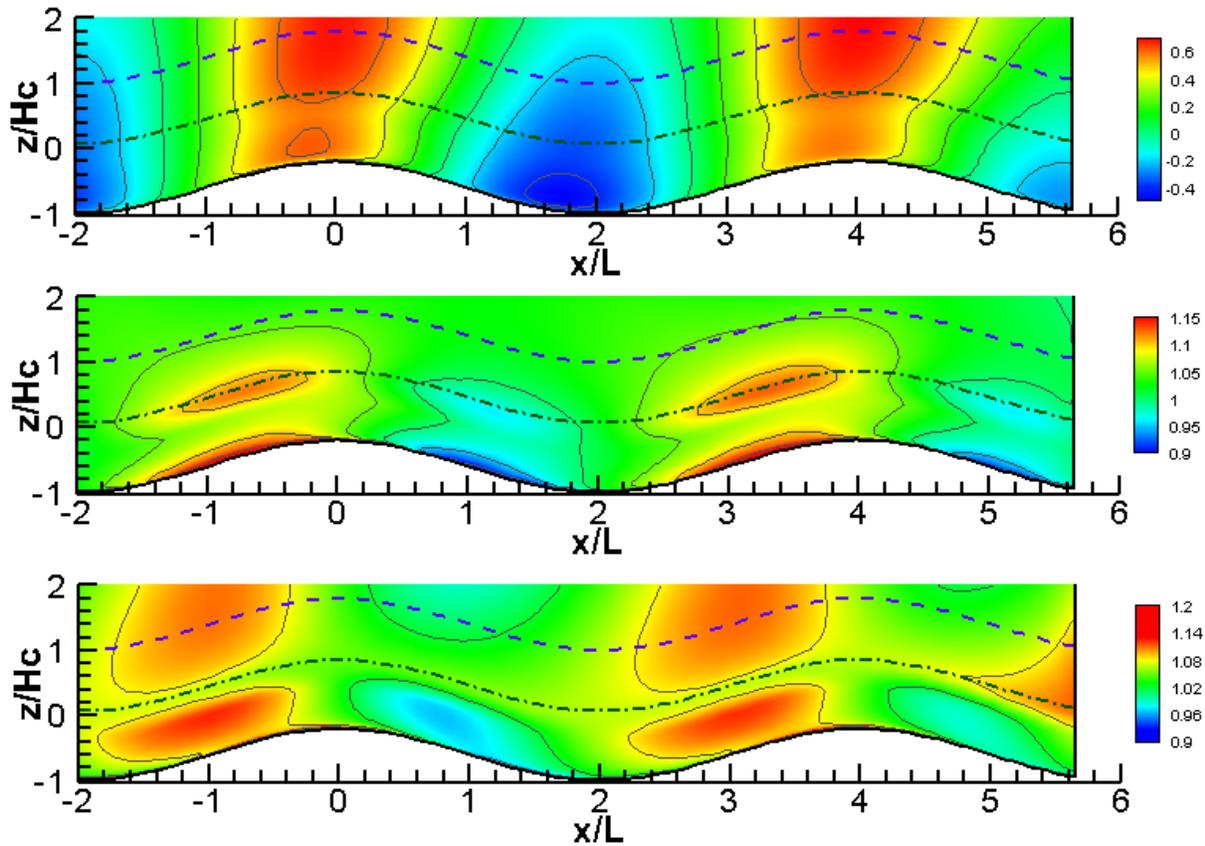


Figura 4.2: O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso **com floresta** (LAD1 - Tabela4.1).

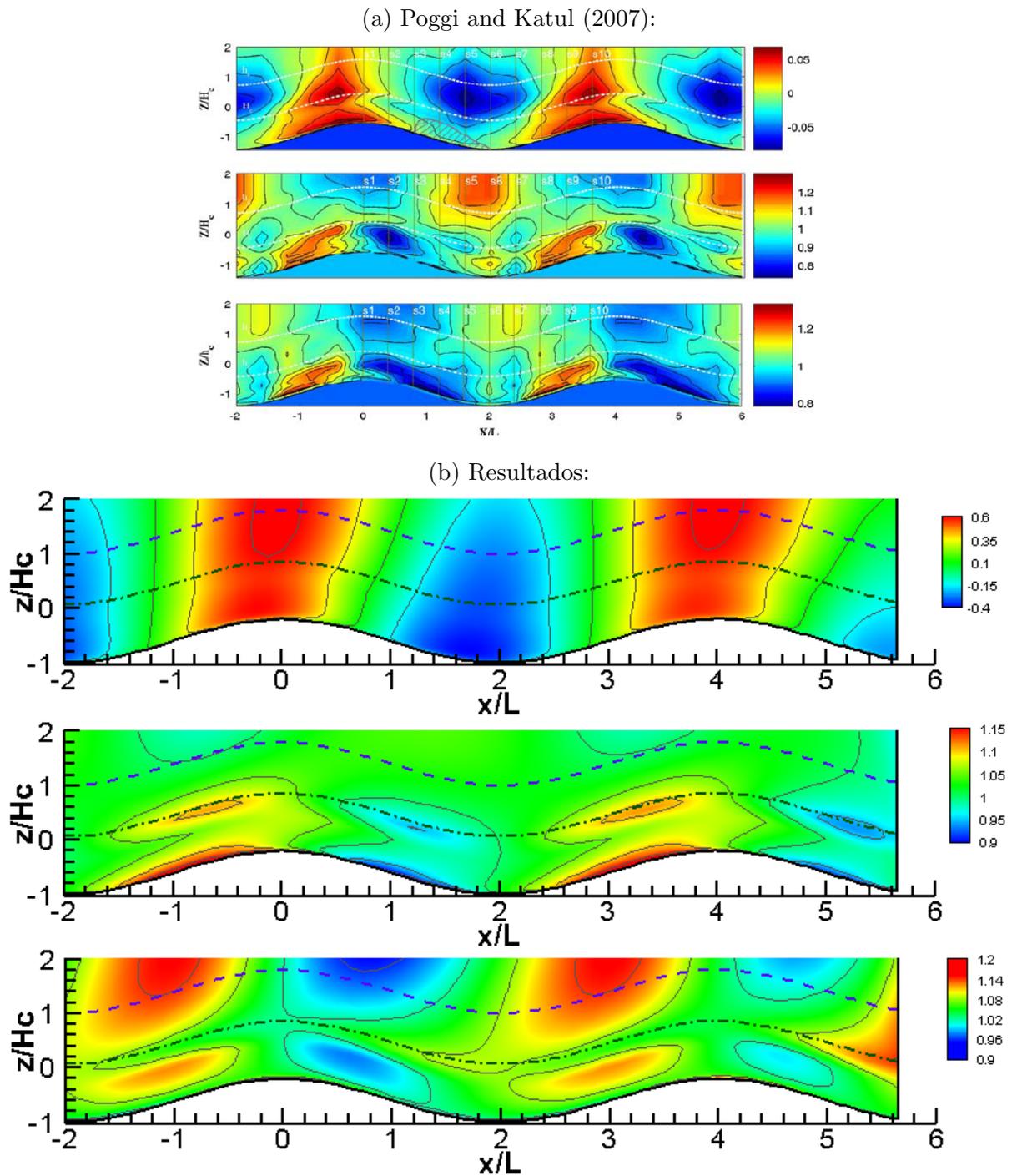


Figura 4.3: O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso **com floresta** e $C_\mu = 0,09$ (LAD1 - Tabela4.1).

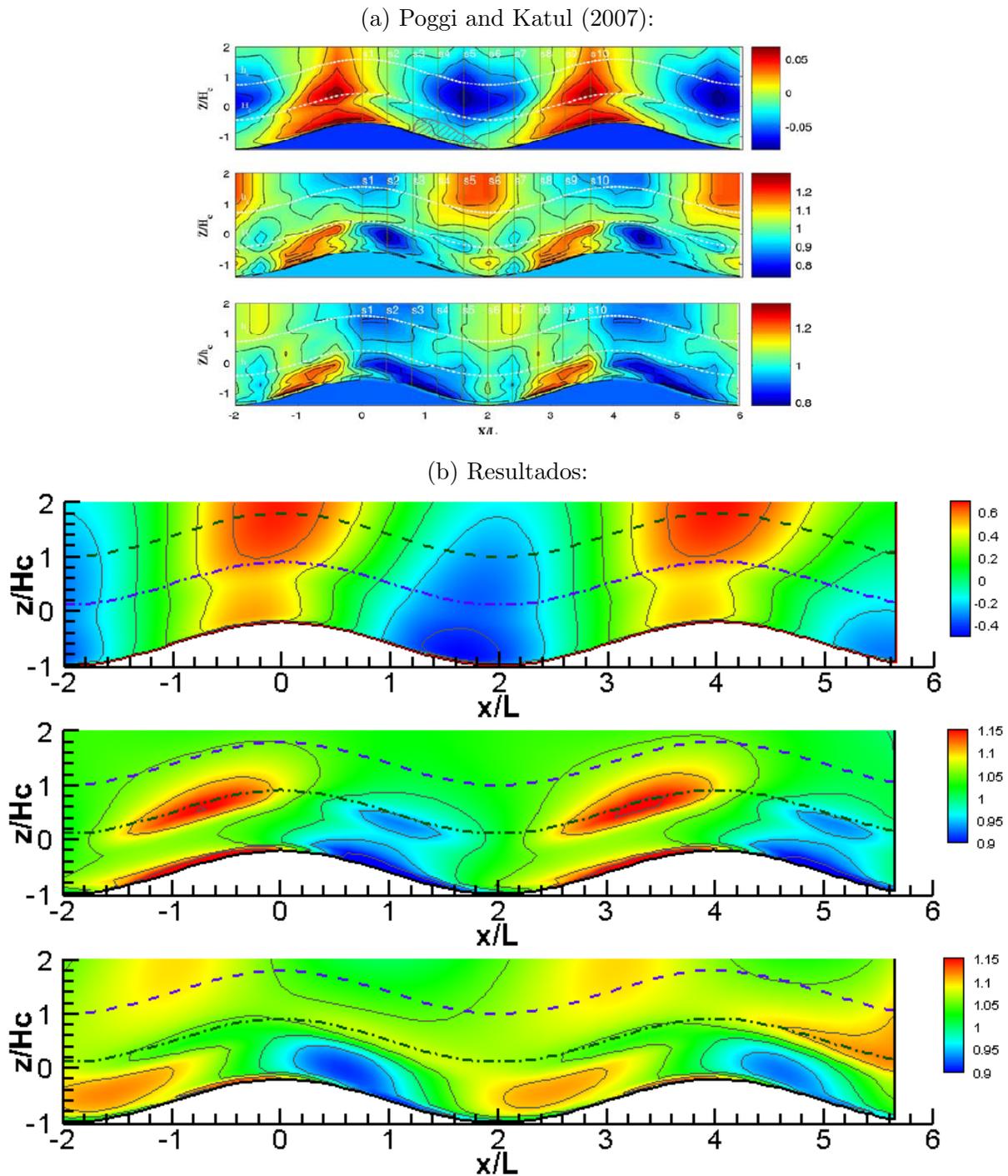
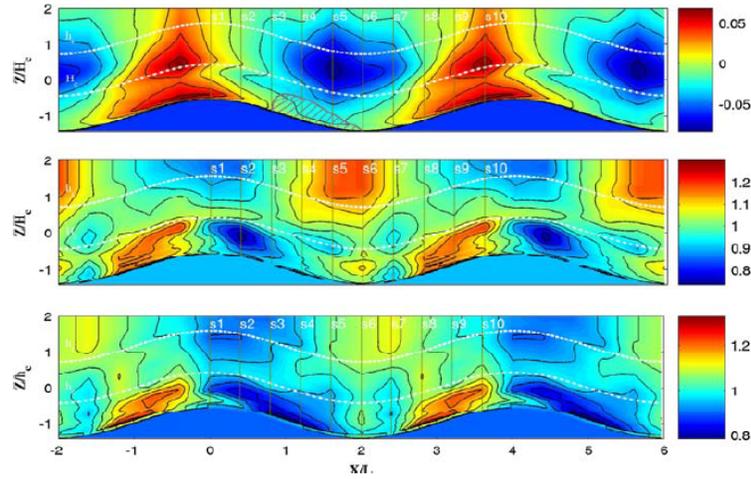
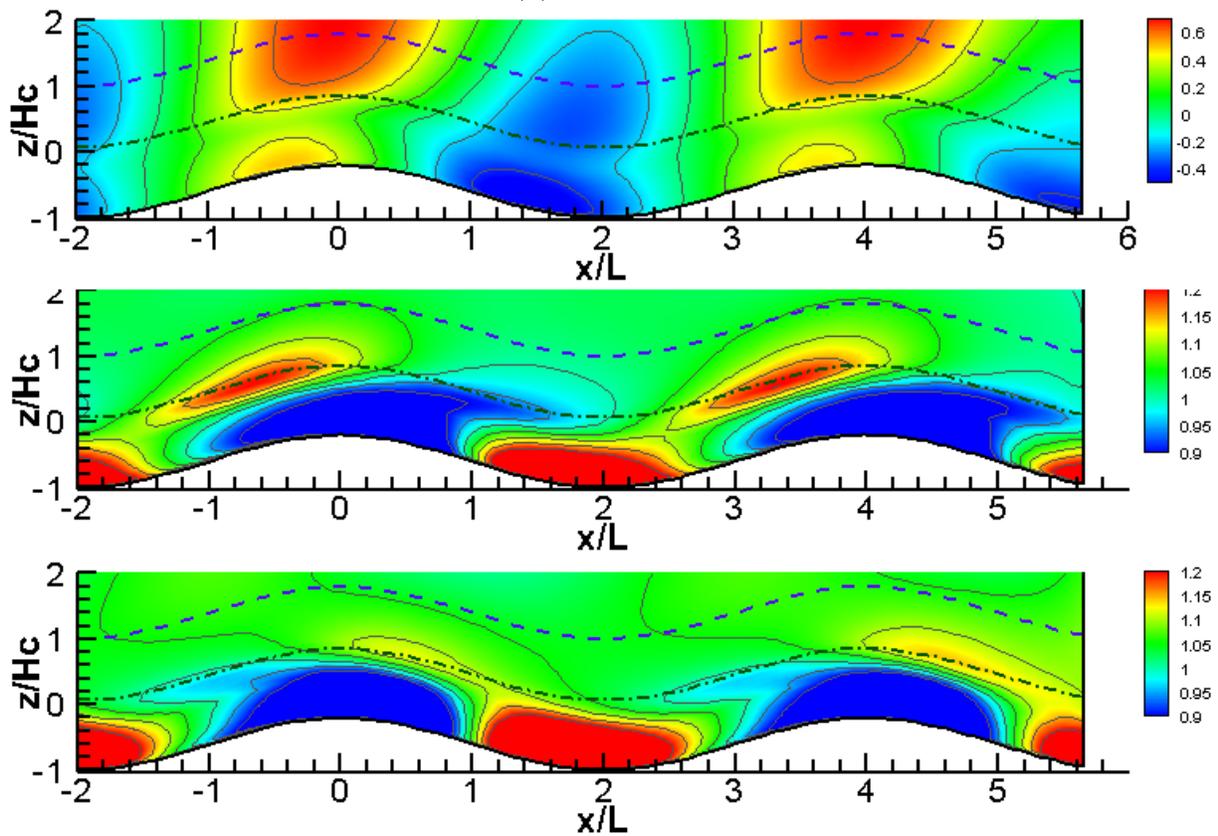


Figura 4.4: O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso com floresta (LAD2 - Tabela 4.1).

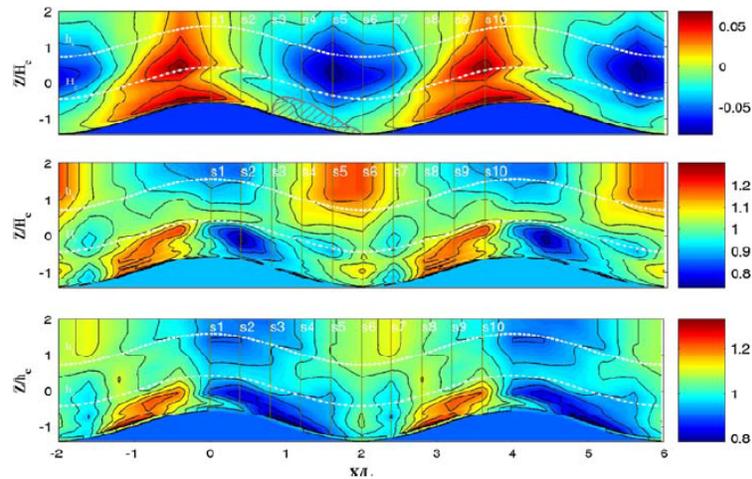
(a) Poggi and Katul (2007):



(b) Resultados:

Figura 4.5: O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso **com floresta** (LAD3 - Tabela4.1).

(a) Poggi and Katul (2007):



(b) Resultados:

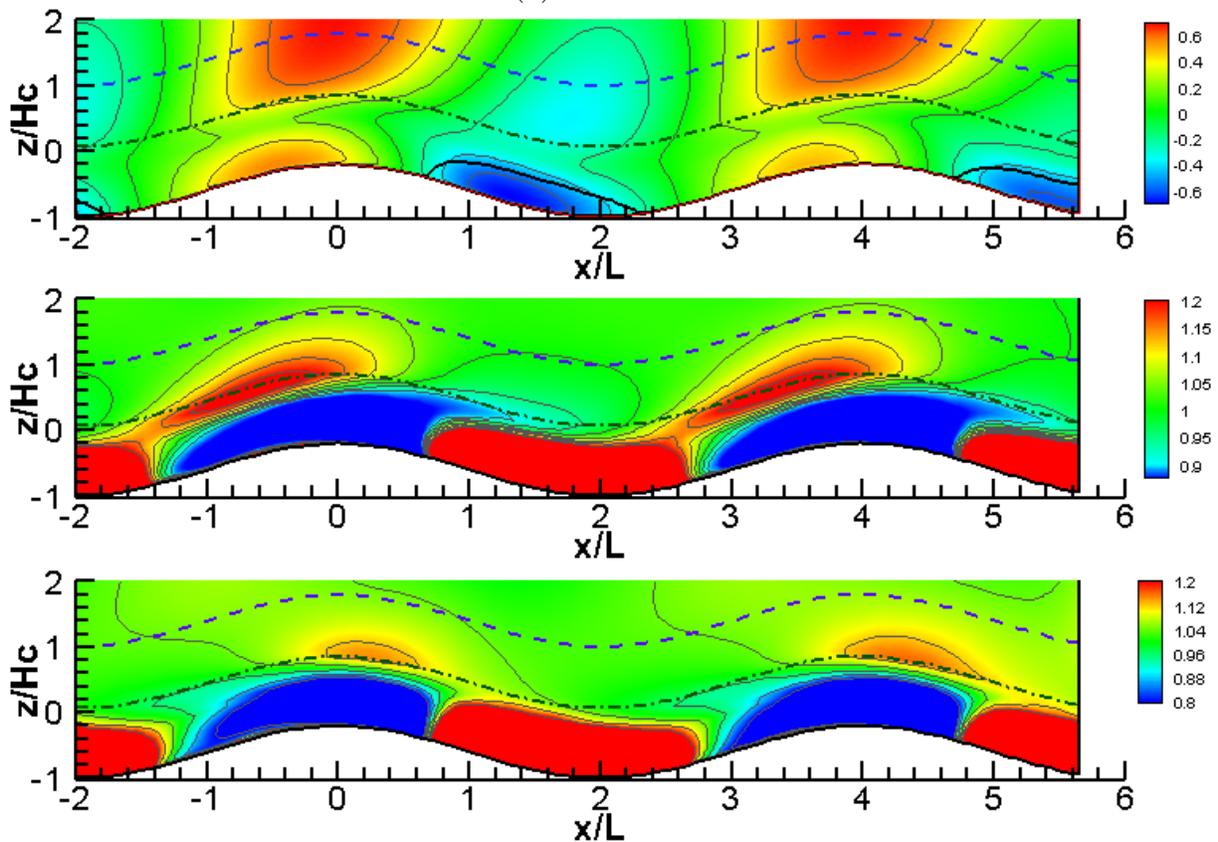


Figura 4.6: O mesmo que na figura 4.1 mas para o caso **com floresta** (LAD4 - Tabela4.1).

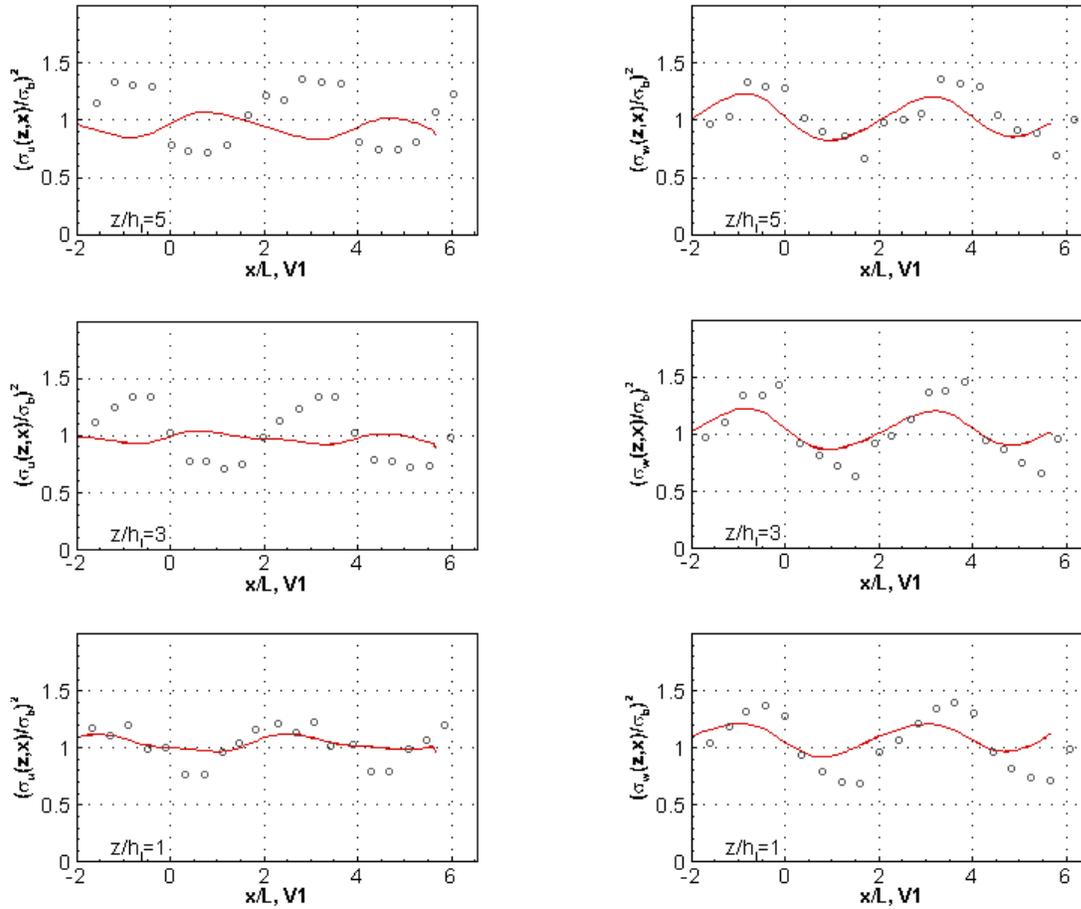
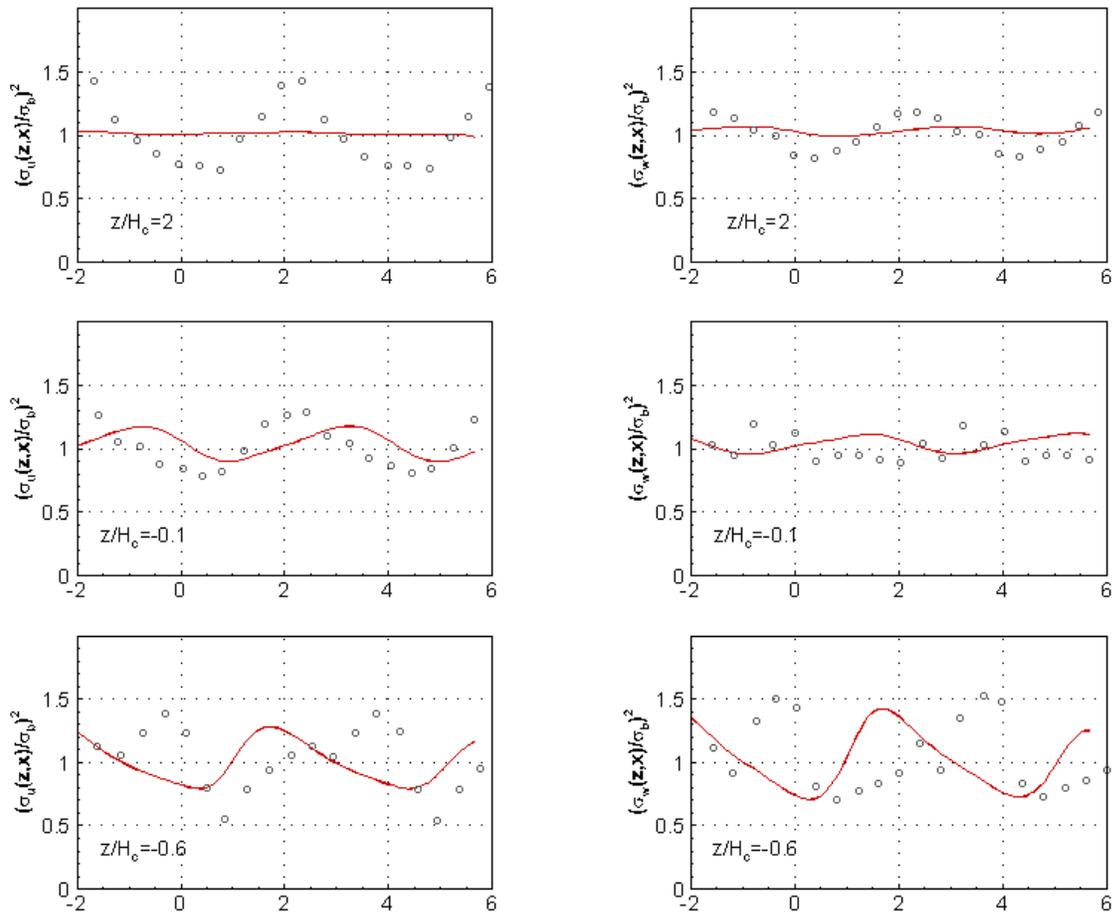


Figura 4.7: Comparação entre $\sigma_u^2(x,z)/\sigma_{u,b}^2(z)$ e $\sigma_w^2(x,z)/\sigma_{w,b}^2(z)$ medido (linha vermelha), modelado (linha a tracejado) e de Poggi and Katul (2008) (pontos) para o caso de superfície **sem floresta**. Painéis de cima são de uma região perto da camada exterior, do meio para regiões perto da camada interna e painéis de baixo para regiões perto da superfície.

Figura 4.8: O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso **com floresta** (LAD1 - Tabela4.1).

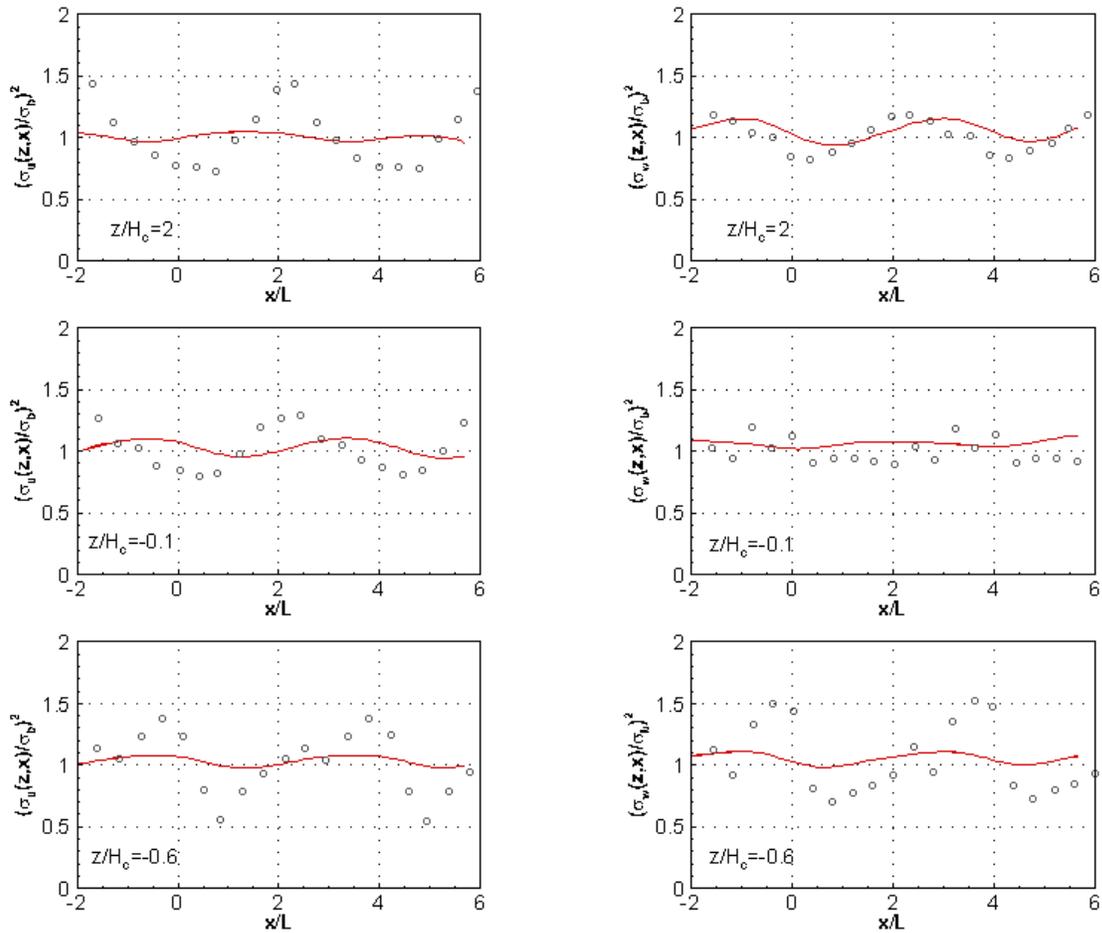


Figura 4.9: O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso **com floresta** e $C_\mu = 0.09$ (LAD1 - Tabela4.1).

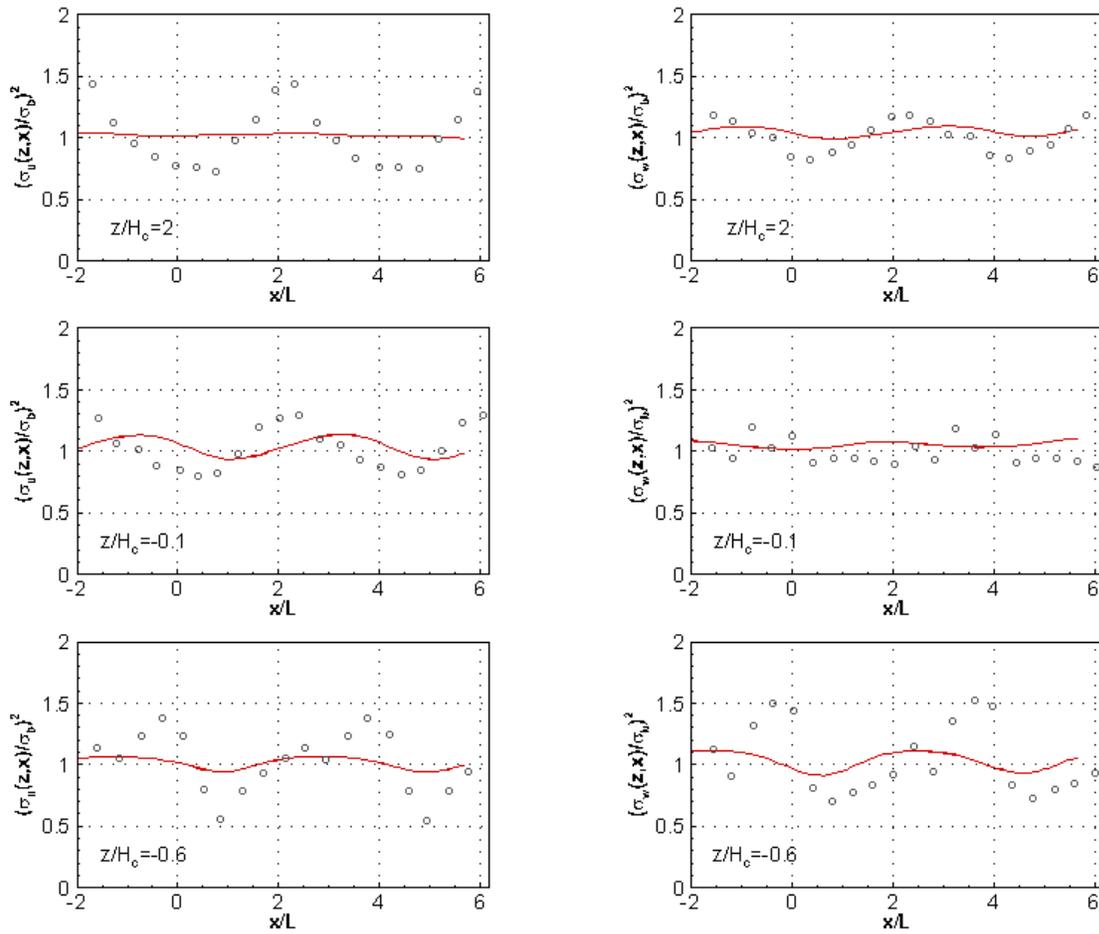


Figura 4.10: O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso **com floresta** (LAD2 - Tabela4.1).

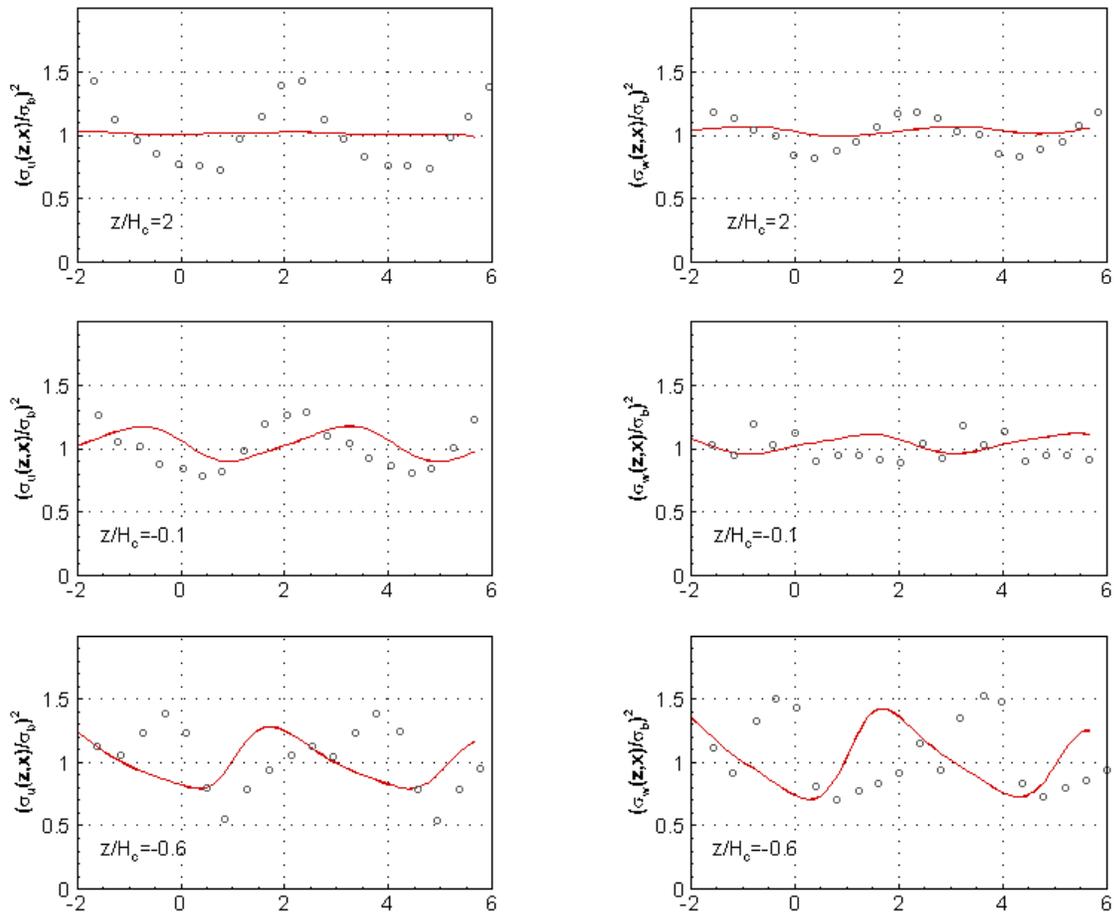
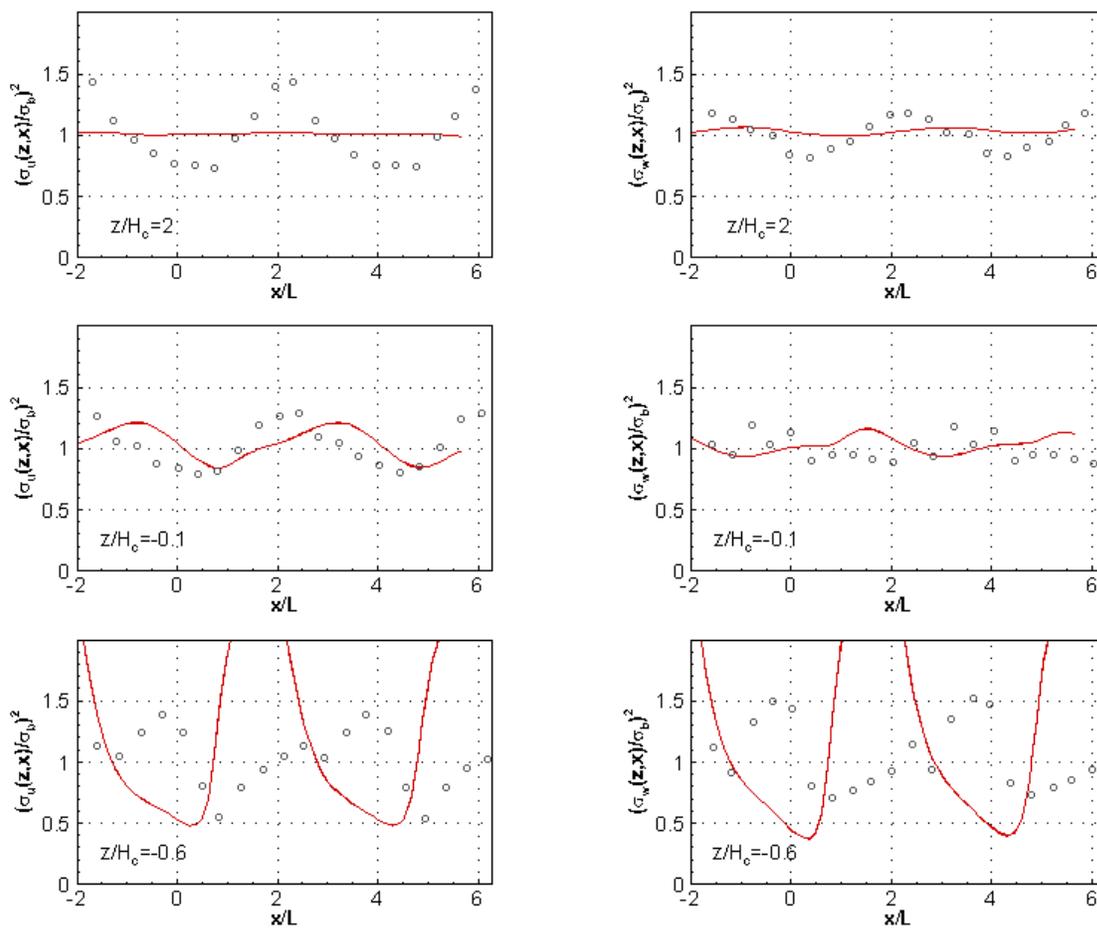


Figura 4.11: O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso **com floresta** (LAD3 - Tabela4.1).

Figura 4.12: O mesmo que na figura 4.7 mas para o caso **com floresta** (LAD4 - Tabela4.1).

4.3 Perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa

O caso de estudo nesta secção corresponde às simulações e resultados de Patton and Katul (2009) onde foi utilizado o modelo LES para estudar as perturbações de velocidade induzidas por colinas bidimensionais suaves cobertas com floresta densa ou dispersa. Segundo o autor foram investigadas duas simulações onde a floresta é composta por um arranjo uniforme de hastes cilíndricas com uma altura comparável com a altura das colinas. Na primeira simulação a densidade foi escolhida de forma que a maior parte da turbulência fosse absorvida pela floresta, não induzindo assim separação. Na segunda simulação, a densidade da floresta foi escolhida de forma a induzir separação nas costas da colina, gerando assim uma zona de recirculação e tensões de corte que se prolongam até à camada média. Detalhes sobre as simulações de Patton and Katul (2009) são apresentados no sub-capítulo 1.4.5.

4.3.1 Apresentação e discussão de resultados

Nesta secção são apresentados os resultados das simulações realizadas no software *Windie* em RaNS, como descrito no sub-capítulo 3.3 e feita uma análise tendo como base de comparação os resultados de Patton and Katul (2009). É apresentado numa primeira parte os resultados em relação à variação espacial das propriedades do escoamento para o casos com floresta dispersa e densa. De seguida foram avaliados em termos do rácio de *speed-up* adimensional definido por

$$\Delta S(x,z) = \frac{U(x,z) - U_b(z)}{U_b(z)}, \quad (4.1)$$

onde $U(x,z)$ corresponde à velocidade do escoamento num dado ponto da colina e U_b corresponde à velocidade correspondente do estado de fundo para a mesma distância ao solo. Por ultimo são apresentadas as variações espaciais induzidas pela colina relativamente à velocidade do escoamento e tensões turbulentas.

Variação Espacial das Propriedades do Escoamento

Na figura 4.13 está representado a variação espacial do campo de velocidade horizontal (u) e as perturbações de velocidade (σ_u^2, σ_w^2) para o caso com floresta dispersa e densa. Nas figuras 4.14 e 4.15 são apresentados os mesmo resultados mas em comparação com os resultados de

Patton and Katul (2009), para facilitar a análise. Analisando os resultados do escoamento, confirma-se a ausência da zona de recirculação para o $LAD=0,04$ e a presença de uma pequena zona de recirculação nas costas da colina para $LAD=0,4$, embora pouco perceptível através do contorno e com dimensões inferiores comparativamente aos resultados de Patton and Katul (2009) (Figura 4.15). Para ambos os casos, a velocidade do escoamento aumenta até ao topo da colina e diminui nas costas desta. As variâncias σ_u^2 e σ_w^2 , apresentam manchas algo semelhantes para ambos os casos. Quando comparamos a amplitude dos valores obtidos para σ_u^2 com os mesmos valores obtidos por Patton and Katul (2009) constatamos que a amplitude é menor no nosso caso. No entanto, a distribuição relativa não é muito diferente; i.e., encontramos baixos valores de σ_u^2 no interior da floresta e elevados valores numa ampla região acima desta ($0,2 \lesssim z/L \lesssim 0,8$). Nesta região, os resultados de Patton and Katul (2009) apresentam alguma flutuação de σ_u^2 mais notória para floresta densa - que não é perceptível nos nossos resultados. Relativamente a comparação dos resultados de σ_w^2 , constatamos que a gama de valores obtidos por nós não é muito diferente dos resultados de Patton and Katul (2009). Embora a coloração das manchas possa apresentar resultados diferentes, na realidade, as intensidades acabam por ser relativamente parecidas em cada região.

Mais uma vez, constatamos que, ao termos considerado isotropia no tratamento dos resultados em RaNS, isso conduziu a diferenças mais significativas (sobretudo na amplitude de valores) no caso de σ_u^2 que no caso de σ_w^2 .

Rácio de *speed-up*

O rácio de *speed-up* é apresentado na figura 4.16 em comparação com Patton and Katul (2009). Este foi calculado a partir da equação 4.1, com U_b referente à velocidade do escoamento que corresponde à mesma distância ao solo. Dentro da floresta encontram-se naturalmente o intervalo de valores mais acentuados desta quantidade, embora Patton and Katul (2009) apresente intervalos consideravelmente superiores ($-0,6 < \Delta S < 0,6$). Isto deve-se possivelmente ao facto de neste trabalho termos imposto um caudal no domínio enquanto no trabalho de Patton and Katul (2009) foi imposto um gradiente de pressão em todo o domínio. Acima da floresta os resultados são muito semelhantes aos resultados obtidos em LES. É clara a presença de uma zona de aceleração que aparece principalmente a montante da colina e uma zona de desaceleração a jusante desta. Este efeito desaparece rapidamente à medida que subimos para a zona da camada média nos dois casos

apresentados.

Perturbações de Velocidade

Na figura 4.17 são apresentadas as variações espaciais induzidas pelo escoamento da velocidade do escoamento, $\Delta u(x,z)$, e as variâncias, $\Delta\sigma_u^2(x,z)$ e $\Delta\sigma_w^2(x,z)$. Nas figuras 4.18 e 4.19 são apresentados os mesmo resultados mas em comparação com os de Patton and Katul (2009).

Relativamente ao Δu , são perceptíveis as zonas de valores mais elevados dentro da floresta para o caso com floresta dispersa, tal como acontece em Patton and Katul (2009) (Figura 4.18). Pelo contrário, no caso da floresta densa (e tal como para os resultados em LES) o aumento de Δu no topo das colinas é muito atenuado no interior da floresta.

Acima da floresta, os valores máximos de variação de velocidade estendem-se em toda a camada média e só acabam por atenuar fora desta menos rapidamente que para Patton and Katul (2009). Em relação aos valores mínimos, acima da floresta verifica-se pouca intensidade nos dois casos em comparação com os resultados em LES, embora a maior variação se verifique entre o topo da floresta e a camada interna, tal como acontece no resultados em LES.

Nas variações de $\Delta\sigma_u^2(x,z)$ e $\Delta\sigma_w^2(x,z)$ apenas se verificou a presença de valores máximos no topo da floresta que se dissipam na camada média. Patton and Katul (2009) apresenta grande acentuação para estas quantidades dentro da floresta que não foi visível neste trabalho. No caso da floresta dispersa, verificou-se a existência de valores mínimos na descida das colinas, contrariamente ao que é observado em Patton and Katul (2009) onde os valores mínimos surgem no topo das colinas. No caso da floresta densa, as manchas de valores mínimos aparecem no topo das colinas na mesma fase que nos resultados em LES. É de notar que as manchas dos mínimos para a quantidade $\Delta\sigma_u^2$ tem formato muito semelhante em comparação com Patton and Katul (2009).

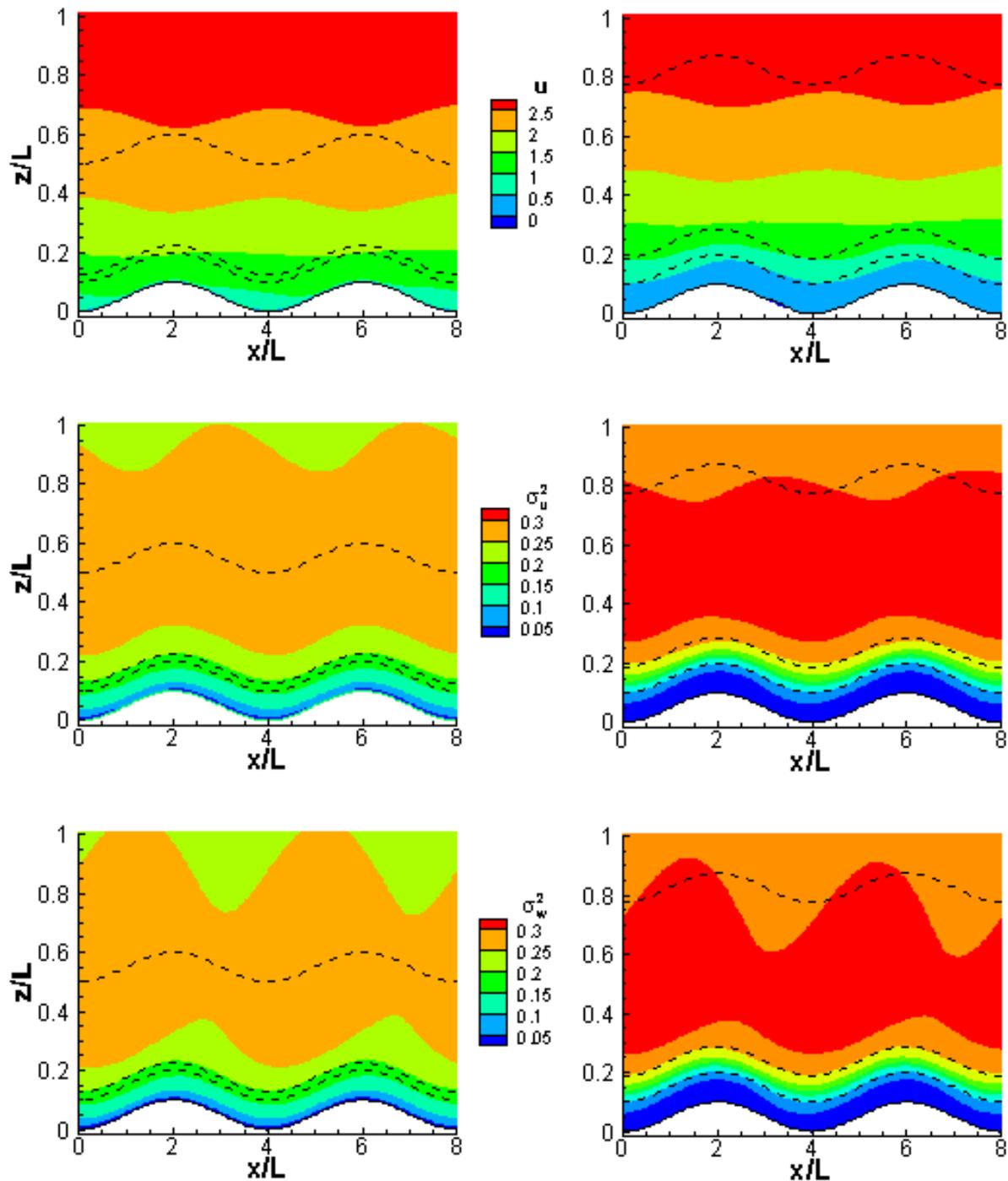


Figura 4.13: Variação espacial para os casos de **floresta dispersa** (à esquerda) e **floresta densa** (à direita). Painéis de cima são referentes à velocidade do escoamento (ms^{-1}), no meio a variância de velocidade longitudinal e em baixo a variância da velocidade vertical. As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média.

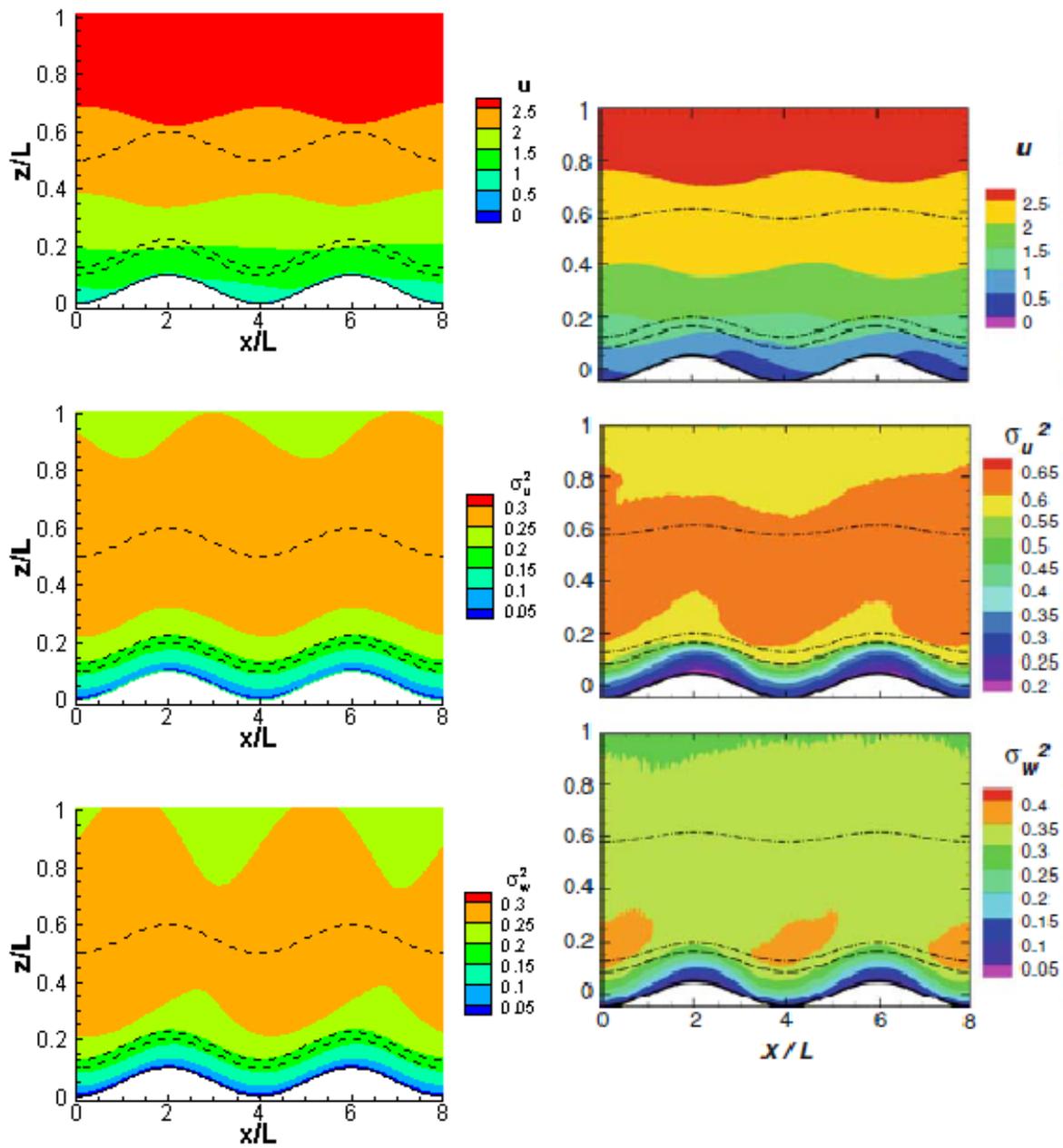


Figura 4.14: O mesmo que na figura 4.13, mas em comparação com os resultados de Patton and Katul (2009) para o caso da **floresta dispersa**.

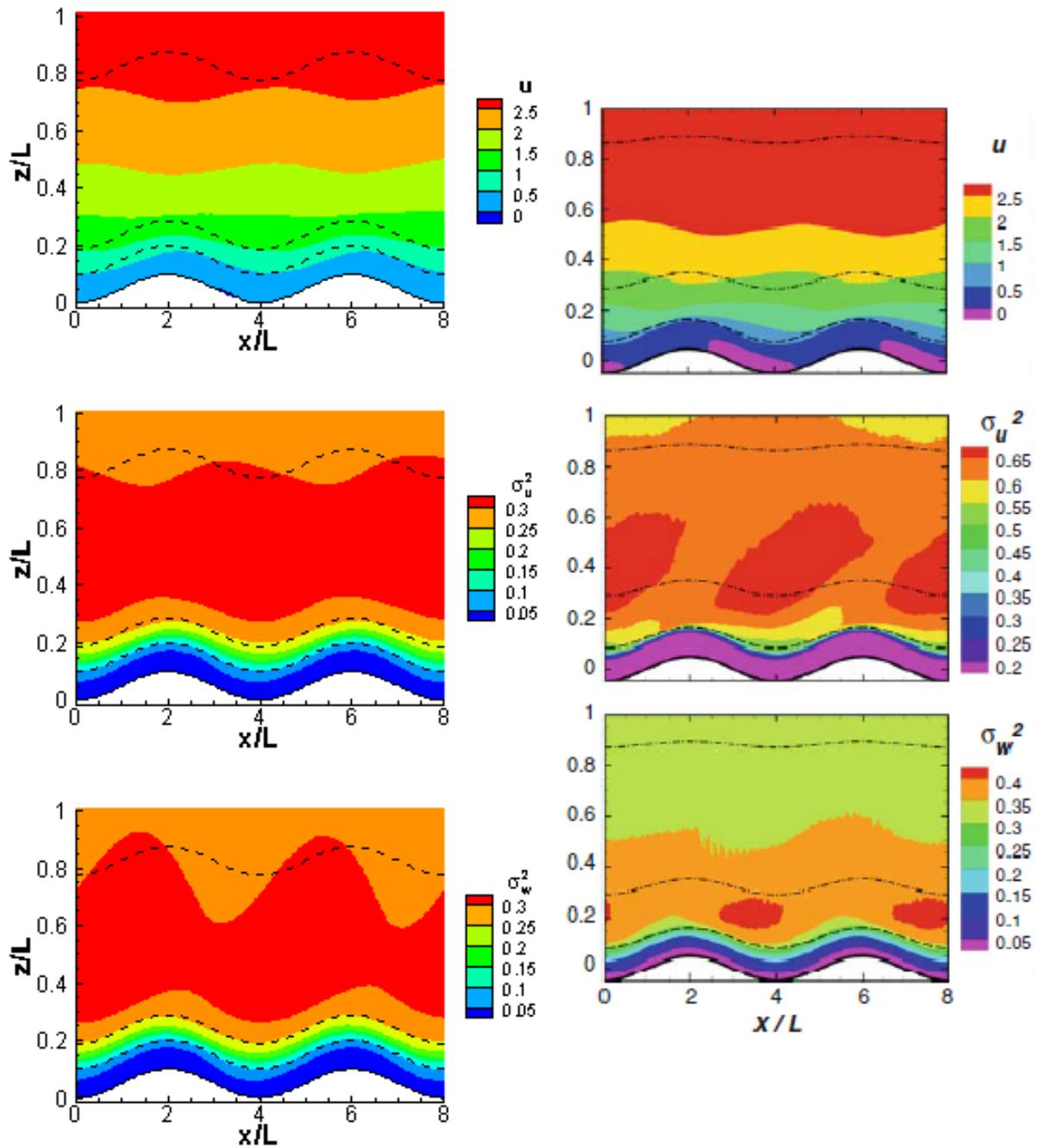


Figura 4.15: O mesmo que na figura 4.13, mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa.

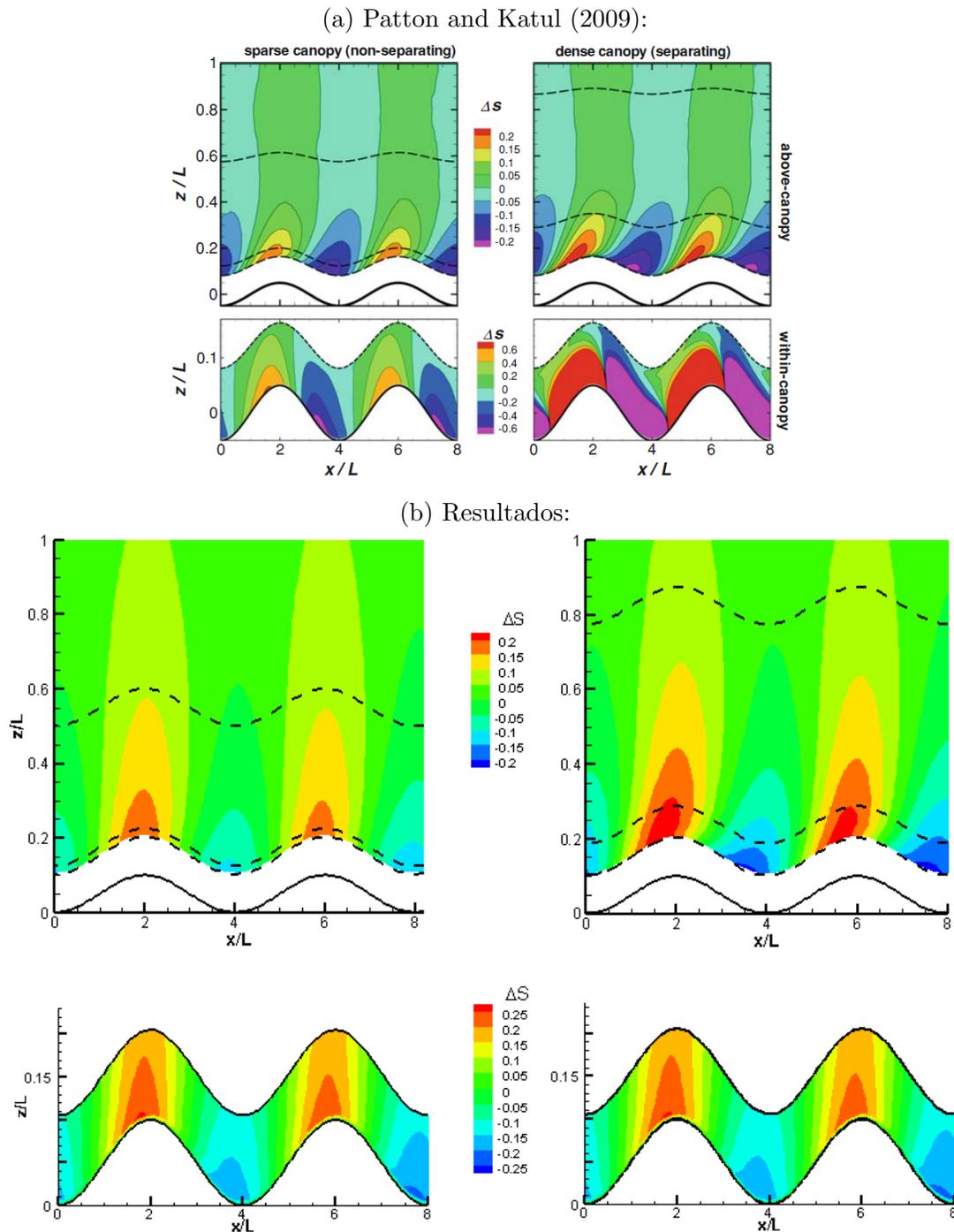


Figura 4.16: Variação espacial do rácio de aceleração acima e dentro da floresta para o caso com **floresta dispersa** (esquerda) e **floresta densa** (direita). As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média. (a) Resultado experimental de Patton and Katul (2009) (b) Resultado deste trabalho.

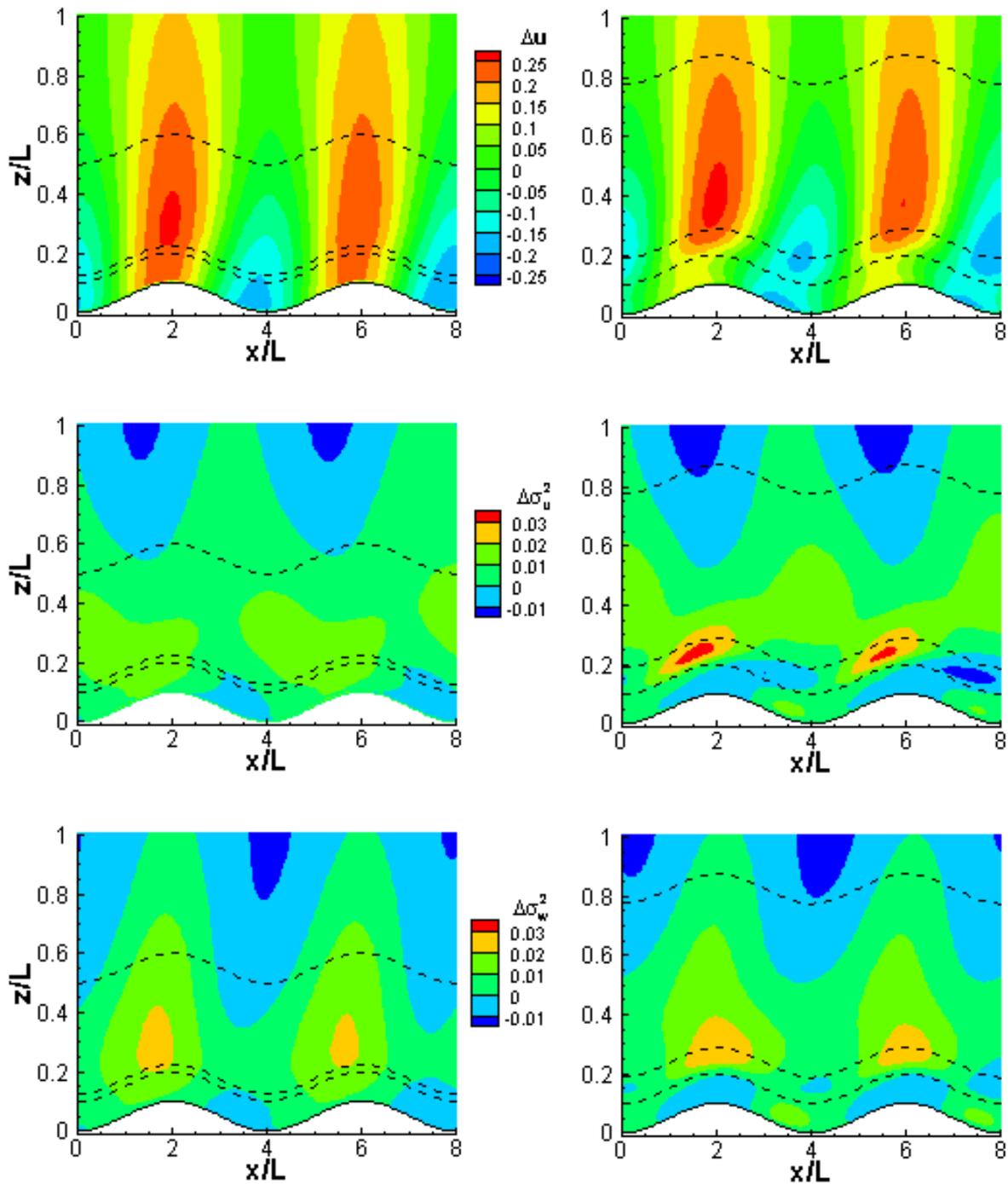


Figura 4.17: O mesmo que na figura 4.13 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de fundo.

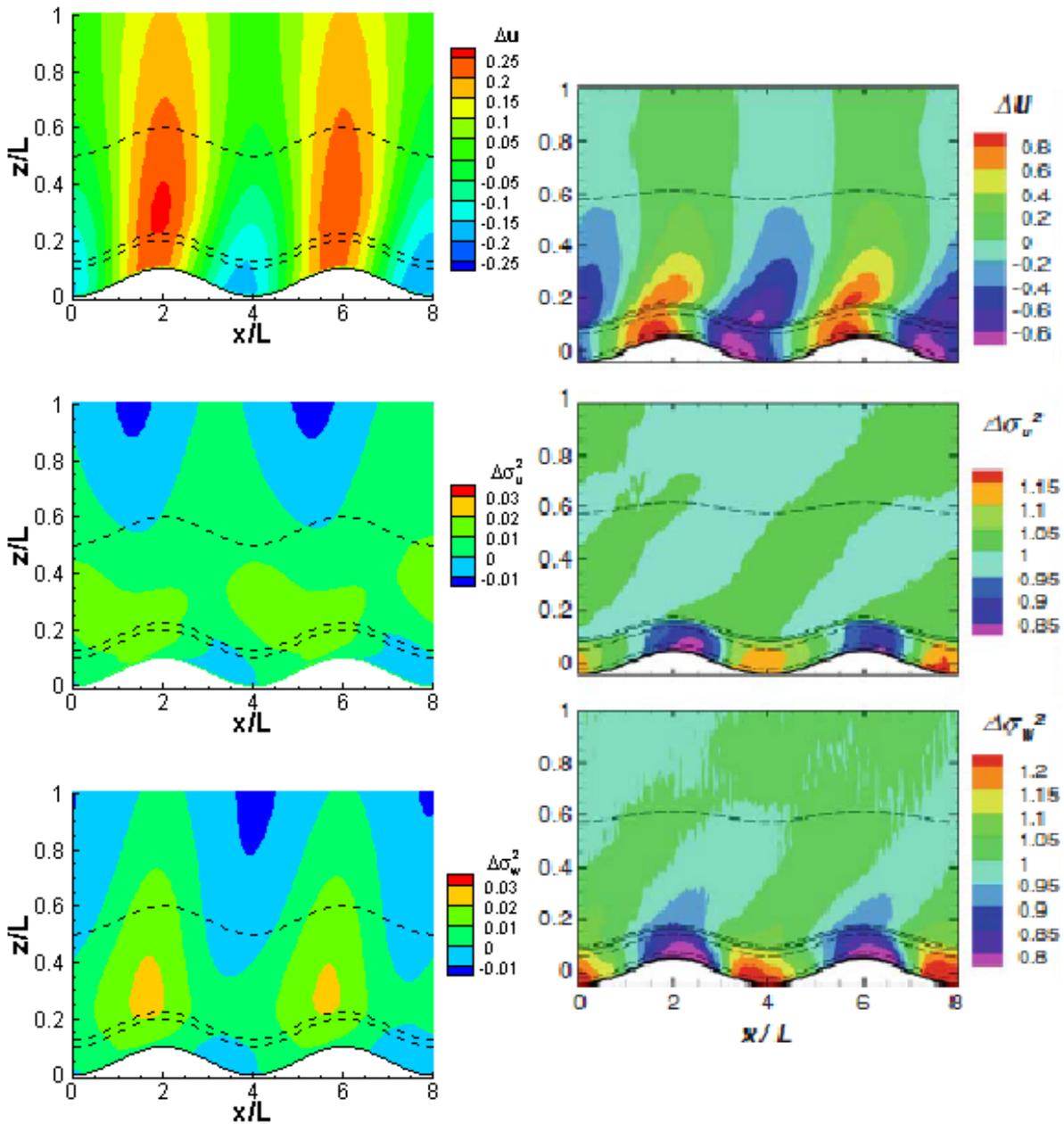


Figura 4.18: O mesmo que na figura 4.17 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da **floresta dispersa**.

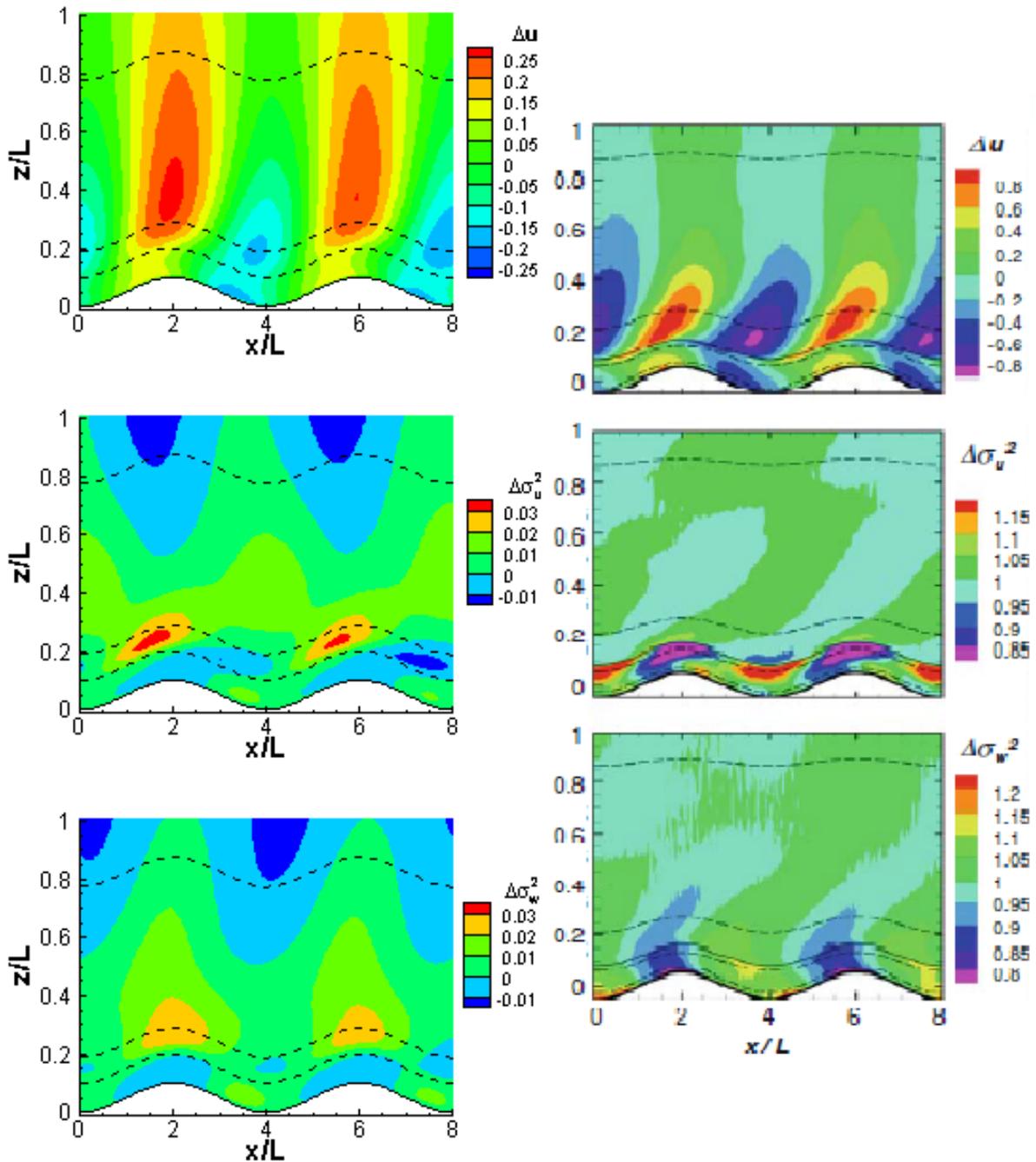


Figura 4.19: O mesmo que na figura 4.17 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta densa.

4.3.2 Impacto do Aumento de Densidade de Floresta nos Resultados

Para perceber de que forma o aumento da densidade de floresta influencia os resultados, principalmente o fenómeno de recirculação, o valor do parâmetro LAD foi multiplicado pelo fator de π , com vista na obtenção de um parâmetro que represente toda a área superficial foliar que neste caso corresponderá a todo o perímetro das hastas verticais. Foram geradas duas simulações adicionais com um LAD de 0,12 para a floresta dispersa e um LAD igual a 1,2 para a floresta densa. Todas as condições de fronteira foram mantidas tal como a rotina periódica na secção plana. São apresentadas as mesmas propriedades e quantidades do escoamento.

Variação espacial das Propriedades do Escoamento

Na figura 4.20 é apresentado a variação espacial do campo de velocidade (u) e as variâncias (σ_u^2, σ_w^2) para o caso com floresta dispersa e floresta densa. Nas figuras 4.21 e 4.22, são apresentados os mesmos resultados mas em comparação com Patton and Katul (2009). Tal como na secção anterior, no caso com floresta dispersa (LAD=0,12) não há presença de recirculação como era previsível. Os valores obtidos para σ_u^2 apresentam uma amplitude ligeiramente superior comparativamente aos obtidos na secção anterior, sendo mais notório os valores elevados acima da floresta ($0,2 \lesssim z/L \lesssim 0,8$). No entanto, para o caso de floresta densa e tal como aconteceu no resultados anteriores, não foi observada uma flutuação significativa como nos resultados de Patton and Katul (2009). A diferença mais notória é o aparecimento de uma zona de maior intensidade relativamente à quantidade σ_w^2 no caso com floresta dispersa. Olhando para a figura 4.21, é perceptível a sua semelhança com os resultados em LES, mas com localização no limite superior da camada média. Relativamente ao caso de floresta densa, o resultado não obteve o efeito esperado na medida em que não apresenta qualquer zona de recirculação como acontece nos resultados em LES (Figura 4.22) e nos resultados com LAD=0,4. Como já referido anteriormente, esta diferença advém possivelmente da ausência de um gradiente fixo de pressão, que se reflete num perfil de velocidade do escoamento um pouco diferente.

Rácio de *speed-up*

Na figura 4.24, são apresentados os rácios de *speed-up* relativamente ao estado de fundo (U_b) em comparação com os resultados em LES. Acima da floresta os resultados são idênticos

aos resultados da secção anterior. Pelo contrário, dentro da floresta surgiram zonas de maior intensidade que se aproximam aos resultados de Patton and Katul (2009). Ainda assim, o intervalo de valores apresentados dentro da floresta fica um pouco aquém do que é apresentado pelos resultados em LES.

Perturbações de velocidade

Na figura 4.24, são apresentados os resultados relativos às variações espaciais na velocidade do escoamento, $\Delta u(x,z)$ e as variâncias, $\Delta\sigma_u^2(x,z)$ e $\Delta\sigma_w^2(x,z)$. Nas figuras 4.25 e 4.26 são apresentados os mesmos resultados mas em comparação com Patton and Katul (2009) relativamente a cada caso de floresta.

Relativamente à diferença de velocidade de escoamento Δu , não existem diferenças notáveis comparativamente aos resultados apresentados anteriormente. Dentro da floresta, para o caso de floresta dispersa continuam a aparecer zonas de valores elevados no topo das colinas, como acontece nos resultados em LES. Para o caso de floresta densa e semelhante ao que acontece anteriormente, são observados valores de menor intensidade no topo das colinas.

As diferenças relativas às variâncias $\Delta\sigma_u^2(x,z)$ e $\Delta\sigma_w^2(x,z)$, demonstram o que já teria sido verificado anteriormente, não se observando similaridades com os resultados em LES. Os valores de maior intensidade apresentados nos resultados de Patton and Katul (2009) continuam a não aparecer. Para o caso de floresta dispersa, mantém-se os valores mínimos que aparecem na descida das colinas contrariamente aos resultados em LES. No caso de floresta densa, a diferença $\Delta\sigma_w^2(x,z)$ dentro da floresta mantém a sua similaridade com os mínimos apresentados nos resultados em LES, estando estes em fase.

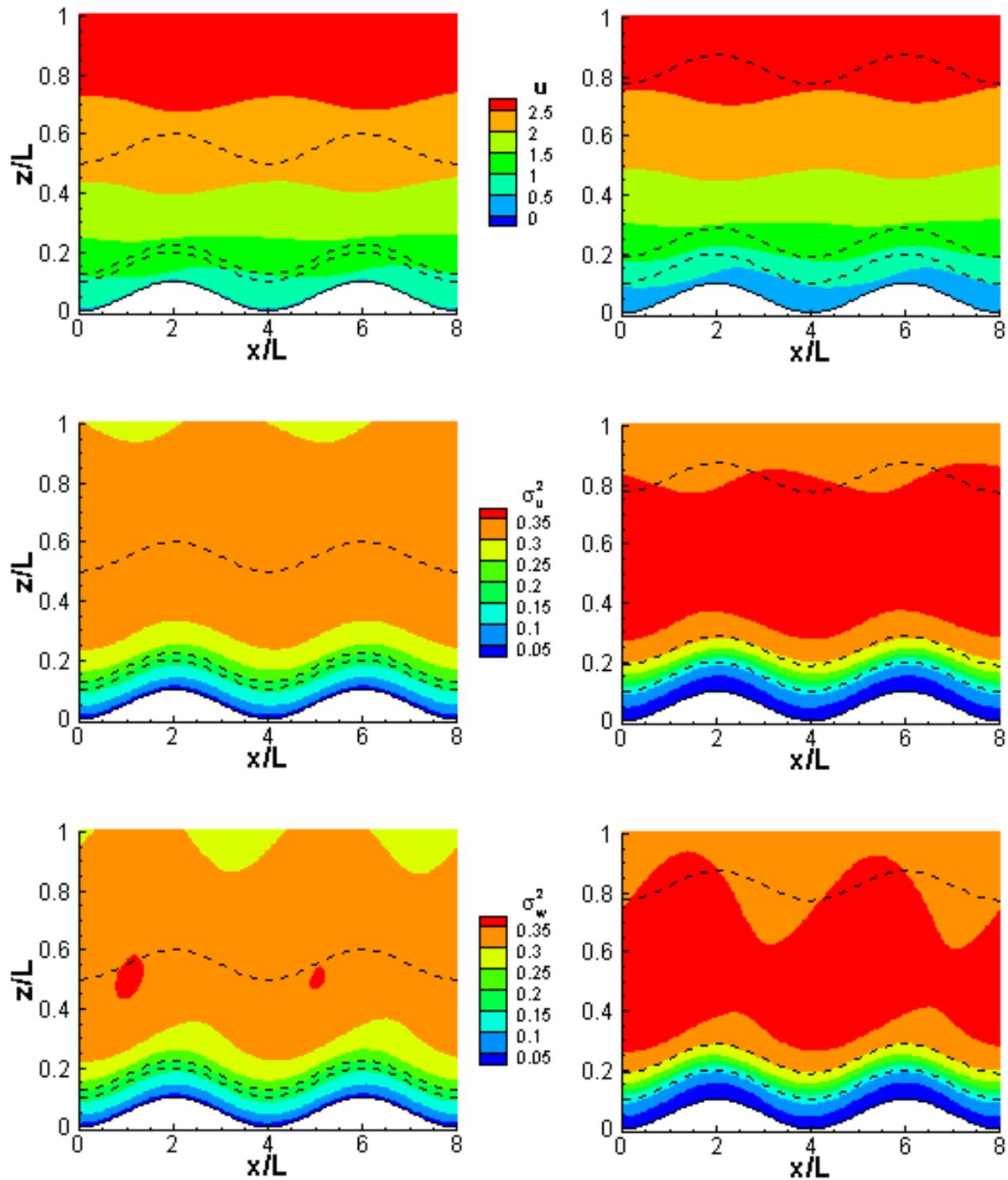


Figura 4.20: Variação espacial para os casos de **floresta dispersa** (à esquerda) e **floresta densa** (à direita). Painéis de cima são referentes à velocidade do escoamento (ms^{-1}), no meio a variância de velocidade longitudinal e em baixo a variância de velocidade vertical. As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média.

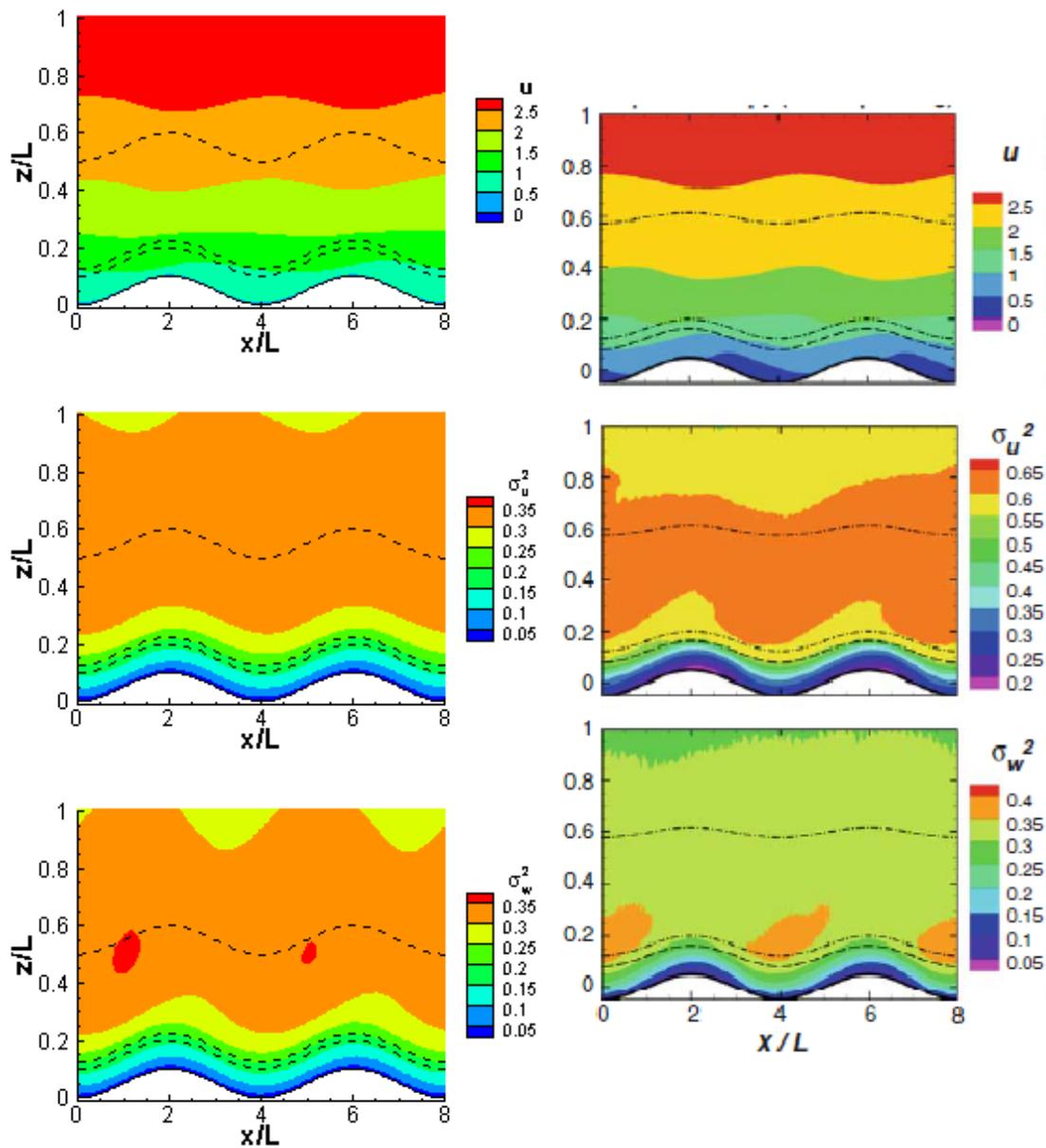


Figura 4.21: O mesmo que na figura 4.20 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta dispersa.

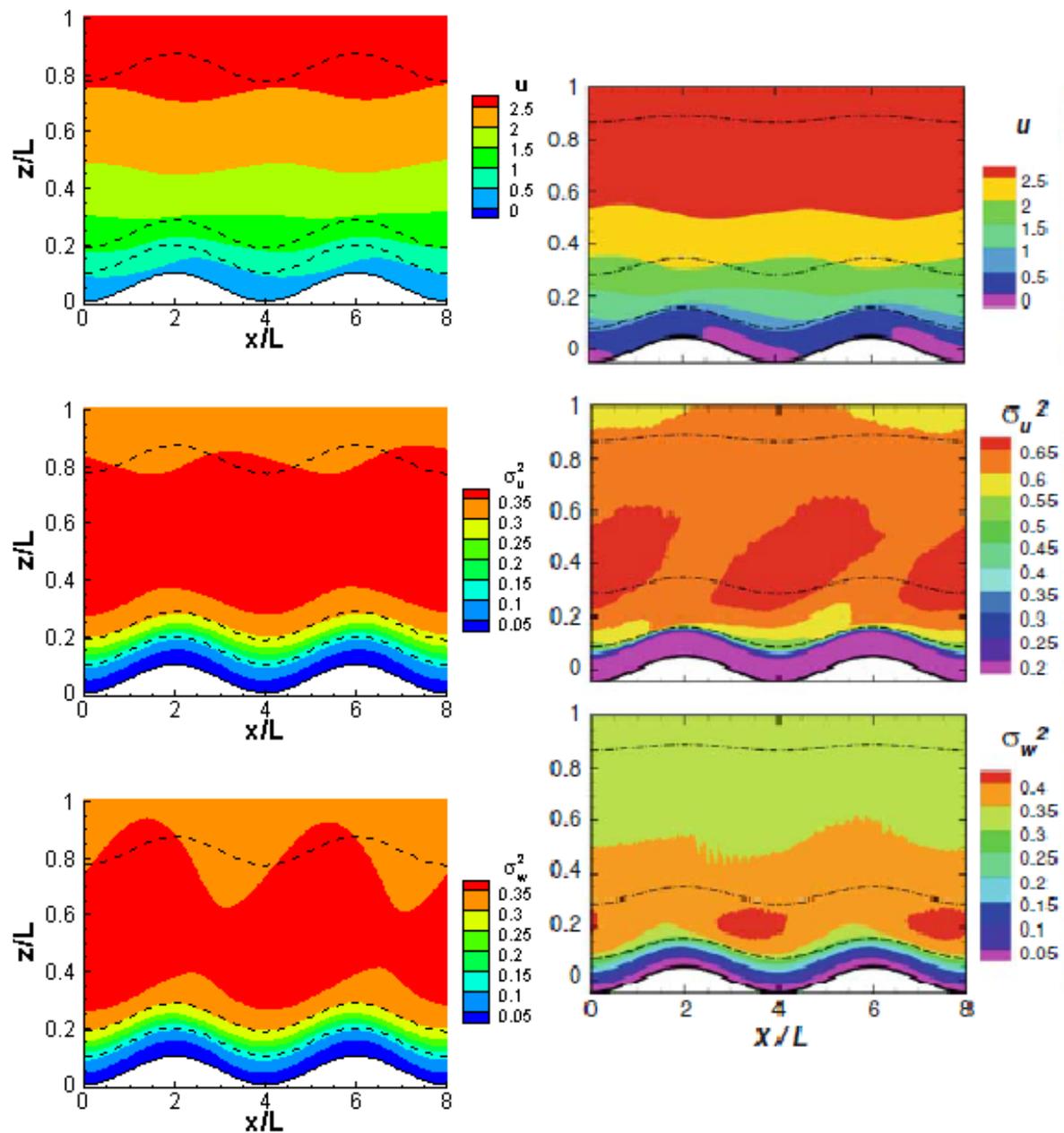


Figura 4.22: O mesmo que na figura 4.20 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da **floresta densa**.

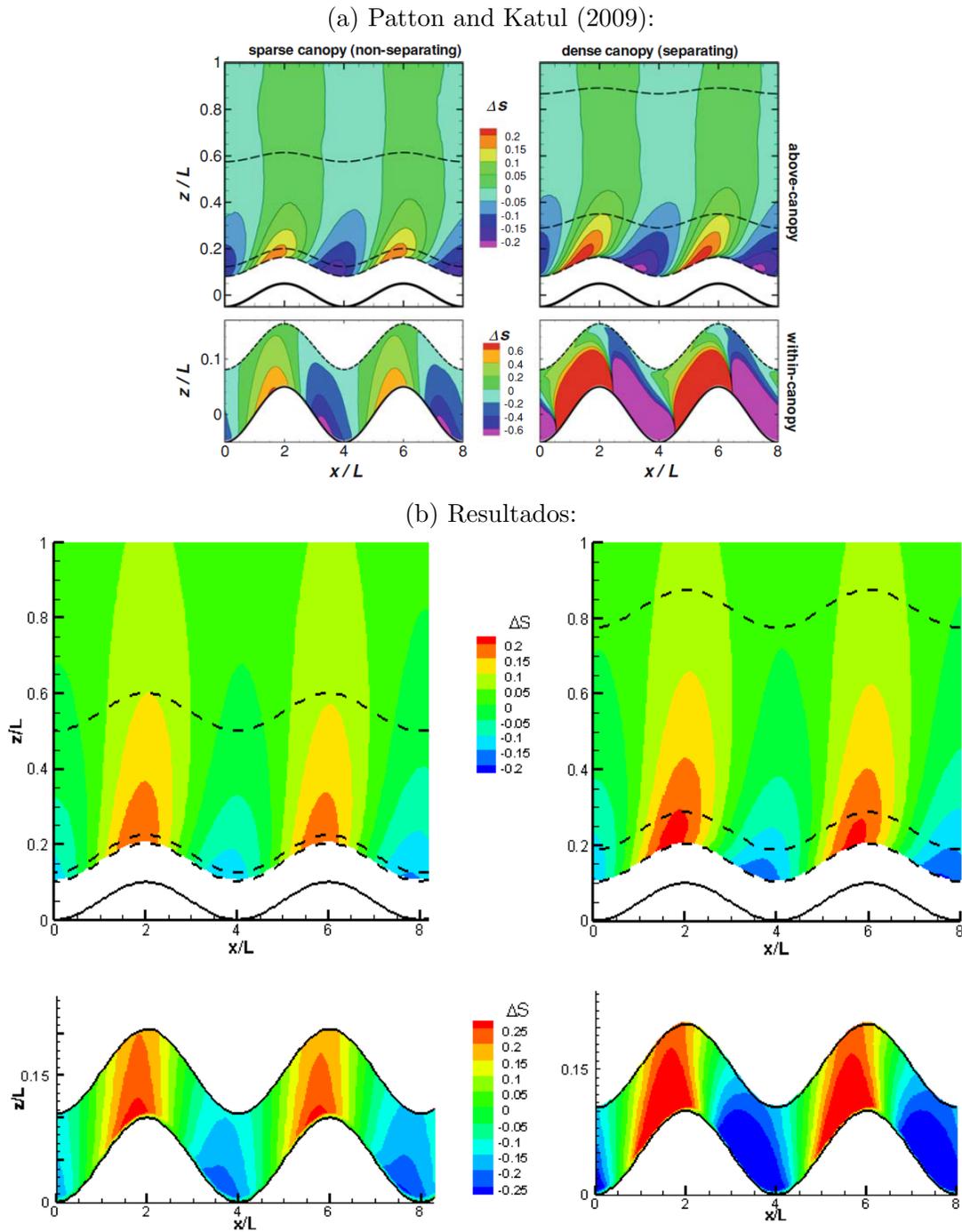


Figura 4.23: Variação espacial do rácio de aceleração acima e dentro da floresta para o caso com **floresta dispersa** (esquerda) e **floresta densa** (direita). As linhas a tracejado representam o topo da floresta, a camada interna e a camada média. (a) Resultado experimental de Patton and Katul (2009) (b) Resultado deste trabalho.

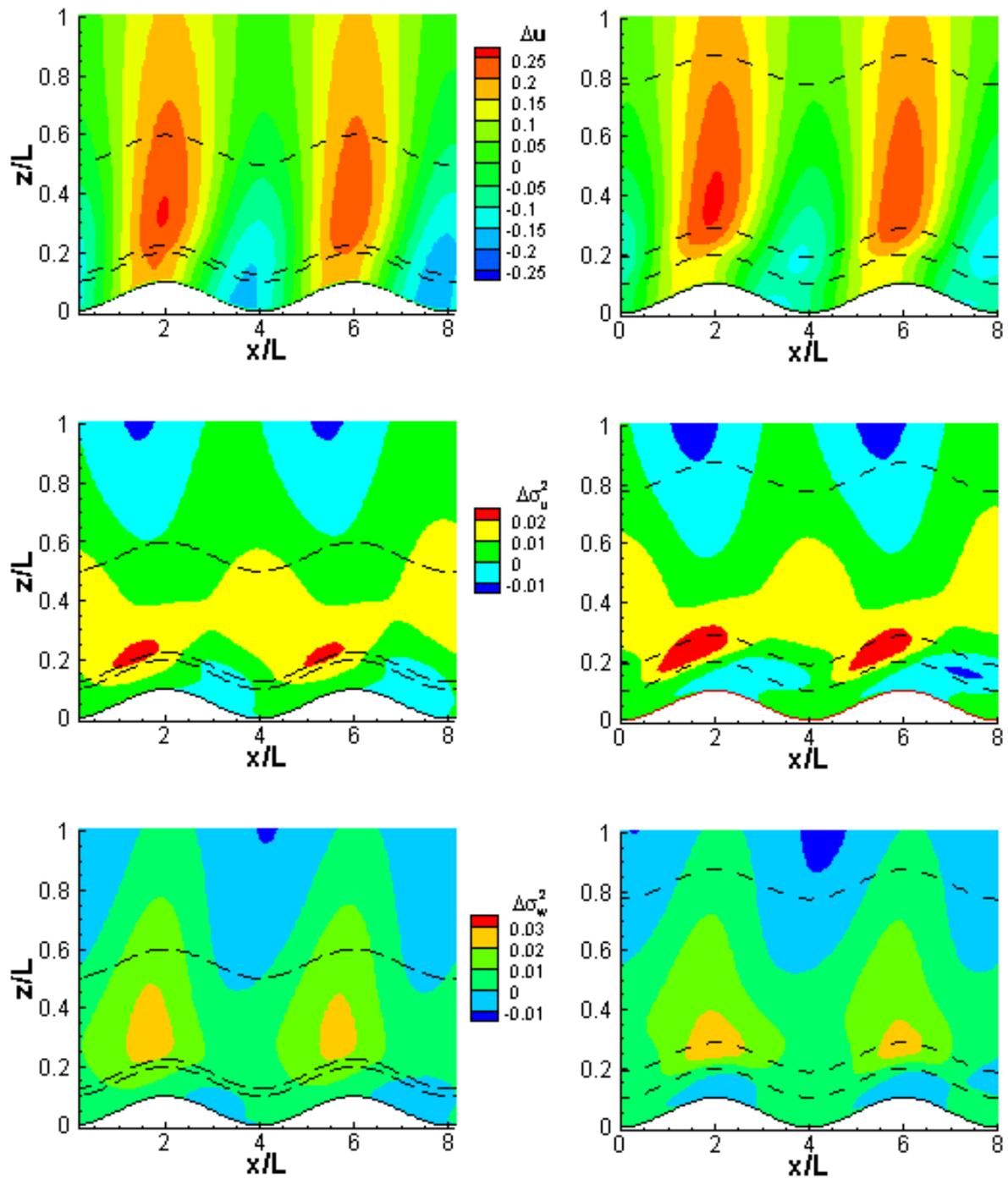


Figura 4.24: O mesmo que na figura 4.13 mas para as perturbações induzidas pela colina relativamente ao estado de fundo.

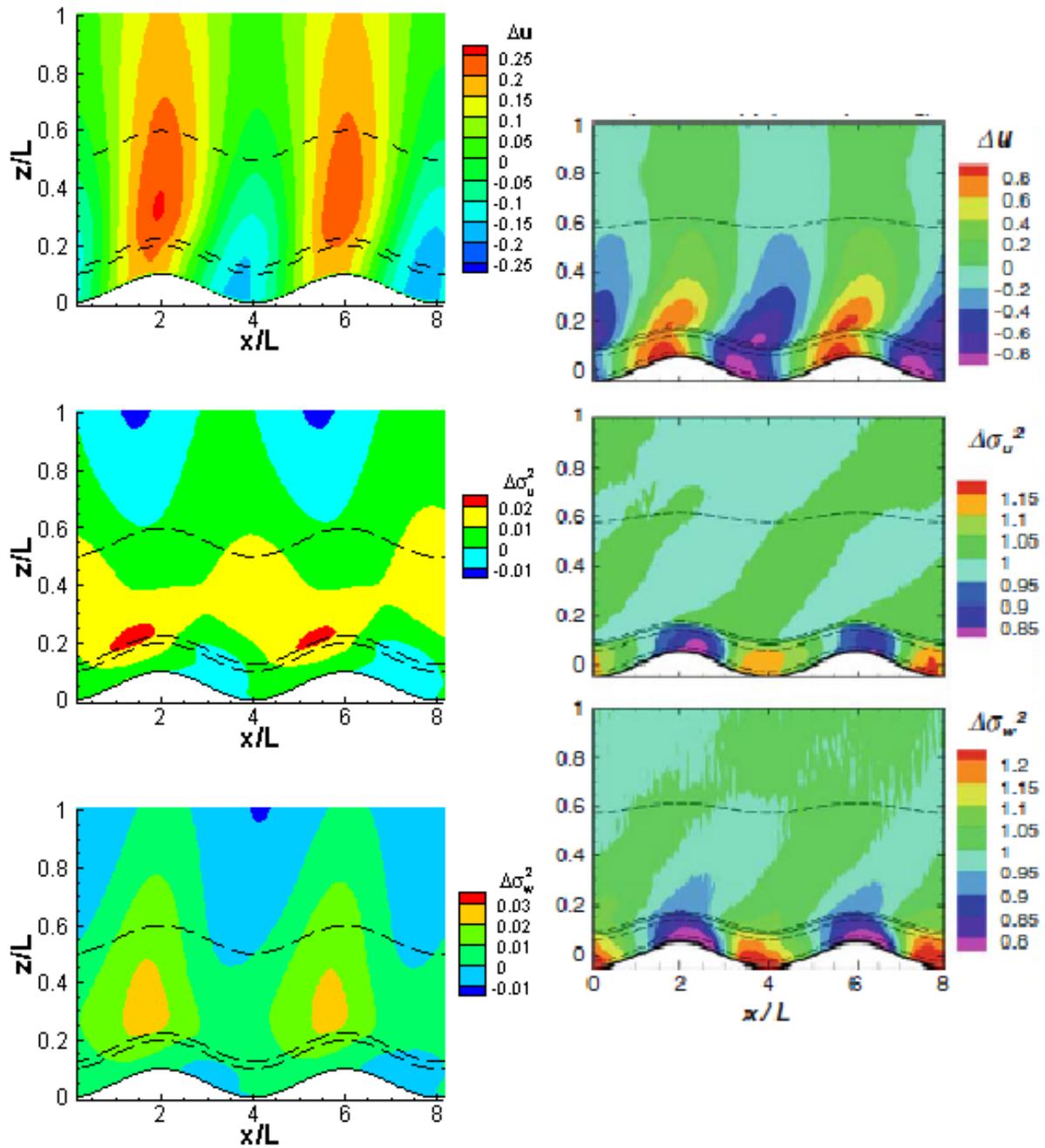


Figura 4.25: O mesmo que na figura 4.24 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da floresta dispersa.

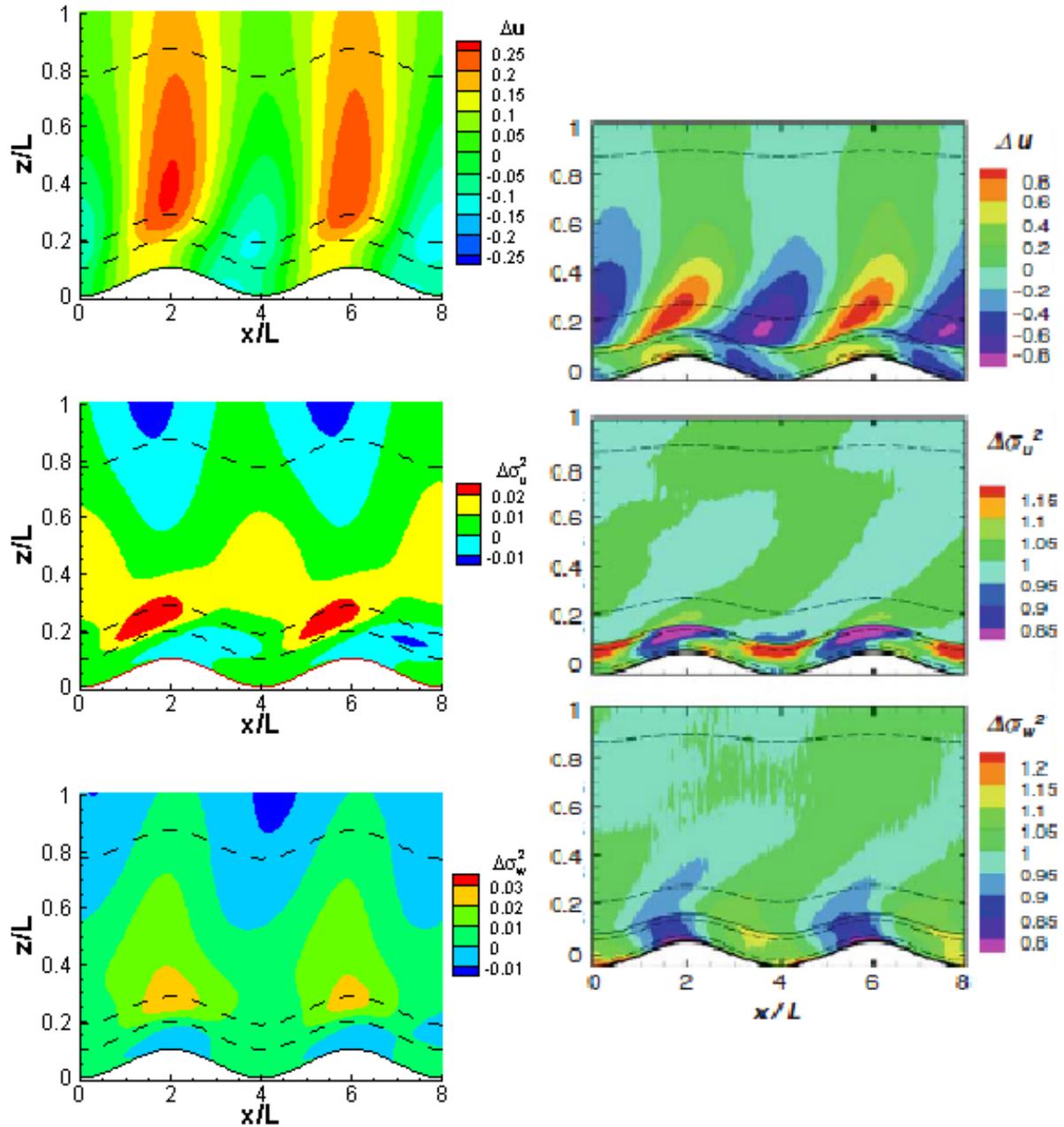


Figura 4.26: O mesmo que na figura 4.24 mas em comparação com Patton and Katul (2009), para o caso da **floresta densa**.

Capítulo 5

Conclusões e Trabalho Futuro

5.1 Conclusões

Neste trabalho, foram desenvolvidos procedimentos para simular escoamentos atmosféricos ao longo de uma topografia com colinas suaves cobertas com diferentes densidades de floresta utilizando o software *Windie*. Estes procedimentos foram desenvolvidos com base no trabalho experimental de Poggi and Katul (2008) e no trabalho desenvolvido através do modelo LES de Patton and Katul (2009). O principal propósito foi uma comparação de resultados de forma a avaliar de que forma o modelo de floresta desenvolvido em Lopes da Costa (2007) consegue fazer uma boa representação destes escoamentos atmosféricos.

Os resultados da variação de velocidade sobre colinas suaves com e sem florestação apresentados na secção 4.2, demonstraram que o *Windie* faz uma boa representação no que diz respeito ao comportamento da variação de velocidade Δu comparativamente aos resultados experimentais. Na comparação de resultados experimentais e calculados, foi também avaliada a sensibilidade para diferentes densidades de floresta.

O comportamento de recirculação observado em Poggi and Katul (2008) só foi possível obter forçando valores de densidade de floresta, que terá como possível causa a ausência de um gradiente de pressão nas simulações efetuadas, ficando em dúvida o desempenho do modelo de floresta relativamente à apresentação deste fenómeno.

Apesar da utilização do parâmetro $C_\mu = 0,09$, referenciado por alguns autores como mais adequado para escoamentos genéricos não atmosféricos (que é o caso do trabalho de Poggi and Katul (2008)), nenhum benefício foi encontrado com a sua implementação.

Relativamente aos resultados da variância σ_u^2 e σ_w^2 , estes apresentam algumas discrepâncias ou desfasamento em alguns casos, que pensamos se dever a termos extraído estas grandezas dos resultados em RaNS (*Windie*), presumindo um estado de isotropia da turbulência no escoamento, que dificilmente se verificará na prática.

Na secção 4.3.1 foram apresentados resultados relativos a perturbações de velocidade induzidas por colinas suaves com floresta dispersa e densa, utilizando os resultados de Patton and Katul (2009) como termo de comparação. Foi também efetuada uma análise de sensibilidade para uma densidade de floresta superior.

No que diz respeito aos resultados de variação espacial do escoamento, estes enquadram-se globalmente com os resultados em LES. A velocidade do escoamento no caso com floresta densa evidencia uma discrepância ao nível da zona de recirculação a jusante da colina que pensamos se dever à ausência de um gradiente de pressão fixo nas nossas simulações. Pensamos que também por este motivo, é também perceptível um desenvolvimento diferente da velocidade do escoamento ao longo da altura.

O calculo das variância σ_u^2 e σ_w^2 foi novamente obtido considerando um estado de isotropia. Embora o intervalo de valores não seja o mesmo, os resultados apresentam alguma similaridade nas zonas de valores máximos e mínimos.

Os resultados do rácio de *speed-up* demonstraram uma boa aproximação com os resultado em LES tanto acima da floresta como dentro. Acima da floresta as regiões de *speed-up* positiva atingiram altura maiores enquanto que pelo contrário as regiões de *speed-up* negativa apresentaram dimensões menores. Dentro da floresta, embora o comportamento seja bastante similar, o intervalo de valores apresentado foi muito inferior e de menor extensão ao longo das colinas.

Tal como aconteceu para o rácio de *speed-up*, no caso dos valores de Δu para as perturbações induzidas pela colina, são observadas regiões de maior extensão ao nível da altura e com intervalos de valores inferiores. A jusante da colina os intervalos de velocidade tem um comportamento contrário. Dentro da floresta é perceptível a menor intensidade de valores para o caso com floresta densa comparativamente ao caso de floresta dispersa tal como é apresentado nos resultados em LES.

Na secção 4.3.2 foram apresentados os mesmos resultados mas para uma densidade superior. Após uma breve análise, foi perceptível que estes não tiveram o efeito pretendido,

pelo que não foi observado nenhuma velocidade negativa a jusante das colinas embora a densidade de floresta seja bastante superior. Os resultados do *speed-up* apresentam uma amplitude maior, aproximando-se dos resultados em LES dentro da floresta.

Resumindo, concluímos que o software *Windie*, utilizando modelos de floresta para simulações em RaNS (modelo de turbulência $\kappa - \varepsilon$) tem um desempenho aceitável na modelação de escoamentos sobre colinas florestadas, nomeadamente nos resultados dos campos de velocidades. Relativamente à modelação das grandezas associadas à energia cinética turbulenta, as limitações são evidentes, embora expectáveis dadas as características das simulações RaNS, em que a modelação dos fenómenos turbulentos é muito simplificada comparando com outro tipo de simulações (LES ou DNS).

5.2 Trabalho Futuro

Entre os temas abordados neste trabalho, de seguida são apresentadas sugestões com vista num trabalho futuro, sempre com a intenção de avaliar o desempenho do modelo de floresta do software *Windie*.

- (i) Realizar novas simulações em que as condições de fronteira sejam mais próximas das utilizadas nos trabalhos que serviram de base de comparação, nomeadamente na utilização de um gradiente de pressão fixo no domínio como “motor” do escoamento (e não através da imposição de um caudal fixo).
- (ii) É de interesse a continuação deste trabalho utilizando o modelo LES, disponível no software *Windie*, para um melhor aprofundamento de compreensão deste tipo de escoamentos.
- (iii) Na fase final deste trabalho constatamos que no nosso trabalho as diversas grandezas foram tratadas considerando um referencial cartesiano ortogonal standard, enquanto nos trabalhos de Poggi and Katul (2008) e Patton and Katul (2009) foram usados referenciais deformados de forma a que os referenciais x e z acompanhassem a forma das colinas. Dado que a ondulação das colinas é suave, pensamos que os efeitos desta discrepância no tratamento dos dados serão muito pequenos. Para além disso, uma vez que obrigaria a um muito extenso trabalho de pós-processamento de dados e dada a limitação de tempo existente para a conclusão deste trabalho optamos por apresentar os resultados desta forma. Posteriores abordagens deste assunto, poderão

passar pela revisão destes resultados, transpondo-os para referenciais semelhantes aos utilizados por Poggi and Katul (2008) e Patton and Katul (2009).

Bibliografia

- André Bakker. <http://www.bakker.org/dartmouth06/engs150/10-rans.pdf>, 2002.
- SE Belcher, N Jerram, and JCR Hunt. Adjustment of a turbulent boundary layer to a canopy of roughness elements. *Journal of Fluid Mechanics*, 488:369–398, 2003.
- Cian James Desmond, Simon J Watson, Sandrine Aubrun, Sergio Avila, Philip Hancock, and Adam Sayer. A study on the inclusion of forest canopy morphology data in numerical simulations for the purpose of wind resource assessment. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 126:24–37, 2014.
- F.A.Castro. *Métodos numéricos para a simulação de escoamentos atmosféricos sobre topografia complexa*. PhD thesis, Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 1997.
- J. J. Finnigan and S. E. Belcher. Flow over a hill covered with a plant canopy. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596):1–29, 2004. ISSN 1477-870X. doi: 10.1256/qj.02.177. URL <http://dx.doi.org/10.1256/qj.02.177>.
- John Finnigan. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32(1): 519–571, 2000. doi: 10.1146/annurev.fluid.32.1.519. URL <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.32.1.519>.
- John Roy Garratt. The atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, 37(1-2): 89–134, 1994.
- SR Green. Modelling turbulent air flow in a stand of widely-spaced trees. *PHOENICS Journal Computational Fluid Dynamics and its Applications*, 5:294–312, 1992.
- BB Hicks, P Hyson, and CJ Moore. A study of eddy fluxes over a forest. *Journal of Applied Meteorology*, 14(1):58–66, 1975.

- Shiu-Yeung Hui and Anthony Crockford. Wind profiles and forests. *EWEC, Brussels*, 2008.
- JCR Hunt, S Leibovich, and KJ Richards. Turbulent shear flows over low hills. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(484):1435–1470, 1988a.
- JCR Hunt, KJ Richards, and PWM Brighton. Stably stratified shear flow over low hills. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(482):859–886, 1988b.
- PS Jackson and JCR Hunt. Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(430):929–955, 1975.
- Gabriel G Katul, Larry Mahrt, Davide Poggi, and Christophe Sanz. One-and two-equation models for canopy turbulence. *Boundary-Layer Meteorology*, 113(1):81–109, 2004.
- Brian D Landers. *Mixing Characteristics of Turbulent Twin Impinging Axisymmetric Jets at Various Impingement Angles*. PhD thesis, University of Cincinnati, 2016.
- B. E. Launder and D. B. Spalding. The numerical computation of turbulent flow. computer methods in applied mechanics and engineering. *NORTH-HOLLAND PUBLISHING COMPANY*, 1974.
- J Liu, JM Chen, TA Black, and MD Novak. E- ϵ modelling of turbulent air flow downwind of a model forest edge. *Boundary-Layer Meteorology*, 77(1):21–44, 1996.
- J. C. Lopes da Costa. *Atmospheric Flow over Forested and Non-Forested Complex Terrain*. PhD thesis, Universidade do Porto, 2007.
- Timothy R Oke. *Boundary layer climates*. Routledge, 2002.
- Edward G Patton and Gabriel G Katul. Turbulent pressure and velocity perturbations induced by gentle hills covered with sparse and dense canopies. *Boundary-layer meteorology*, 133(2):189–217, 2009.
- Davide Poggi and Gabriel G Katul. An experimental investigation of the mean momentum budget inside dense canopies on narrow gentle hilly terrain. *Agricultural and forest meteorology*, 144(1):1–13, 2007.

- Davide Poggi and Gabriel G. Katul. Turbulent intensities and velocity spectra for bare and forested gentle hills: Flume experiments. *Boundary-Layer Meteorology*, 129(1):25–46, Oct 2008. ISSN 1573-1472. doi: 10.1007/s10546-008-9308-8. URL <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-008-9308-8>.
- Davide Poggi, Gabriel Katul, John Finnigan, and Stephen E Belcher. Analytical models for the mean flow inside dense canopies on gentle hilly terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134:1095 – 1112, 07 2008.
- Paul Queney. The problem of air flow over mountains: {A} summary of theoretical studies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 29:16–26, 1948.
- M. R. Raupach. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology*, 71(1):211–216, Oct 1994. ISSN 1573-1472. doi: 10.1007/BF00709229. URL <https://doi.org/10.1007/BF00709229>.
- M R Raupach, , and A S Thom. Turbulence in and above plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13(1):97–129, 1981. doi: 10.1146/annurev.fl.13.010181.000525. URL <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.13.010181.000525>.
- Osborne Reynolds. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 186:123–164, 1895. ISSN 0264-3820. doi: 10.1098/rsta.1895.0004. URL <http://rsta.royalsocietypublishing.org/content/186/123>.
- S Roballo. Estudo do escoamento atmosférico no centro de lançamento de alcântara (cla) através de medidas de torre anemométrica e em túnel de vento. *130f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) National Institute for Space Research, São José dos Campos.[Links]*, 2007.
- Christophe Sanz. A note on $k-\epsilon$ modelling of vegetation canopy air-flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 108(1):191–197, 2003.
- RS Scorer. Theory of waves in the lee of mountains, *qj roy. meteor. soc.*, 75, 41–56, 1949.

- Andrey Sogachev. A note on two-equation closure modelling of canopy flow. *Boundary-Layer Meteorology*, 130(3):423–435, Mar 2009. ISSN 1573-1472. doi: 10.1007/s10546-008-9346-2. URL <https://doi.org/10.1007/s10546-008-9346-2>.
- Andrey Sogachev and Oleg Panferov. Modification of two-equation models to account for plant drag. *Boundary-Layer Meteorology*, 121(2):229–266, 2006.
- Roland B Stull. *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media, 1988.
- Urban Svensson and Kenneth Häggkvist. A two-equation turbulence model for canopy flows. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 35:201 – 211, 1990. ISSN 0167-6105. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0167-6105\(90\)90216-Y](http://dx.doi.org/10.1016/0167-6105(90)90216-Y). URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/016761059090216Y>.
- A Verhoef, KG McNaughton, and AFG Jacobs. A parameterization of momentum roughness length and displacement height for a wide range of canopy densities. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 1(1):81–91, 1997.
- Weiguo Wang and Chuixiang Yi. A new nonlinear analytical model for canopy flow over a forested hill. *Theoretical and applied climatology*, 109(3-4):549–563, 2012.
- Chuixiang Yi. Momentum transfer within canopies. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):262–275, 2008.