



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.18.05.54-TDI

ANÁLISE DE TURBULÊNCIA E CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO PALM-LES

Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Gilberto
Fernando Fisch, aprovada em
26 de outubro de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KEBABL>>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
(CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.18.05.54-TDI

ANÁLISE DE TURBULÊNCIA E CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO PALM-LES

Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Gilberto
Fernando Fisch, aprovada em
26 de outubro de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KEBABL>>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Neves, Theomar Trindade de Araújo Tiburtino.

N414a Análise de turbulência e convecção na Amazônia utilizando o modelo palm-les / Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves. – São José dos Campos : INPE, 2015.
xxvi + 131 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.18.05.54-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.
Orientador : Dr. Gilberto Fernando Fisch.

1. Amazônia. 2. Convecção. 3. Turbulência. 4. LES. I.Título.

CDU 551.511.61(811)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Theomar Trindade de Araújo Tiburtino Neves**

Título: "ANÁLISE DE TURBULÊNCIA E CONVECÇÃO NA AMAZÔNIA UTILIZANDO O MODELO PALM-LES"

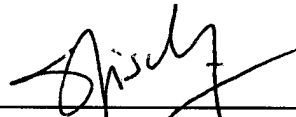
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. Luiz Augusto Toledo Machado



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gilberto Fernando Fisch



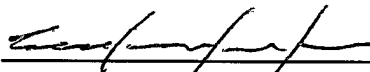
Orientador(a) / IAE/DCTA / SJCampos - SP

Dr. Carlos Afonso Nobre



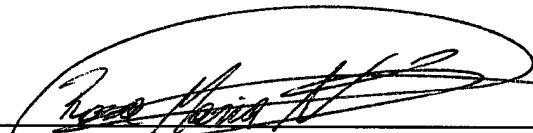
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Rosa Maria Nascimento dos Santos



Convidado(a) / UEA / Manaus - AM

Dr. Roberto Fernando da Fonseca Lyra



Convidado(a) / UFAL / Maceió - AL

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 26 de Outubro de 2015

“Dificuldades vem e vão, mas o que importa é o que aprendemos com elas”.

Theomar Trindade

A meus pais Hortegami e Gírliane e a meus irmãos Tácito e Nívea.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente devo agradecer a Deus por tamanha oportunidade e benção, assim como a virgem Maria que sempre esteve me guardando com seu manto e orações.

Agradeço às instituições de fomento CNPq (140940/2014-6) e CAPES que me forneceram incentivos para a realização deste trabalho com o fornecimento de bolsas de estudo, assim como ao INCT Mudanças Climáticas, que possibilitou minha ida para Alemanha com uma bolsa sandwich na Universidade de Leibniz através do programa Ciências sem Fronteira (241757/2012-6). Também sou grato pelos auxílios da PGMET, através do PROEX, para participação de trabalhos de campo/eventos, os quais enriqueceram este trabalho de forma significativa.

Agradeço a todos que estiveram presentes em minha vida durante a produção desta tese, desde aqueles que com muita paciência e motivação me auxiliaram com instruções significativas e com muito incentivo de crescimento pessoal e profissional, como meu orientador do Brasil, Prof. Dr. Gilberto Fisch, e da Alemanha, Prof. Dr. Sigfried Raasch, assim como aqueles que dedicaram seu tempo a me fornecer conhecimentos valiosos como os profs. da meteorologia do INPE. Aos amigos, que conquistei e estiveram presentes durante toda a duração do doutorado como Aline Bilhalva, Eduardo Pereira, Fernando Oliveira, Jessica Silva, Felipe Marques, Fernanda Batista, Francisco Lopes, Regla Dudit, Sergio Santos, alunos do IMUK, entre outros que me motivaram para realização deste trabalho.

Agradeço também àqueles que não estiveram presentes fisicamente, mas me motivaram a ter força e garra de continuar e terminar minha tese, como Hortogami (meu pai), Girliane (minha mãe), Tácito, Nívea, minhas avós Edilsa e Ridete, tios, primos, todos da minha família, pois foram meu principal apoio. A todos que em meus momentos difíceis me aturaram, eu os guardarei sempre em meu coração.

Por fim, uma pessoa que sempre esteve presente em meus pensamentos, por ter sido um marco em minha vida de integridade e dedicação, meu avô Deda.

RESUMO

Este trabalho analisa as características da Camada Limite Planetária (CLP), através das análises do comportamento de fluxos turbulentos de calor, umidade e *momentum* obtidos por meio de um modelo de simulação de grandes vórtices (LES) para a camada limite convectiva (CLC), associados com condições de superfície e na zona de entranhamento. O modelo numérico PALM foi utilizado com 3 diferentes conjuntos de dados representando a estação seca (RBLE3), chuvosa (WetAMC) e um período de transição (RaCCI/LBA) com superfícies homogêneas características de pastagem e floresta na região Amazônica. Para a inicialização do modelo foram utilizados observações de perfis de radiossonda (temperatura potencial, umidade específica, componentes do vento) e de fluxos turbulentos de calor sensível e latente em superfície. Para comprovar a eficiência do modelo PALM, foram realizadas validações dos resultados obtidos utilizando-se da evolução diurna dos perfis termodinâmicos e dinâmicos. Durante a estação seca, a simulação de pastagem gerou convecção mais intensa do que a floresta e, como consequência deste maior aquecimento superficial, uma altura da CLC mais profunda. A forte convecção causa misturas efetivas da umidade, aumentando o fluxo de calor sensível e facilitando a ocorrência de maiores vórtices sobre a pastagem. Quando há uma maior disponibilidade de umidade (tanto na atmosfera quanto no solo), como no caso da floresta, o fluxo de calor latente passa a ser o principal modo de transferência de calor por turbulência, regulando o aquecimento e o crescimento da CLC. Através dos perfis de variância de temperatura e umidade, encontrou-se uma interação térmica e úmida mais profunda da ZE com a CLC sobre o sítio de floresta, ao mostrar uma maior variação da amplitude principalmente na variância de temperatura. A análise comparativa entre a razão dos fluxos de calor sensível a superfície e na zona de entranhamento apresentou um valor superior (-0,38) daquele usualmente utilizado pela literatura e diferindo também quanto a variação temporal. A altura da CLC estimada pelo método do mínimo fluxo de calor sensível do modelo foi mais eficiente nas comparações com os resultados analíticos do sítio de floresta (diferença de 340 m), enquanto para o sítio de pastagem uma maior acurácia foi obtida usando o método de estimativa da temperatura potencial (diferença de 560 m). Com respeito ao balanço de energia cinética turbulenta (ECT), o termo de produção térmica se mostrou o mais importante, enquanto que no período chuvoso, a produção mecânica ocorreu com baixa intensidade devido a ventos mais calmos. Os processos físicos em superfície (transporte turbulento) chegaram a produzir até 3 vezes mais mistura na extensão inferior da CLC do que na superior da mesma. Como um estudo de caso, foi realizada uma simulação heterogênea (região de floresta e pastagem juntas) com dados representativos da estação seca, e foi observado que os valores de máximo fluxo de calor latente foram maiores do que aqueles obtidos nos casos homogêneos. A convecção mais intensa produzida pela pastagem, associada a uma maior disponibilidade de umidade da floresta juntamente com uma possível circulação secundária, provocaram esse maior fluxo. A razão dos fluxos de calor sensível à superfície e na zona de entranhamento sobre a heterogeneidade resultou em uma razão de -0,48, ao passo que o balanço de ECT apresenta características bem semelhantes ao sítio homogêneo de floresta.

TURBULENCE AND CONVECTION ANALYSES IN AMAZÔNIA USING THE PALM-LES MODEL

ABSTRACT

This thesis analyzes Planetary Boundary Layer (PBL) features by analyzing the behavior of turbulent heat, moisture and *momentum* fluxes obtained through a large eddies simulation (LES) model for the convective boundary layer (CBL) associated with surface conditions and the entrainment zone (EZ). The PALM numerical model was used with three different datasets representing the dry (RBLE3) and rainy (WETAMC) seasons and a transitional period (RaCCI / LBA) with homogeneous pasture and forest surfaces characteristics in the Amazon region. For initialization of the model, observations of radiosonde profiles (potential temperature, specific humidity, wind components) and surface sensible and latent turbulent heat fluxes were used. To prove the PALM model efficiency, validations were carried out for the results obtained using the diurnal evolution of thermodynamic and dynamic profiles. During the dry season, pasture simulation generated more intense convection than the forest and as a consequence of this greater surface warming, a deeper CLC height was formed. The strong convection causes effective moisture mixtures, increasing the sensible heat flux and facilitating the occurrence of major eddies on the pasture. When there is a greater availability of moisture (both in atmosphere and surface), as in the case of the forest, the latent heat flux becomes the main turbulent heat transfer mode, regulating the heating and the CLC growth. Through the temperature and humidity variance profiles, a deeper thermal and moisture interaction of the EZ with the CLC on the forest site was found by showing greater amplitude variation mainly in temperature variance. The comparative analysis of the ratio of surface and entrainment zone sensible heat fluxes presented a higher value (-0.38) than the one usually used in the literature and also differing the temporal variation. The CLC height estimated by the method of the minimum sensible heat flux of the model was more efficient in comparison with the analytical results of the forest site (difference of 340 m), while for pasture site an improved accuracy was achieved using the method of potential temperature (difference of 560 m). Regarding the turbulent kinetic energy (TKE) budget, the thermal output term proved to be the most important, while in the rainy season, the mechanical production occurred with low intensities because of calm winds. Physical processes in surface (turbulent transport) produced up to 3 times more mixing in the lower extension of the CLC than the upper extension. As a case study, was performed a heterogeneous simulation (forest and pasture region together) with data representative of a dry season. It was observed that the maximum latent heat flux values were higher than those found in homogeneous cases. The most intense convection produced by pasture, associated with an increased availability of forest moisture along with a possible secondary circulation, caused this increased flux. The ratio of the surface and EZ sensible heat flux in heterogeneity resulted in a ratio of 0.48, while the TKE budget show characteristics very similar to the homogeneous forest site.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Esquemas da Camada Limite Atmosférica sendo (a) um padrão teórico montado por Stull (1988) e (b) alturas observadas sobre uma região de pastagem na Amazônia durante o experimento LBA/RACCI 2002.	16
Figura 2.2: Representação esquemática dos fluxos na CLC e os perfis verticais associados da densidade do fluxo de calor sensível (QH) e temperatura potencial (θ) dentro da CM de comprimento h^*	17
Figura 2.3: Precipitação climatológica do estado de Rondônia (a) e ciclo anual de convecção em ciclo anual de convecção em termos de histograma da climatologia da Radiação de Baixa Fração (b) para 11°S, 55°W.	21
Figura 3.1: Mapa do estado de Rondônia com localização dos sítios experimentais.....	25
Figura 3.2: Mapa contendo todos os tipos de superfície (a) e o resultado da conversão (b) para somente floresta e pastagem.	30
Figura 3.3: Esquema de fronteira cíclica.	31
Figura 3.4: Perfis iniciais das 0800 HL observados (pontilhado) e simulado (contínuo) para o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.....	33
Figura 3.5: Série temporal de fluxo de calor latente e sensível observados (pontilhado) e simulado (contínuo), para o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.	33
Figura 3.6: Perfis iniciais das 0800 HL observados (pontilhado) e simulado (contínuo) para o dia 15/08 sobre a floresta durante o RBLE3. Neste caso foi adicionado uma advecção térmica.	34
Figura 3.7: Comparação entre simulação e observação para validação das saídas do modelo, o exemplo selecionado é o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.	35
Figura 3.8: Série temporal da energia cinética turbulenta.	36
Figura 4.1: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (R_n , H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento comparados com os valores médios do período seco (linha contínua) para a pastagem e floresta.....	41
Figura 4.2: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (R_n , H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento comparados com os valores médios do período chuvoso (linha contínua) para a pastagem e floresta.....	43
Figura 4.3: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (R_n , H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento em superfície dos	

dias 19/09 e 16/10 comparados com os valores médios do período de transição (linha contínua) para a pastagem e floresta.....	45
Figura 4.4: Perfis de temperatura potencial da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	48
Figura 4.5: Perfis de umidade específica da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	49
Figura 4.6: Perfis da componente zonal do vento da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	51
Figura 4.7: Perfis da componente meridional do vento da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	52
Figura 4.8: Perfis da variância de temperatura potencial da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	54
Figura 4.9: Perfis da variância de umidade específica da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	55
Figura 4.10: Perfil temporal do fluxo de calor sensível da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	58
Figura 4.11: Perfil temporal do fluxo de calor latente da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	60
Figura 4.12: Plano x-z [$y = 5,0$ km] de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	66
Figura 4.13: Plano x-z [$y = 5,0$ km] de umidade específica (em $g kg^{-1}$) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).	71
Figura 4.14: Fluxo de calor sensível na superfície (linha sólida) e ZE (linha tracejada) e a razão entre os fluxos (círculos) sobre a floresta (vermelho) e pastagem (preto) nas estações seca (a), chuvosa (b) e de transição 19/09 (c) e 16/10 (d).	75
Figura 4.15: Comparação das alturas da CLC simulados pelo método da temperatura potencial (linhas sólidas) e pelo valor mínimo do fluxo de calor sensível (linhas tracejadas) sobre a floresta (vermelho) e pastagem (verde), de alturas observadas por radiossondagem (símbolos) da floresta (círculo cheio) e pastagem (círculo cortado) para todos os períodos (seca (a), chuvosa (b), transição 19/09 (c) e 16/10 (d)).	78

Figura 4.16: Balanço adimensional de ECT. Os termos representam: produção térmica (PT), produção mecânica (PM), transporte turbulento (T) e dissipação (D).	82
Figura 4.17: Perfis de temperatura potencial (a), umidade específica (b) e velocidade de vento zonal (c) e meridional (d) para a simulação heterogênea.	84
Figura 4.18: Perfis normalizados das variâncias de temperatura potencial (a) e de umidade específica (b) para a simulação heterogênea.....	85
Figura 4.19: Perfil temporal do valor médio horizontal dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b) para a simulação heterogênea.....	86
Figura 4.20: Plano x-z [$y = 10,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente no caso heterogêneo.	87
Figura 4.21: Plano x-z [$y = 10,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em $g kg^{-1}$) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente no caso heterogêneo.	89
Figura 4.22: Fluxo de calor sensível na superfície (linha sólida) e ZE (linha tracejada) e a razão entre os fluxos (círculos) para a simulação heterogênea.....	90
Figura 4.23: Balanço adimensional de ECT. Os termos representam: produção térmica (preto), produção mecânica (azul), transporte turbulento (verde) e dissipação (vermelho).	91

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Tipos de superfície distribuídas na área total.	30
Tabela 3.2: Comparações estatísticas, BIAS e REMQ, entre espaçamento de grade de 25 e 50 m.	32
Tabela 4.1: Altura da CLC calculada pela temperatura potencial (cinza escuro – z_i _dia) e pelo fluxo de calor sensível (cinza claro – z_{iw} _dia), e observada (Z_{io} _dia) para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca, chuvosa e transição.	77

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE	Experimento da Camada Limite Atmosférica
ABRACOS	Estudo Anglo-Brasileiro de Observações do Clima da Amazônia
ATTO	Observatório Amazônico de Torre Alta
ARME	Experimento Micrometeorológico de Pesquisa na Amazônia
CFD	Dinâmica de Fluidos Computacionais
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLAIRE 2012	Experimento Aéreo de Cooperação Regional 2012
CLC	Camada Limite Convectiva
CLE	Camada Limite Estável
CLN	Camada Limite Noturna
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Camada de Mistura
CR	Camara Residual
DNS	Simulação Numérica Direta
GoAMAZON	Observações e Modelagens do Oceano Verde Amazônico
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LBA	Large Scale-Biosphere Atmosphere
LES	Simulação de Grandes Vórtices
MCGAs	Modelos Climáticos Globais Atmosféricos
OSU-CAPS	Universidade Estadual do Oregon – Modelo Acoplado da Camada Limite-Planta-Solo
PALM	Modelo de Simulação de Grandes Vórtices Paralelizado
RaCCI	Radiation, Cloud and Climate Interactions
RANS	Média de Reynolds Navier-Stokes
RBLE	Experimento da Camada Limite de Rondônia
RO	Rondônia
SIB	Molelo simplificado da Biosfera
TRMM	Missão de Medidas da Chuva Tropical
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WetAMC	Campanha de Mesoescala da Atmosfera da Estação Chuvosa
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZE	Zona de Entranhamento

LISTA DE SÍMBOLOS

θ	Temperatura potencial, K
q	Umidade específica, $g\ kg^{-1}$
Z_i	Altura da CLC, m
u, v, w	Componentes do vento (zonal, meridional e vertical), $m\ s^{-1}$
x, y, z	Coordenadas cartesianas, m
$Q_H, H, \overline{w'\theta'}$	Fluxo de calor sensível, $W\ m^{-2}$
$Q_{LE}, LE, \overline{w'q'}$	Fluxo de calor latente, $W\ m^{-2}$
u_*	Velocidade de fricção, $m\ s^{-1}$
g	Aceleração da gravidade, $m\ s^{-2}$
f	Parâmetro de Coriolis, $m\ s^{-2}$
ρ	Densidade do ar, $kg\ m^{-3}$
u_g	Vento geostrófico, $m\ s^{-1}$
ql	Razão de mistura da água líquida, $g\ kg^{-1}$
L_e	Calor latente de evaporação, $kJ\ kg^{-1}$
c_p	Calor específico, $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$
ρ	Densidade do ar, $kg\ m^{-3}$
CAPE	Energia Potencial disponível para Convecção, $J\ kg^{-1}$
$\sigma_{\theta_{hi}}^2$	Variância de temperatura potencial, K^2
$\sigma_{q_{hi}}^2$	Variância de umidade específica, $g^2\ kg^{-2}$
$R_{\overline{w'\theta'}}$	Razão do fluxo de calor sensível ZE/superfície, Adimensional
e	Energia Cinética Turbulenta, $m^2\ s^{-2}$
ε ou D	Taxa de dissipação, $m^2\ s^{-3}$
PT	Produção térmica ou empuxo, $m^2\ s^{-3}$
PM	Produção mecânica, $m^2\ s^{-3}$
T	Transporte turbulento, $m^2\ s^{-3}$
w_*	Escala da velocidade convectiva, $m^3\ s^{-3}$

SUMARIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1	Turbulência	7
2.2	Dinâmica de Fluidos Computacional.....	9
2.3	Modelagem Numérica dos Fluxos Turbulentos.....	10
2.4	Modelagem de LES	12
2.5	Convecção atmosférica	14
2.6	Camada Limite Convectiva	14
2.7	Camada Limite Amazônica	17
2.8	Climatologia da Região	20
2.9	Estudos recentes das características abordadas neste trabalho: LES e heterogeneidade.....	22
3	MATERIAIS E METODOS	25
3.1	Sítios Experimentais	25
3.2	O Modelo de LES	27
3.2.1	Parâmetros de inicialização do modelo	29
3.2.2	Escolha do espaçamento de grade	31
3.2.3	Dados de inicialização do modelo	32
3.2.4	Validação	34
3.2.5	<i>Spin-up</i>	35
3.3	Balanço da Energia Cinética Turbulenta	36
4	RESULTADOS	39
4.1	Análises observacionais.....	39
4.2	Análise da atmosfera: perfis termodinâmicos (pt, q), dinâmicos (u, v), escalas características ($\sigma\theta_{hi2}$, σq_{hi2}) e fluxos turbulentos ($w'\theta'$, $w'q'$)	45
4.3	Análise do fluxo de entrada de energia na ZE.....	72
4.4	Análise da altura da CLC (Zi_{pt} , Zi_{wpt} , Zi_{obs}).....	76
4.5	Perfil de balanço da ECT	78
4.6	- Estudo de caso: simulação em superfície heterogênea.....	83
5	CONCLUSÃO.....	93
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

APENDICE A - VALIDAÇÃO DAS SIMULAÇÕES.....	107
APÊNDICE B - SKEW T-LOG P.....	111
APENDICE C - CORTE XZ HORÁRIO DE TEMPERATURA POTENCIAL SOBREPOSTO POR VELOCIDADE VERTICAL.....	115
APENDICE D - CORTE XZ HORÁRIO DE UMIDADE ESPECÍFICA SOBREPOSTO POR VELOCIDADE VERTICAL.....	123

1 INTRODUÇÃO

A região Amazônica, em que se localiza a maior floresta tropical úmida do planeta Terra, tem sido atualmente um dos maiores focos mundiais em pesquisas científicas devido à sua grande influência no clima. Exemplos disso são os vários experimentos que ocorrem liderados pelo LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia), o qual iniciou apenas como um experimento e se tornou um programa do governo em 2007 e já soma mais de 156 projetos de pesquisas (LBA, 2015). Dentre os vários objetivos que o LBA possui, pode-se citar: “o entendimento das alterações climáticas decorrentes das mudanças de superfície e também da formação de nuvens na região”. Recentemente, novos experimentos, tais como o ATTO - Observatório Amazônico de Torre Alta - <http://www.nature.com/news/2010/100922/full/467386a.html> (BARBOSA, 2014), o LBA-CLAIRE 2012 - Experimento Aéreo de Cooperação Regional 2012 (LIMA et al., 2013), além do GoAmazon2014 - Observações e Modelagens do Oceano Verde Amazônico - <http://campaign.arm.gov/goamazon2014/> (MACHADO et al., 2014), mostram que esse interesse mundial ainda é forte. Apesar disso, antes mesmo da existência do LBA, já havia o interesse nas observações da Amazônia, que é o caso de experimentos precursores como o ARME (Experimento Micrometeorológico de Pesquisa na Amazônia) e o RBLE/ABRACOS (Experimento de Camada Limite de Rondônia/Estudo Anglo-brasileiro de Observações do Clima da Amazônia). Fisch et al. (1998) realizaram um resumo que aborda alguns dos principais resultados científicos durante alguns desses experimentos.

Mesmo com tamanha importância climática, erros sistemáticos nas previsões de tempo ainda são observados devido à falta de conhecimentos mais profundos nos processos atmosféricos da Amazônia, principalmente quanto a substituição das florestas por áreas de pastagem. É sabido que a floresta Amazônica mantém úmido o ar que passa sobre a mesma, o que leva chuvas para áreas continentais adentro, distantes dos oceanos. Isso se dá pela capacidade inata das árvores de transferir grandes volumes de água do solo para a atmosfera através da evapotranspiração, contribuindo assim, através de jatos, como um rio aéreo para os processos locais (GASH et al., 1996), regionais (CHU et al., 1994; ELTAHIR; BRAS, 1994; BAIDYA-ROY; AVISSAR, 2002; DURIEUX et al., 2003; NEGRI et al., 2004; CHAGNON; BRAS, 2005; NOBRE, 2014)

e de escala global (SHUKLA et al., 1990; McGUFFIE et al., 1995; FEARNSIDE 1996; WERTH; AVISSAR, 2002).

Segundo Oliveira et al. (2011), até o ano de 1980, o histórico do desmatamento da região da Amazônia Legal esteve ligado às ações governamentais para a ocupação e desenvolvimento do território. Entre 1980 a 2007, o desmatamento da Amazônia brasileira chegou a 432 mil km², o que corresponde a um total de quase 15 % da sua área, valor que vem ainda crescendo demasiadamente. Essa substituição acarreta em mudanças nas características climáticas (SALATI; NOBRE, 1991, FISCH et al., 1998; SANTOS, 2005; TAVARES, 2012; NOBRE, 2014), que necessitam ser estudadas para se entender o comportamento do impacto dessas mudanças, principalmente quando associadas a parte baixa da atmosfera (no interior da Camada Limite Planetária (CLP) por exemplo).

Em trabalhos realizados por Molion (1987; 1993), observou-se que os principais causadores de precipitação nas circulações de macro e meso-escala que atuam na região Amazônica e os processos dinâmicos podem ser agrupados em três tipos:

- Convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis;
- Linhas de instabilidade originadas na costa N-NE do litoral do Atlântico;
- Aglomerados convectivos de meso e larga escala associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil e interagindo com a região Amazônica.

Salati e Nobre (1991) analisaram que os principais mecanismos para as máximas precipitações que ocorrem na região Amazônica, capazes de chegar a 5000 mm, tem ligações com características de grande escala (convergência provida pelos Andes e sistemas frontais) ou a outras forçantes de escala meso e local (levantamento do ar úmido por topografia, brisa, etc.). Mais especificamente, estes autores estimaram uma proporção de aproximadamente 50 % do total de precipitação causada pela convecção de umidade derivada da evapotranspiração da floresta. Os autores citam que a vegetação natural da região (floresta) é eficientemente capaz de reciclar o vapor d'água, enquanto que, com a sua substituição em superfície por pastagem, esse fator convectivo deixaria de ser preponderante, dando espaço as formações meteorológicas de grande escala, tal

como as linhas de instabilidade formadas por brisa marítima e carregadas pelos ventos alísios (SALATI;VOSE, 1984).

Desta maneira, pode-se notar que esta região é fortemente influenciada por convecção, possuindo os mais intensos núcleos convectivos de precipitação da América do Sul (HASTENRAH, 1997), determinando a convecção como um importante mecanismo nas variações de intensidade é posição de aquecimento da atmosfera tropical (FISCH, 1998). Segundo Horel et al. (1989), as posições de forte atividade convectiva e consequente maior ocorrência de precipitações é relacionada a sazonalidade, em que ao norte (sul) da Bacia Amazônica as chuvas mensais se desenvolvem durante o inverno (verão) austral. Posteriormente com observações de alguns campos sinóticos e dados medidos para análise de padrões de atividades convectivas, Hastenrath (1997) observou que no verão austral o centro de convecção sobre a Bacia Amazônica se desenvolve mais fortemente. Em que gradualmente do verão austral para o inverno, uma alta estabelecida sobre o oeste da Amazônia desaparece, substituindo o centro de atividade convectiva da região sudeste da Bacia Amazônica pela Zona de Convergência Intertropical sobre o Pacífico equatorial leste.

Com o avanço computacional, que ocorre de forma contínua no tempo, possibilitam-se implementações na modelagem numérica, principalmente para a área de micrometeorologia. Enquanto que esse avanço para a modelagem numérica de grande escala possibilita a inserção de novos dados e equação mais abrangentes para uma melhoria em seus resultados, outras escalas de modelagem, como, por exemplo, em Simulações de Grandes Vórtices (LES), permite que combinações de processos de meso e micro escala possam ocorrer de modo a gerar boa redução do custo computacional e análises mais definidas de fenômenos de menores escalas. E para contornar as demais limitações computacionais, surge a necessidade de empregar parametrizações nas escalas menores, necessitando cada vez mais de estudos de parametrizações de subgrade, que é o método de estimativa do comportamento dos movimentos menores que o espaçamento de grade do modelo, detalhando cada vez mais interações como das relações com os tipos de superfície. É na parametrização de subgrade que reside a maior parte das incertezas dos modelos. Atualmente, os modelos numéricos, bem como as parametrizações teóricas e os experimentos observacionais, são as principais ferramentas no entendimento da CLP (NUNES, 2008).

Modelos numéricos micrometeorológicos são ferramentas capazes de interpretar a turbulência, com a finalidade de estimar parâmetros característicos (forçantes térmicas e

dinâmicas) e dispersão de constituintes (gases e material particulado), o que os tornam muito capazes de estudar, por exemplo, os fenômenos associados a processos de convecção. Estes modelos passam por rigorosos critérios para realizar as simulações do maior número de movimentos turbulentos possíveis, já que estes possuem diversas escalas espaciais e temporais.

Decorrente de convecção profunda, as tempestades severas associadas com fortes chuvas e ventos, em geral, são importantes forçantes na formação de muitos eventos de grande impacto, tais como enchentes e deslizamentos, mas a capacidade para prever a convecção é especialmente pobre (BROWNING et al., 2007). Tais eventos são altamente localizados e ocorrem em função de distintos fatores que necessitam de modelos de previsão numérica de tempo de maior resolução (da ordem de 1km de grade) e menor espaçamento de tempo (menos de 1 hora) para representá-los. O início do processo de convecção para várias regiões já possui um conhecimento prévio (ex., BENNETT et al., 2006; sendo que na Amazônia pode-se citar BETTS et al., 2008; MACHADO et al., 2014; ADAMS et al., 2015), mas não ainda em detalhes suficientes para melhor representá-los dentro de modelos. Assim, um dos grandes esforços para a comunidade meteorológica é desenvolver um melhor entendimento de porque e quando eventos de convecções rasas e profundas ocorrem precisamente em determinados locais, para que desse modo tal conhecimento desenvolva implementações nos modelos de previsão (BROWNING et al., 2007).

Como motivação deste trabalho, pretende-se responder as seguintes questões:

- a) Como é a formação da convecção em áreas distintas (floresta, pastagem e ambiente heterogêneo) em diferentes épocas do ano (seco, transição e chuvoso)?
- b) Qual o principal meio de geração turbulenta? É o mesmo ao longo do dia?
- c) É realmente a razão entre os fluxos de superfície e ZE equivalentes e invariantes como na literatura?

Nesse sentido, este trabalho tem como objetivo geral, estudar através da modelagem numérica o comportamento de fluxos de calor, umidade e *momentum* dentro da camada limite convectiva, associados a condições de superfície e da interação com a zona de entranhamento como forçantes externas, de modo a entender como ocorre a turbulência e convecção na Amazônia. De modo mais específico, pretende-se analisar as características de células e estruturas convectivas e sua ocorrência sobre dois diferentes

tipos de superfície: pastagem (desflorestado) e outro por floresta, na região Amazônica. Como ferramenta de trabalho, será utilizado um modelo numérico de vórtice de grande escala (Large Eddy Simulation), denominado PALM – PARallelized Large-Eddy Simulation Model (Modelo de Simulação de Grandes Vórtices Paralelizado), descrito em detalhes em Raasch e Schröter (2001) e Maronga et al. (2015), o qual é designado para ótimas performances e alta escalabilidade em arquiteturas de cálculos paralelizados (RAASCH; SCHRÖTER, 2001), na realização de simulações da estrutura da atmosfera e sua associação com a superfície na formação de convecção local, à determinar quanto tempo, onde e quais as condições mais propícias para sua formação.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O conhecimento da turbulência é de fundamental importância para entender os diversos fenômenos que ocorrem na atmosfera, entre eles a convecção. Entretanto, seu estudo ainda é de grande dificuldade. Experimentos realizados em laboratórios por cientistas permitiram o conhecimento de vários conceitos que possibilitaram o desenvolvimento teórico e prático de novas noções nas dinâmicas de fluidos, como as simulações de grandes vórtices (LES).

Assim, uma explanação dos conhecimentos básicos de turbulência, conceitos de dinâmica de fluidos computacionais (CFD), modelagem de fluidos turbulentos e convecção, fazem-se necessárias para melhor entender o objetivo desta proposta. Além de serem expostos alguns trabalhos atuais de modelagem de LES.

2.1 Turbulência

Fluxos turbulentos são encontrados em quase todas as partes da natureza, assim como na atmosfera (camada limite atmosférica - CLA) e nos oceanos (a maioria das correntes), além de poder ser gerado artificialmente em laboratórios. Segundo Kundu e Cohen (2002), o estudo analítico estrito dos fluxos turbulentos não é possível, devido às suas características. Algumas características que definem os fluxos como turbulentos são:

Aleatoriedade: primeiramente deve-se observar se o fluxo possui movimentos irregulares, sendo aleatório e imprevisível, no sentido que uma pequena incerteza se amplifique após certo tempo de previsão a partir do seu tempo inicial, de modo que se torne impossível uma precisa previsão determinística de sua evolução (LESIEUR, 1987). É observado através de aproximação determinística (TENNEKES; LUMLEY, 1972). No geral, a característica turbulenta é causada pelo escoamento do fluido e não pelo material.

Não linearidade: fluxos turbulentos são altamente não lineares, que servem a dois propósitos: Primeiro, de exceder os valores críticos em alguns parâmetros de estabilidade como o número de Reynolds (Re), o número de Rayleigh (Ra) ou o inverso do número de Richardson (Ri^{-1}). Assim, os fluxos podem se tornar instáveis

desenvolvendo pequenas perturbações que crescem de modo espontâneo e perturbando ainda mais o fluido até atingir eventualmente o estado caótico. Segundo, a não linearidade de um fluxo turbulento resulta em alongamento de vórtice, um processo chave pelo qual fluxos turbulentos de três dimensões mantêm suas vorticidades (KUNDU; COHEN, 2002).

Difusividade: A difusividade da turbulência, a qual causa rápida mistura e aumenta a taxa de transferência de *momentum*, calor e massa, é outra importante característica de todos os fluxos turbulentos. Devido a mistura macroscópica das partículas de fluidos, fluxos turbulentos são caracterizados por uma rápida taxa de difusão de *momentum* e calor. Entretanto, mesmo que a característica de um fluxo pareça aleatória, mas se não exibir espalhamento de flutuação de velocidade, ele claramente não é turbulento.

A difusividade turbulenta é simplesmente uma das mais importantes características aos interessados em aplicações micrometeorológicas, por exemplo: ela previne separações das camadas limites (TENNEKES; LUMLEY, 1972).

Vorticidade: Turbulência é caracterizada por altos níveis de vorticidade flutuante (*eddies*), que por meio dos movimentos convectivos (transporte vertical) é o principal meio de transporte de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera. Visualizações de fluxos turbulentos mostraram várias estruturas – coalescendo, dividindo, alongando e acima de tudo girando. Um aspecto característico é a existência de um enorme intervalo de tamanho entre vórtices, os quais os grandes vórtices têm tamanho da ordem do comprimento da região do fluxo turbulento, ou seja, na camada limite estes são a espessura da camada (KUNDU; COHEN, 2002).

Dissipação: Fluxo turbulento são sempre dissipativos (TENNEKES; LUMLEY, 1972).

Continuum: Turbulência é um fenômeno contínuo, governado por equações da mecânica dos fluidos. Até mesmo as escalas menores ocorrendo em um fluxo turbulento são normalmente maiores que qualquer escala de comprimento molecular (TENNEKES; LUMLEY, 1972).

Estas características de turbulência sugerem que muitos fluxos aleatórios, tais como ondas gravitacionais no oceano ou na atmosfera, conhecidos como ondas aleatórias, apesar de muita similaridade, não sejam turbulentos devido ao fato de não serem dissipativos, vorticiais e não lineares (KUNDU; COHEN, 2002).

2.2 Dinâmica de Fluidos Computacional

Dinâmica de fluidos computacionais (CFD) é a ciência que com a ajuda de computadores produz simulações ou previsões quantitativas do comportamento de fluxos de fluidos, baseado nas leis de conservação de massa, *momentum* e energia governantes no movimento do fluido. Geralmente, as previsões ocorrem sob condições definidas em termos de fluxo geométrico, propriedades físicas de um fluido, e as condições iniciais e de contorno de um campo de fluxo, para referenciar um conjunto de valores das variáveis do fluxo (velocidade, pressão ou temperatura). Deve também evoluir o comportamento por completo do fluxo, tal qual a taxa de fluxo ou a força hidrodinâmica atuante em um objeto no fluido (KUNDU; COHEN, 2002).

Ainda segundo Kundu e Cohen (2002), diferentes métodos numéricos foram desenvolvidos para simular fluxos de fluidos envolvendo uma ampla extensão de aplicações. Na seção 2.3 expõem-se alguns para modelagem turbulenta. Alguns desses métodos se baseiam em diferença finita, elemento finito, volume finito e até métodos espectrais. Apesar de tantos métodos terem sido criados, Kundu e Cohen (2002) ressaltam que as previsões de CFD nunca são completamente exatas, por causa de muitas fontes de erro que estão envolvidas nos cálculos, por isso há uma necessidade de cuidados ao interpretar os resultados produzidos por técnicas de CFD. As fontes mais comuns de erros são:

Erro de discretização: Isto está intrínseco a todos os métodos numéricos. Este erro é corrente sempre que um sistema contínuo está se aproximando de uma discretização, em que um número finito de locais no espaço (grades), ou instantes de tempo, deve ter sido usado para resolver o campo de fluxo.

Erro de entrada: Neste caso o erro provém das incertezas nas medidas dos aparelhos utilizados para as medições, tratando-se de aproximações da realidade os dados de entrada.

Erro de condições iniciais e de contorno: É comum que as condições iniciais e de contorno de um campo de fluido devam representar a situação real muito imperfeitamente. Por exemplo, as propriedades de fluxo não são exatamente conhecidas e são assim somente aproximadas.

Erro de modelagem: Fluxos mais complexos devem envolver fenômenos físicos que não são perfeitamente descritos por teorias científicas. Modelos usados para resolver estes problemas certamente contem erros.

Como uma excelente ferramenta de pesquisa, as CFDs trazem complementos detalhados e compreensivos das dinâmicas de fluidos experimentais e teóricas, as quais muitas vezes são de difícil medição. Outros aspectos positivos que as CFDs podem realizar são descritos por Kundu e Cohen (2002) como, por exemplo: a vantagem de se produzir previsões sem custos e rapidamente, e considerando o rápido avanço computacional capaz até de resolver complicadas simulações; facilmente pode-se configurar parâmetros dentro do modelo permitindo otimizações; tem capacidade de simular condições realísticas, como fluxos diretamente sob condições práticas que necessitem de um modelo de pequena ou grande escala, ou ideais, provendo a conveniência de desligar certos termos nas equações governantes, possibilitando focar a atenção em poucos parâmetros essenciais e eliminar todas as características irrelevantes; e também de explorar situações com eventos não naturais, imposições de fatores extremos, etc.

2.3 Modelagem Numérica dos Fluxos Turbulentos

A turbulência na dinâmica de fluidos é constituída por vórtices de diversos tamanhos. Os vórtices, ou turbilhões, são movimentos provocados por efeitos mecânicos e/ou térmicos no fluido, sendo os maiores vórtices aqueles que contêm a maior parte da energia. Os efeitos térmicos e mecânicos são, também, responsáveis pela inserção ou retirada (no caso térmico, quando ocorre estratificação estável) de energia na camada. A teoria da “cascata de energia” se baseia na transferência de energia dos vórtices maiores para os menores e ocorre até a menor escala de vórtices, chamada escala de Kolmogorov, onde essa energia é dissipada. A hipótese de Kolmogorov (KOLMOGOROV, 1941), diz que a taxa de transferência de energia dos vórtices grandes para os pequenos é constante e independente do tempo. Sendo a energia dissipada normalmente em forma de calor através do contato dos menores vórtices com uma superfície sólida (NUNES, 2008).

Nunes (2008) referencia Bardina et al. (1980) pela organização das seis existentes categorias de esquemas para aproximação de previsão de fluxos turbulentos (FERZIGER e PERIC, 2002):

- A primeira envolve o uso de correlações (entre flutuações de velocidade, temperatura, entre outras variáveis), devido à fricção, por exemplo. Normalmente é empregada em cursos introdutórios, pois é limitada a escoamentos simples;
- A segunda usa equações integrais que podem ser derivadas das equações do movimento através de integração sobre uma ou mais coordenadas. Isto pode reduzir o problema para uma ou mais equações diferenciais ordinárias, que podem ser resolvidas diretamente;
- A terceira é baseada em médias das equações do movimento sobre o tempo (se o escoamento for estatisticamente permanente), sobre uma coordenada na qual o escoamento médio não varia, ou sobre um conjunto de realizações ou dados (*ensemble-mean*). Esta aproximação é chamada fechamento de um ponto (de primeira ordem) e leva a um conjunto de equações diferenciais parciais chamadas de equações “média de Reynolds em Navier-Stokes” (em inglês: *Reynolds-averaged Navier-Stokes – RANS*);
- A quarta é a chamada “fechamento de dois pontos”, que usa equações para a correlação das componentes da velocidade em dois pontos espaciais ou, mais freqüentemente, a transformada de Fourier destas equações. É usada mais raramente, exceto no caso de turbulência homogênea;
- A quinta é a “Simulação Numérica Direta” (*Direct Numerical Simulation – DNS*), na qual as equações de Navier-Stokes são resolvidas para todos os movimentos no fluxo turbulento;
- Finalmente, existe a “Simulação dos Grandes Vórtices” (*Large-Eddy Simulation – LES*), que simula as grandes escalas de movimento e aproxima ou modela as pequenas escalas. Esta categoria situa-se entre o RANS e o DNS, como será visto a seguir.

Para se aplicar a DNS para simular a CLP sob condições típicas (escala de comprimento característica variando de $\lambda = 1000 \text{ m}$ à microescala de Kolmogorov $\eta =$

0,001 m), sabendo que o número de pontos de grade é dado por $(\lambda/\eta)^3$, seriam necessários 10^{18} pontos, o que não é compensatório devido a capacidade computacional atual (MOENG; SULLIVAN, 2002). De acordo com Wyngaard (1984), os modelos matemáticos de fluxos turbulentos em geral, e na CLP em particular, tornam-se viáveis apenas quando são feitas médias sobre o conjunto (*ensemble-mean*) das equações governantes. Tais médias sobre o conjunto requerem uma grande quantidade de dados compreendendo os campos turbulentos da CLP, sob diferentes condições de grande escala, o que é uma tarefa difícil (NUNES, 2008).

2.4 Modelagem de LES

Na CLP, os maiores vórtices, por possuírem maior parte da energia, são os principais responsáveis pelas características físicas da camada – especialmente a Camada Limite Convectiva (CLC). São esses vórtices que transportam quase toda a grandeza de fluxos de calor e *momentum*, e ocupam uma proporção razoável (embora normalmente menos de 50%) da camada, devido às suas dimensões (HUNT, 1998). Assim, o modelo de simulação de grandes vórtices, ou modelo LES (Large-Eddy Simulation), tem como filosofia a simulação do comportamento dos vórtices que contêm a maior parte da energia e a parametrização dos menores, separação essa muitas vezes realizada através de um filtro passa baixa devido aos diferentes comprimentos de onda. Denomina-se a escala dos grandes vórtices de escala resolvida e a dos menores vórtices de escala de subgrade, ou escala de subfiltro. Por isso, diz-se que o LES situa-se entre a DNS e RANS, pois não simula todas as escalas como no DNS, mas parametriza os menores movimentos, como no RANS (NUNES, 2008).

Segundo a literatura, a ideia original empregada no modelo LES foi baseada nos trabalhos de Deardorff (1970; 1972), cuja aplicação é uma aproximação do trabalho de Smagorinsky et al. (1965) e com as determinações físicas de subgrade baseada em Smagorinsky (1963) e Lilly (1967) – este último que, por sua vez, baseou-se na teoria do subintervalo inercial de Kolmogorov de 1941, como citado em Wyngaard (2004). Frisch (1995) indica que Kolmogorov também baseou seu trabalho na teoria da cascata de energia, ou seja, possivelmente toda a idéia de turbulência na CLP pode ter sido baseada na teoria de Richardson de 1922. Por outro lado, Kanak (2004) afirma que a essência do LES foi criada por Lilly (1967).

Atualmente modelo LES é vastamente empregado em dinâmica dos fluidos, inclusive como base empírica para comprovação e desenvolvimento de modelos analíticos, como visto em Ayotte et al. (1996), dada a eficiência na parametrização da CLP e dos avanços nas estruturas computacionais. Na literatura existem vários trabalhos de comparações entre modelos LES, em diferentes resoluções ou esquemas de fechamento, principalmente para a CLC (NUNES, 2008).

Simulações com LES principalmente apresentam uma maior qualidade na representação de uma camada limite convectiva, devido o efeito térmico contribuir na formação de maiores vórtices (NIEUWSTADT, 1998). Para a formação produzida apenas por turbulência mecânica, os estudos são mais complexos. Além disso, os maiores vórtices têm um maior desenvolvimento longe de superfícies, que são locais onde há a atuação dos pequenos vórtices – não só como dissipadores, mas também como geradores de energia (NUNES, 2008). A precisão dos modelos LES próximo a superfície esta cada vez melhor, mas ainda muito dependente do poder computacional.

A complexidade de se estudar a camada limite estável com o uso de LES, basicamente ocorre devido os vórtices característicos serem muito menores na Camada Limite Estável (CLE) do que os de uma CLC, o que requer uma resolução muito mais fina e, conseqüentemente, maior esforço computacional (NUNES, 2008). Além disso, a simulação fica muito dependente dos movimentos de subgrade, o que pode implicar em desenvolvimento de teorias de parametrização. À medida em que o poder computacional aumenta, estudos ou trabalhos sobre a camada limite noturna (SORBJAN; ULIASZ, 1999; BEARE et al., 2006, DÖRENKÄMPER et al., 2015) e até mesmo nas zonas de transição (GOULART et al., 2003; CHANDRASEKAR et al., 2003; SORBJAN, 2007) tornam-se menos complexos de serem produzidos e analisados.

Nunes (2008) comentando sobre o papel da parametrização de subgrade nos modelos LES, que é a maior parte das imprecisões (LESIEUR, 1997), cita da literatura, que há um grande número de parametrizações de subgrade (SULLIVAN et al., 1994; PORTÉ-ANGEL et al., 2000; DEGRAZIA et al., 2007; entre outros) e a sua precisão é fundamental perto de contornos sólidos ou regiões de escoamento estaticamente estável, mostrando a importância da subgrade. Entretanto, neste trabalho assim como em Nunes (2008), foram empregadas as parametrizações de Smagorinsky (1963), considerada a mais utilizada e que serve de base para as inúmeras parametrizações atuais.

2.5 Convecção atmosférica

A palavra convecção que vem do Latim, *convehere* que significa trazer junto ou carregar dentro de um lugar (BEJAN, 1984), fisicamente é a transferência de calor pelo movimento de um fluido, tal qual água ou ar (AHRENS, 2004). Este tipo de transferência tem lugar nos líquidos e gases, porque eles podem se mover livremente e é possível construir correntes dentro deles. Para a meteorologia, convecção são apenas os movimentos verticais, sendo os movimentos horizontais com transporte de propriedades pelo ar conhecidos como advecção (AHRENS, 2004).

A convecção é uma das formas mais eficazes de transporte de calor na atmosfera (PEIXOTO; OORT, 1992), comandada unicamente pela diferença de densidade no fluido, ocorrendo devido ao gradiente de temperatura ou pressão, podendo ser denominada de convecção livre ou natural. No caso de alguma outra forçante externa, como a orografia, convergência de massa de diferente densidade ou em estudos laboratoriais com ventiladores ou bombas, a convecção é tida como forçada.

Segundo Molion (1987; 1993), os principais mecanismos de precipitação na Amazônia são derivados da convecção: a convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície, com favorecimento de larga-escala, e aglomerados convectivos de meso e larga escala, associados a penetrações de sistemas frontais na região Sul/Sudeste. A convecção na região Amazônica é um importante mecanismo de aquecimento da atmosfera tropical e suas variações, em termos de intensidade e posição, possuem papel importante na determinação do tempo e clima desta região (FISCH et al., 1998). Mota e Nobre (2006) enaltecem este fato, enumerando algumas influências em que essas atividades exercem: circulação anticiclônica em altos níveis, denominada de Alta da Bolívia; banda de nebulosidade de intensa atividade convectiva com orientação NW-SE, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); Vórtice Ciclônico de Alto Nível (VCAN), denominado de baixa do nordeste brasileiro; e a baixa do chaco.

2.6 Camada Limite Convectiva

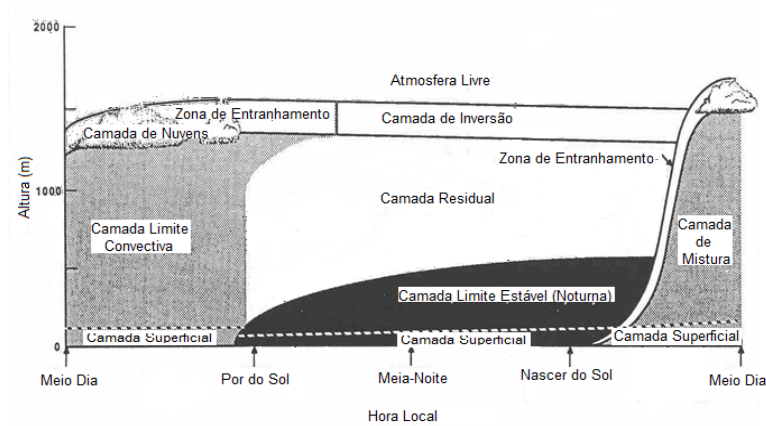
A camada limite é definida como a camada de um fluido (líquido ou gás) na proximidade imediata de uma superfície em que significativa troca de *momentum*, calor ou massa tenha lugar entre a superfície e o fluido. Variações bruscas nas propriedades

do fluido, tais como velocidades, temperatura e concentração de massa, também ocorrem na camada limite (ARYA, 2001).

O ciclo diário da camada limite na atmosfera, conhecida como Camada Limite Atmosférica (CLA), é altamente variável (STULL, 1988), formado como uma consequência da interação entre a atmosfera e a superfície subjacente sobre uma escala de tempo de umas poucas horas até aproximadamente 1 dia. Na Figura 2.1 é apresentado um esquema da configuração da CLA para 24 horas de modo teórico (Figura 2.1a) e em um caso observado em uma região de pastagem na Amazônia (Figura 2.1b). Sobre longos períodos a interação superfície-atmosfera pode abranger toda a profundidade da atmosfera. Foken (2008) descreve o ciclo de maneira que a partir do nascer do Sol, a atmosfera é aquecida pelo fluxo turbulento de calor do solo e a camada de inversão formada durante a noite é substituída por uma nova camada que é muito turbulenta e bem misturada, sendo esta camada conhecida como Camada Limite Convectiva (CLC) ou de Mistura (CM). Rapidamente antes do pôr-do-Sol, a Camada Limite Estável (Noturna – CLE ou CLN) se desenvolve próximo ao solo. Esta camada estável tem a característica de uma superfície de inversão e possui apenas algumas centenas de metros de profundidade. Acima desta camada, a camada de mistura do dia é agora muito menos turbulenta e passa a ser chamada de Camada Residual (CR), sendo sobreposta por uma livre inversão (capping) – o limite superior da camada limite (SEIBERT et al., 2000). Dessa maneira forma-se um ciclo.

A região turbulenta que se estende sobre a Camada Superficial (CS) até o topo da CLA é a CLC. Sua profundidade varia de acordo com a força da geração de turbulência pela superfície. Em um dia ensolarado com ventos térmicos convectivos fracos pode chegar a uma altura (ou profundidade) de 1-2 km acima da superfície (OKE, 1987). Em regiões de desertos pode chegar a 5 km (WARNER, 2004). Definir o topo da camada não é sempre fácil, podendo ser considerada a profundidade da atividade turbulenta produzida pela superfície.

(a)



(b)

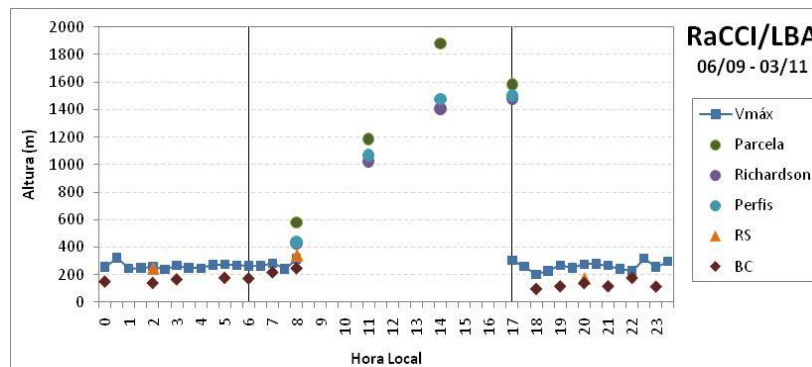


Figura 2.1 Esquemas da Camada Limite Atmosférica sendo (a) um padrão teórico montado por Stull (1988) e (b) alturas observadas sobre uma região de pastagem na Amazônia durante o experimento LBA/RACCI 2002. Fonte: Adaptada de Neves e Fisch (2015).

Durante o dia, a maior parte da CM é dominada por convecção livre envolvendo grandes vórtices associados a térmicas e plumas quentes. As CM podem até incluir convecção organizada de circulação de células, estendendo-se através de sua profundidade (Figura 2.2). Isto pode conduzir a formação de uma pequena nuvem cumulo na posição mais alta das correntes de ar ascendentes. Usualmente a mistura de materiais presentes no ar (ex. poeira, poluentes, etc.) é tão eficiente que toda a camada é ocupada por uma neblina uniforme (OKE, 1987).

O perfil de fluxo, usualmente, mostra um decrescimento linear com a altura, chegando a zero próximo a base da inversão. Neste caso, o fluxo de calor sensível (Q_H) reverte a direção no mais alto 10% da CM. Isto se deve à atividade turbulenta, causadas pelas térmicas que bombardeiam a base da inversão. Alguns ultrapassam a camada mais quente de ar e, quando eles são repelidos, transportam calor para baixo. Isto é conhecido como entranhamento ou penetração convectiva (OKE, 1987).

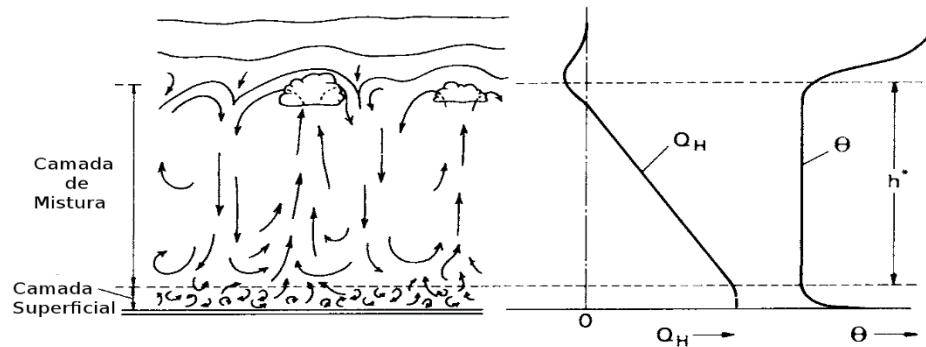


Figura 2.2: Representação esquemática dos fluxos na CLC e os perfis verticais associados da densidade do fluxo de calor sensível (Q_H) e temperatura potencial (θ) dentro da CM de comprimento h^* .
 Fonte: Adaptada de Oke (1987)

2.7 Camada Limite Amazônica

Nesta seção, será realizada uma síntese histórica do conhecimento da estrutura da CLC, a partir de artigos científicos já publicados. Um dos primeiros estudos da CLC foi realizado por Martin et al. (1988), que utilizando dados de radiossondagens e balão cativo do experimento ABLE 2 (Atmospheric Boundary Layer Experiment), o qual ocorreu em 1985 na Amazônia central (Manaus-AM), definiu algumas características da CLC da estação seca, entre outros a determinação da altura máxima às 1400 HL de aproximadamente 1200 m. Em 1993, Oliveira e Fitzjarrald (1993), com o mesmo banco de dados de Martin et al. (1988) e dados adicionais de superfície, utilizando estimativas de gradiente horizontal explicaram uma circulação térmica (circulação secundária) resultante de uma diferença das temperaturas entre as superfícies de água (junção do Rio Negro-Solimões) e a área de floresta próxima. Nesse estudo foi demonstrado o sentido da circulação floresta/rio durante o final da noite e início da manhã e revertendo (rio/floresta) durante a tarde e início da noite.

Utilizando o modelo numérico SiB-1D (“Simple Biosphere Model – 1 Dimensional”) com dados do experimento RBLE 2, realizado em 1993, Rocha et al. (1996) desenvolveram simulações da CLP para dois dias sobre os sítios de pastagem e floresta. Como estimativa do modelo, no primeiro dia, a altura da CLC às 1700 HL obtida para a floresta foi de 1100 m, subestimando a observação em 200 m, enquanto no mesmo horário do segundo dia, esta subestimativa foi de 400 m, para um valor observado de 1000 m. Na pastagem, no primeiro dia as alturas observadas e calculadas foram muito próximas, com aproximadamente 1800 m, mas no segundo dia o modelo

subestimou a CLC em 400 m, obtendo uma altura da CLC de 2100 m enquanto o valor observado era de 2500 m. Outro problema encontrado na comparação com os perfis das radiossondas foi a subestimativa da temperatura potencial pelo modelo, a qual variou entre 0,5 e 1,5 K.

Durante a estação seca do experimento RBLE 3, Lyra et al. (2003) encontraram uma relação de aproximadamente 80 % entre as alturas da CLC da pastagem (máximo chegando a 2200 m) sobre a da floresta (1200 m). Observaram, também, que a convecção formada sobre o sítio de pastagem provoca até um ressecamento de até 6,0 g kg⁻¹ de umidade específica com o maior transporte da umidade próximo a superfície. Posteriormente, Fisch et al. (2004) contemplando ambas as superfícies (pastagem e floresta) durante as estações chuvosa (LBA/TRMM) e seca (ABRACOS/RBLE3) em Rondônia, encontraram uma semelhança entre as máximas alturas da CLC para o sítio de floresta (1000 m), independentemente da estação. Já no caso da pastagem, a estação seca apresentou um crescimento superior (1650 m), enquanto durante a estação chuvosa obteve uma profundidade de cerca de 1000 m. As diferenças das alturas da CLC foram atribuídas as condições de umidade do solo, já que são determinantes para a partição de energia em superfície, em particular para a quantidade de fluxo de calor sensível. Como fator externo capaz de modificar o crescimento da CLC, os autores (FISCH et al., 2004) observaram que a ocorrência de um evento de friagem é capaz de reduzir a altura da CLC em até 3 vezes, devido a menor radiação solar incidente (por motivos de nebulosidade) e da temperatura.

Grabowski et al. (2006) investigaram o desenvolvimento da CLC na estação chuvosa da Amazônia e sua representação em modelos de coluna única e de nuvem. Os autores definem o período como bem característico por formação e crescimento de CLCs bem misturadas, observadas nos perfis de temperatura e umidade, bem como no aumento dos valores de fluxos de calor sensível e latente. Essas características da CLC também foram encontradas por Fisch et al. (2004), que caracterizou observacionalmente os sítios de floresta e pastagem como muito semelhantes entre si, inclusive com valores da altura da CLC próximos a 1000 m. Grabowski et al. (2006) também sugeriu, por exemplo, o intervalo de 500 m como um bom comprimento de grade horizontal para capturar processos essenciais envolvendo desenvolvimento de convecção.

Ainda para o período chuvoso, Betts et al. (2006) sugeriram que a CLC sobre Amazônia é raramente livre de nuvens, devido a profundidade da camada de mistura abaixo da base das nuvens, o nível de condensação por levantamento e a umidade

relativa próxima a superfície serem todos acoplados. Posteriormente, Betts et al. (2008), caracterizaram como desafiador a modelagem do ciclo diurno de convecção sobre a Amazônia, por causa da camada limite está tão próxima de uma camada de umidade neutra na estação chuvosa, e por responder rapidamente as forçantes de larga escala e a retroalimentações radiativas no ciclo diurno dos fluxos de superfícies.

Avaliando o desenvolvimento da CLN durante a época úmida de uma região de transição (floresta-pastagem) na Amazônia, Santos et al. (2007) utilizou um modelo de coluna acoplado a vegetação e características do solo chamado OSU-CAPS (“Oregon State University – Coupled Boundary Layer-Plant-Soil Model”). Obtendo uma representação razoável, foi observado que a simulação nesta região as condições foram bem semelhantes àquelas encontradas em um sítio de floresta. As simulações deste modelo em uma área de pastagem (desmatada) se assemelharam com camadas desenvolvidas em ambientes urbanos.

Sendo assim, a determinação das propriedades da CLP é importante para o seu estudo. Devido aos vários métodos citados na literatura para se obter a altura da CLC, Santos e Fisch (2007), por meio do experimento RaCCI, realizaram uma intercomparação de 4 desses métodos, sendo eles: um método subjetivo (método dos perfis), dois objetivos (método do número de Richardson e das parcelas) e de sensoriamento remoto (SODAR). Dentre os resultados obtidos, ressalta-se que o número de Richardson e do perfil foram os que obtiveram melhores correlações (valores do coeficiente de até 0,97), já que o método das parcelas superestima as alturas da CLC, ao passo que as determinações pelo SODAR subestimam as alturas.

Campos et al. (2009), analisando condições diurnas e noturnas na Amazônia com dados da torre K34 (Reserva Cuieiras 2°36'32.67"S, 60°12'33.48"W), estimaram a escala de tempo turbulenta para o carbono de longo termo e fluxos de energia em superfície, fator diretamente associado a formação da camada limite. A escala temporal da troca turbulenta encontrada foi abaixo de 200 s no período da noite e abaixo de 1200 s no caso diurno, sendo essas respostas de tempo menores que aquelas aplicadas para determinação de fluxos. Esse resultado representa que uma modificação na janela de tempo para determinação dos fluxos pode melhorar a obtenção destes, sem que aumente as incertezas das estimativas.

Concordando com Cutrim et al. (1995), Wang et al. (2009), através de simultâneas sondagens atmosféricas em floresta e pastagem durante o experimento de camada limite de Rondônia (RBLE3), observaram que a ocorrência de nuvens rasas são mais

freqüentes do que as nuvens profundas em regiões desflorestadas. Na estação seca, os valores de fluxo de calor sensível são mais altos sobre a pastagem, criando uma CLC por volta de 550 m mais profunda comparada com aquela que ocorre em floresta (FISCH et al., 2004).

Analisando a CLN da pastagem para o período de transição (entre a estação seca e chuvosa) com dados do experimento RaCCI/LBA 2002, Neves e Fisch (2011) verificaram que o período não possui uma atmosfera ainda totalmente estabelecida, apresentando condições de crescimento da CLN semelhantes à época seca, enquanto a inversão térmica demonstra uma estabilidade mais comum na época úmida. No período analisado o regime turbulento foi predominantemente de pouca estabilidade.

Para definir o ciclo diário do comportamento da altura da CLA em um sítio de pastagem na região Amazônica Neves e Fisch (2015) analisaram várias estimativas através de diferentes instrumentos (radiossonda, balão cativo, SODAR) e diferentes métodos (métodos analíticos, objetivos e estimados (SODAR)) para dados representativos das estações seca e chuvosa na Amazônia. Os autores observaram uma semelhança na altura da CLA para as estações e entre os vários métodos, mas uma variação de até 490 m entre os tipos de medidas. Ainda no trabalho de Neves e Fisch (2015) é apresentado, que durante o período de maior estabilidade do perfil de umidade específica (fase seca), há a formação de maiores alturas para a CLC, sugerindo que, a menor umidade no topo da CLA proporciona a formação de menos nebulosidade e assim a entrada de maior radiação solar incidente a superfície, e uma considerável diferença nas proporções do balanço de energia com a fase úmida.

2.8 Climatologia da Região

Fisch et al. (1998) descrevem que a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia, é um dos principais fatores para o clima da região Amazônica. Por estar situada entre as latitudes 5° N e 10° S, a Amazônia recebe, no topo da atmosfera, um valor máximo de radiação solar de 36,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ entre Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m⁻².dia⁻¹ entre Junho/Julho (SALATI; MARQUES, 1984), resultando em um valor médio do fluxo de radiação solar próximo a 15,0 MJ.m⁻².dia⁻¹. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL et al., 1989). A precipitação possui uma média de 2300 mm ano⁻¹, embora tenham regiões (na fronteira entre Brasil e Colômbia e Venezuela)

em que o total anual atinge 3500 mm. Nestas regiões não existe período de seca. Estes valores de precipitação elevada devem-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos que sopram do oceano Atlântico para o interior do continente.

Para a região de estudo, Rondônia, representada na Figura 2.3a pela cidade de Porto Velho (INMET, 2013), a normal climatológica de 1961 a 1990 apresenta uma distribuição da chuva com forte sazonalidade: o verão (meses de Dezembro a Fevereiro) apresenta um clima mais chuvoso, com precipitação mensal superior a 300 mm.mês⁻¹, e no inverno (meses de Junho a Agosto) ocorre uma escassez de chuva, ficando abaixo de 50 mm.mês⁻¹. O comportamento da precipitação na região é coerente com as ocorrências das atividades convectivas observadas por Horel et al. (1989), através da Radiância de Baixa Fração (RBF) (Figura 2.3b), método estatístico utilizado para observar convecção através de dados de Radiação de Onda Longa (OLR). Para a temperatura do ar (não mostrado), os valores da normal climatológica foram praticamente isotérmicos, com uma média da temperatura do ar de 24,1 °C. E devido a essa baixa variação térmica sazonal o foco principal desta região é a variabilidade da precipitação.

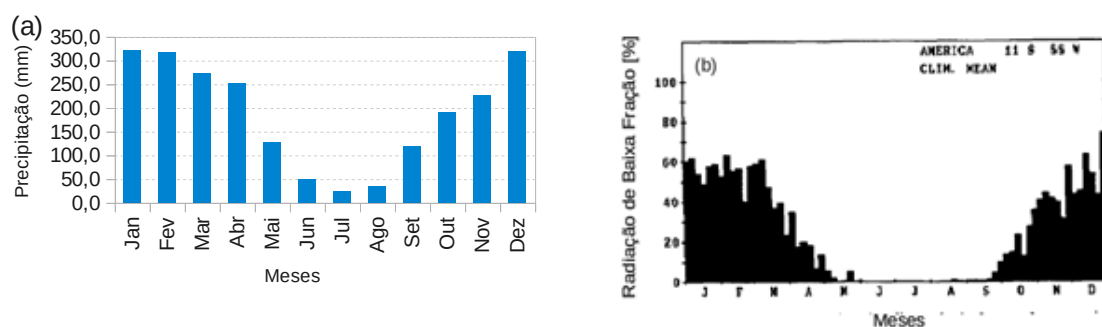


Figura 2.3: Precipitação climatológica do estado de Rondônia (a) e ciclo anual de convecção em termos de histograma da climatologia da Radiância de Baixa Fração (b) para 11°S, 55°W.

Fonte: <http://www.inmet.gov.br> (a) e Horel et al., 1989 (b).

Cutrim et al. (1995) realizaram um levantamento de nuvens *cumulus* rasos (também denominados de nuvens de bom tempo) sobre a Amazônia, evidenciando a maior frequência de ocorrência deste em regiões onde a floresta havia sido desmatada. Na análise realizada na estação seca de 1988, eles empregaram um algoritmo limiar (baixo/alto) através dos parâmetros de albedo (20 %/100 %), contraste de albedo (10

%/100 %) e da temperatura do infravermelho (280 K/330 K), para construir uma imagem da cobertura de nuvens *cumulus* do conjunto de dados do satélite geostacionário GOES. Por meio desse algoritmo, além de determinar que a superfície da Amazônia não causa falsas identificações nas nuvens *cumulus* devido a diferença de suas características, mostraram que, durante o período matutino, não há associação dos índices de *cumulus* com características do tipo de solo (uso-do-solo). No entanto, no período vespertino observaram altos valores dos índices, o qual coincide com a área desmatada no estado de Rondônia.

2.9 Estudos recentes das características abordadas neste trabalho: LES e heterogeneidade

Roy e Avissar (2002) por meio de um modelo de alta resolução de mesoescala (RAMS – Regional Atmospheric Modeling System), investigando alguns efeitos do desmatamento na Amazônia, com dados do experimento RBLE3, observaram que o efeito da heterogeneidade não elimina as circulações, mas advecta essas circulações do local onde elas foram geradas, indicando a formação de uma circulação secundária. Esse deslocamento da circulação afeta o transporte de umidade e calor na escala sinótica.

Com interesse na questão de circulação secundária formada entre diferentes tipos de vegetação, Garcia-Carreras et al. (2010), utilizando observações de avião sobre a República de Benin na África, investigaram o impacto da heterogeneidade da vegetação nos processos dinâmicos dentro da camada limite planetária, tais como convecção, transporte (calor, umidade e *momentum*) e mistura. Através de dados de um composto biogênico, o isopreno, que é emitido primeiramente pelas vegetações lenhosas, foi analisado como este traçador era transportado entre a superfície e a camada limite. Observaram-se persistentes organizações de mesoescala dos ventos, associadas ao gradiente de temperatura da CLP nos limites da vegetação, os quais controlam as características na formação de nuvens *cumulus congestus*. Relacionando a temperatura potencial da CLP e a componente meridional do vento, os autores encontraram uma coerência espacial com o comprimento de onda de 8 km, exibindo também picos entre 4 e 5 km, os quais podem representar efeitos de vórtices turbulentos (TAYLOR et al., 2007) ou rolos de camada limite (MARSHAM et al., 2008).

Utilizando um modelo LES bi-dimensional, Garcia-Carreras et al. (2011) investigaram o potencial impacto de brisa de vegetação na precipitação localmente

gerada e suas distribuições de mesoescala durante o experimento AMMA (Análises Multidisciplinares das Monções Africanas). Os autores observaram que não só a precipitação foi de 4 a 6 vezes maior sobre a superfície anormalmente aquecida (por exemplo, um cultivo ou área de pastagem), como também foi reduzida pela metade ou até menos sobre a região de floresta. Este resultado determina que a heterogeneidade na superfície aumentou, em média, 13% o total de precipitação. Descrevendo o processo, eles explicaram que, enquanto a supressão da chuva tende a ocorrer sobre a floresta com uma intensidade comparável com a anomalia de vegetação de superfície, o exato local da máxima precipitação foi menos previsível. A localização da máxima precipitação depende da interação entre o tamanho do gradiente horizontal de fluxo de calor (governando a força da brisa de vegetação), o tamanho da anomalia (como a brisa de vegetação se organiza em certas escalas de comprimento) e a distância de outras anomalias (desde que a convecção em um local possa ser suprimida em outro lugar).

Com análises de simulação tridimensional de alta resolução (LES), Couvreux et al. (2012) modelaram estudos de casos para o experimento AMMA, visando investigar o papel de inicialização da convecção em um ambiente semiárido. Utilizando apenas características de desenvolvimento da convecção diurna local, sem os processos atmosféricos de escalas sinóticas atmosféricas. Configurou um domínio de 100 x 100 km para representar as estruturas da camada limite e processos conduzindo a inicialização de convecções profundas. Assim, testes de sensibilidade apontaram que o fluxo de calor sensível à superfície, a umidade de baixos e médios níveis, o *lapse rate* em baixos níveis e a ascensão de meso-escala são os principais dispositivos de inicialização das convecções profundas na região semiárida, enquanto a evaporação da precipitação tem um papel pequeno. Comparando suas análises com dados da região amazônica, Couvreux et al. (2012) mostraram que, nas regiões de trópico úmido, a energia potencial disponível para convecção (CAPE) tem influência no desenvolvimento da convecção, diferentemente do que ocorre no semiárido.

Com um modelo de LES paralelizado, o mesmo utilizado neste trabalho (PALM), Maronga e Raasch (2013) realizaram simulações sobre uma área heterogênea com o intuito de avaliar os efeitos dessa heterogeneidade na CLC, utilizando um domínio de 4900 km² (70 x 70 km) com espaçamento horizontal de 100 m e vertical de 50 m. O trabalho foi realizado para o experimento LITFASS-2003 (“Lindenberg Inhomogeneous Terrain Fluxes between Atmosphere and Surface”), ocorrido em Lindenberg na Alemanha, com dados de fluxo turbulentos de calor em superfície e perfis de

radiossonda. Como objetivos secundários os autores analisaram a circulação secundária e seus impactos na CLC. A força da circulação secundária, nas condições heterogêneas do LITFASS-2003, representou uma ordem de magnitude menor do que a da circulação primária, mostrando pelo desenvolvimento temporal da circulação secundária que a escala de heterogeneidade, a qual afeta a CLC, varia com o tempo e as menores escalas se tornam menos importantes com o aumento da altura da CLC. Com o perfil do fluxo de calor sensível foi observado que o fluxo de entranhamento do ar aquecido, no caso de forte circulação secundária, é levemente reduzido se comparado com simulações homogêneas. Enquanto que o transporte de umidade é dominado pelo ressecamento devido ao alto fluxo de entranhamento do ar seco. É importante mencionar também que é necessária uma área horizontal relativamente larga para que os efeitos da circulação secundária sejam sentidos.

Avaliando a similaridade entre escalares sobre superfície heterogênea com o uso de um modelo LES, descrito em Kumar et al. (2006), foi realizado um estudo por meio do coeficiente de correlação (um dos principais indicadores de similaridade entre escalares da CLA) entre as flutuações de temperatura e umidade específica. Como parâmetro utilizou-se o ponto de grade de 128^3 e um domínio de $40 \times 40 \times 16 \text{ m}^3$ e dados idealizados. Cancelli et al. (2015) mostrou que fortes heterogeneidades causam um maior impacto na correlação dos coeficientes analisados (temperatura e umidade específica), sendo o principal efeito da superfície heterogênea na dissimilaridade escalar ocorrendo na mais baixa parte da camada limite superficial e acima dela com efeitos muito fracos.

3 MATERIAIS E METODOS

Neste capítulo serão definidos os sítios de estudo, bem como a origem e os tipos de dados utilizados nesse trabalho. Em seguida, há uma apresentação do modelo de LES, o PALM, utilizado na obtenção dos resultados simulados. Juntamente, são descritas as estratégias de realização dos experimentos numéricos estabelecidas para a realização dos objetivos.

3.1 Sítios Experimentais

As áreas escolhidas são representativas de sítios de floresta e pastagem (Figura 3.1), a saber:

- Uma área de floresta, localizada na Reserva Biológica do Rio Jaru (chamada de REBIO JARU - 10°05'02" S; 61°55'55" W), situada a aproximadamente 80 km a nordeste de Ji-Paraná. Esta é uma extensa área com 268.150 ha de floresta tropical de terra-firme quase intacta, com altura média das copas em torno de 33 m, protegida e conservada pelo Instituto Brasileiro do Meio Ambiente (IBAMA).
- Uma área de pastagem, na Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNS - 10°46'25" S; 62°20'13" W), situada a 15 km do município de Ouro Preto D'Oeste. É uma fazenda de criação de gado, onde a vegetação natural (floresta) foi totalmente retirada e substituída por gramínea (*Brachiaria brizantha*).

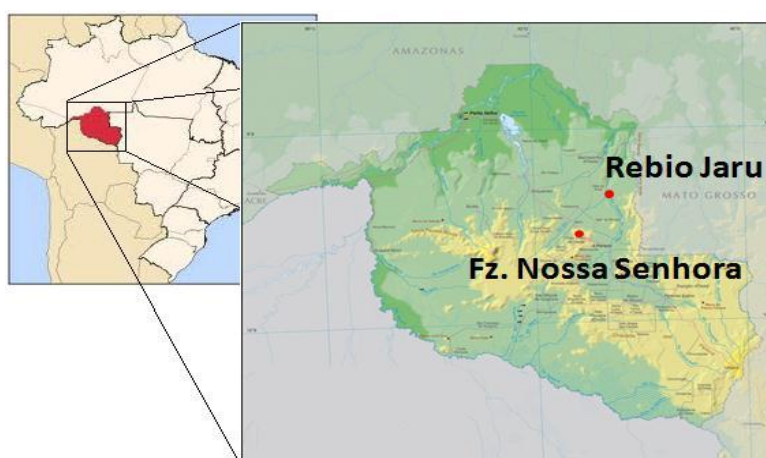


Figura 3.1: Mapa do estado de Rondônia com localização dos sítios experimentais.

Em ambos os sítios já ocorreram várias campanhas de medições de dados de superfície e das condições atmosféricas. Dentre elas, os dados coletados durante o experimento “Rondonia Boundary Layer Experiment” (RBLE3) são utilizados para representar a estação seca. Com o período das medições ocorridas entre 13 a 25 de agosto de 1994, que abrange a fase mais intensa da estação seca (FISCH, 1995; FISCH et al., 2004), e essas medições consistiram em dados de radiossondagem para a parte da camada limite e dados de estação meteorológica automática e de fluxos turbulentos em superfície. Para a representação do período chuvoso, a campanha de mesoescala WetAMC-LBA (Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign), ocorreu em janeiro e fevereiro de 1999 (SILVA DIAS et al., 2002), sendo este um dos maiores e mais completos período de coleta intensiva de dados na Amazônia. Complementar a estes dados, uma campanha de coleta de dados representativo da transição seca para chuvosa de setembro a novembro de 2002, durante o projeto RaCCI/LBA, quando ocorreram medições simultâneas dos elementos climáticos principais por meio de: perfisamentos de balão cativo e radiossondas, medições meteorológicas de superfície, além de sondagens remotas através de um SODAR (SANTOS, 2005; NEVES, 2010).

Nos dois sítios com as medidas das estações meteorológicas automáticas foram obtidos: temperatura do ar, umidade relativa, saldo de radiação, radiação solar (apenas em FNS), direção e velocidade do vento, pressão atmosférica e precipitação (ANDRAE et al., 2002; SILVA DIAS et al., 2002; VON RANDOW et al., 2002). Mais detalhes das especificações dos instrumentos utilizados nas medidas do RBLE3 e do WetAMC-LBA podem ser encontrados em Santos (2005).

Para os fluxos turbulentos de *momentum*, calor sensível e latente, os instrumentos de covariância de vórtices turbulentos realizaram as medições no mesmo período que as medições das estações meteorológicas.

Para as medições atmosféricas os sítios mediram: temperatura do ar [°C], umidade relativa [%], pressão [hPa] e velocidade e direção do vento [$m s^{-1}$ e °], sendo que no RBLE3 foram lançadas um total de 75 radiossondas na floresta e 76 na pastagem, nos horários de 0500, 0800, 1100, 1400, 1700 e 2300 HL. No WetAMC-LBA foram lançadas diariamente, oito radiossondas em intervalos de 3 horas (no período intensivo) e seis radiossondas em intervalos de 4 horas (no período não intensivo), nos seguintes horários: 2000, 2300, 0200, 0500, 0800, 1100, 1400 e 1700 HL. No RaCCI/LBA as radiossondagens ocorreram seis vezes ao dia com intervalos de 4 horas nos horários 0200, 0800, 1100, 1400, 1700 e 2000 HL (142 lançamentos).

3.2 O Modelo de LES

O modelo LES implementado por Raasch e Schröter (2001), usado neste trabalho, foi uma extensão da versão seca e não paralelizada desenvolvida por Raasch e Etling (1991), o qual possui atualmente uma estrutura computacional capaz de realizar ótimas performances e alta escalabilidade para arquiteturas de cálculo massivamente paralelizado e com umidade. O PALM tem sido uma ferramenta muito útil em várias aplicações geofísicas incluindo a camada limite convectiva (LETZEL; RAASCH, 2003; KANDA et al., 2004; RAASCH; FRANKE, 2011; BJÖRN; RAASCH, 2012), camada limite fracamente estável (BEARE et al., 2006, STEINFELD et al., 2007) e sobre condições neutras (LETZEL et al., 2008).

O PALM é baseado nas equações de Navier-Stokes, assumindo as hipóteses de não hidrostática, fluido incompressível e aproximação de Boussinesq. As equações para a conservação de massa, energia e umidade, as quais são filtradas (filtro passa-baixa) sobre o tamanho de grade são as descritas abaixo:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\varepsilon_{ijk} f_j u_k + \varepsilon_{i3k} f_3 u_{gk} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial x_i} + g \frac{\theta_v - \theta_{v0}}{\theta_{v0}} \delta_{i3} - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_i'' u_j''}) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j'' \theta''}) + \frac{L_e}{c_p \Pi} \Phi \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{u_j'' q''}) + \Phi \quad (3.4)$$

Nas equações (3.1) a (3.4), as variáveis u_i são as componentes de velocidade (u, v, w); x_i são as coordenadas cartesianas (x, y, z), f_j são os parâmetros de Coriolis, u_g é o vento geostrófico, ρ_0 é a densidade do ar seco, p^* é a chamada perturbação de pressão, g é a aceleração gravitacional e $\theta_v = \theta(1 + 0,608q - q_l)$ é a temperatura potencial virtual com a temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e razão de mistura da água líquida (q_l). Além disso, L_e é o calor latente de evaporação, c_p é o calor específico do ar seco à pressão constante, $\Pi = (p/p_0)^{R_a c_p}$ é a função Exner com a pressão de

referência $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ e a constante do gás R_d e Φ é o termo fonte/sumidouro de q_l através do processo de condensação/evaporação. Todas as variáveis nas equações são filtradas, mas as sobrelinhadas indicam que a quantidade filtrada é omitida exceto para os termos dos fluxos de sub-grades (SGS) e as variáveis com aspas duplas representam as componentes de SGS (RIECHELMANN et al., 2012). A difusão molecular e os processos de radiação são geralmente negligenciados.

A turbulência de SGS é parametrizada no modelo segundo Deardorff (1980) que inclui uma equação prognóstica para a energia cinética turbulenta de SGS (SGS-ECT), e ($= \frac{1}{2} \overline{u_i'' u_i''}$):

$$\frac{\partial e}{\partial t} + u_j \frac{\partial e}{\partial x_j} = -(\overline{u_i'' u_j''}) \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{g}{\theta_{v0}} \overline{u_3'' \theta_v''} - \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\overline{u_j'' \left(e'' + \frac{p''}{\rho_0} \right)} \right] - \varepsilon \quad (3.5)$$

aqui ε é a taxa de dissipação. O fluxo de SGS nas equações filtradas (3.1) e (3.3)-(3.5) são parametrizadas usando o empuxo de viscosidade de SGS e difusividade K_m e K_h como

$$\overline{u_i'' u_j''} = -K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \quad (3.6)$$

$$\overline{u_i'' \theta''} = -K_h \frac{\partial \theta}{\partial x_i}, \quad (3.7)$$

$$\overline{u_i'' q''} = -K_h \frac{\partial q}{\partial x_i}, \quad (3.8)$$

$$\overline{u_i'' \left(e'' + \frac{p''}{\rho_0} \right)} = -2K_m \frac{\partial e}{\partial x_i}. \quad (3.9)$$

aqui K_m e K_h são obtidos através de

$$K_m = c_m l \sqrt{e}, \quad (3.10)$$

$$K_h = \left(1 + \frac{2l}{\Delta s} \right) K_m, \quad (3.11)$$

onde $c_m = 0,1$, $\Delta s = \sqrt[3]{\Delta x \Delta y \Delta z}$ e o comprimento de mistura de SGS (l) é calculado por

$$l = \min\left(0,7z, \Delta s, 0,76\sqrt{e}\left(\frac{g}{\theta_{v0}}\frac{\partial\theta_v}{\partial z}\right)^{-\frac{1}{2}}\right) \text{ para } \frac{\partial\theta_v}{\partial z} > 0 \text{ e} \quad (3.12)$$

$$l = \min(0,7z, \Delta s) \text{ para } \frac{\partial\theta_v}{\partial z} \leq 0, \quad (3.13)$$

as equações do modelo são discretizadas por diferenças finitas (RIECHELMANN et al., 2012).

Algumas outras características do PALM (mais detalhes em Raaasch e Schröter, 2001) é que o modelo possui seis quantidades prognósticas no total: u, v, w, temperatura potencial da água líquida $(\theta)_l$ (BETTS, 1973), conteúdo total de água (q) , e energia cinética de escala de sub-grade (e) . As condições limites laterais do modelo podem ser configuradas como cíclicas e a lei de similaridade de Monin-Obukhov é assumida entre a superfície e o primeiro ponto de grade computacional acima.

Para as análises da altura da camada limite convectiva (z_i), o modelo possui duas saídas calculadas através de médias horizontais. As duas estimativas foram utilizadas neste trabalho, também, com intensão de comparação. O primeiro método baseia-se na altura do perfil de fluxo de calor sensível em que a altura da CLC é determinada no valor mínimo do fluxo de calor sensível, a saber:

$$z_{i_{\overline{w'\theta'}}}(y) = z, \text{ onde } [\overline{w'\theta'}(y, z)] \text{ é mínimo} \quad (3.14)$$

e um segundo método que é determinado pelo perfil de temperatura, seguindo os critérios de Sullivan et al. (1998). Neste método gradiente, a altura da camada limite (z_i) é definida como o nível na vertical em que ocorre o máximo gradiente de θ . Para qualquer posição particular (x, y) , a altura da camada limite é o local onde,

$$z_{i_\theta}(x, y) = z, \text{ onde } \frac{\partial\theta(x, y, z)}{\partial z} \text{ é máximo} \quad (3.15)$$

as vantagens comparando-o com outros métodos é que: a variação espacial local da altura da CLC é preservada, o método pode ser aplicado sem conhecimento prévio das condições locais e o método segue o crescimento com a evolução do tempo.

3.2.1 Parâmetros de inicialização do modelo

As simulações foram realizadas em diferentes condições: por tipo de superfície (floresta ou pastagem), sendo elas homogênea (somente pastagem ou floresta) e heterogênea (contendo as duas superfícies), para os 3 conjuntos de dados (estações seca, chuvosa e de transição).

Nos casos de simulações homogêneas, estas foram geradas para um domínio de 10 km x 10 km na horizontal e aproximadamente 5 km na vertical, com um espaçamento de grade de 50 m, tanto nas escalas horizontal quanto na vertical.

Tabela 3.1: Tipos de superfície distribuídas na área total.

Tipos de superfície	Total (4900 km ²)		AI (400 km ²)	
	uni.	%	uni.	%
Evergreen Needleleaf Forest	65	0,0	0	0,0
Evergreen Broadleaf Forest	224125	45,7	19714	48,8
Deciduous Broadleaf Forest	277	0,1	0	0,0
Mixed Forests	5770	1,2	578	1,4
Woody Savannas	501	0,1	131	0,3
Savannas	231698	47,3	16364	40,5
Grasslands	50	0,0	0	0,0
Permanent Wetlands	1045	0,2	344	0,9
Croplands	1899	0,4	241	0,6
Urban and Built-up	432	0,1	0	0,0
Cropland-Natural vegetation Mosaic	24138	4,9	3029	7,5
Floresta	230237	47,0	20292	50,2
Pastagem	259763	53,0	20109	49,8

Para as simulações considerando os casos heterogêneos, foi utilizada como domínio uma área de 70 km x 70 km aninhado com 20 km x 20 km na horizontal e aproximadamente 5 km na vertical (Figura 3.2a), com espaçamento de grade de 100 m na escala horizontal, devido ao custo computacional. A área representativa da simulação, Figura 3.2, apresenta 11 tipos diferentes de superfície. Entretanto como não houveram medições para cada tipo de superfície, foi necessária a substituição seguindo a Tabela 3.1, de maneira que as superfícies características de floresta tornaram-se uma área única de floresta (em verde) e os demais tipos de superfície se tornaram pastagem (em amarelo) (Figura 3.2b).

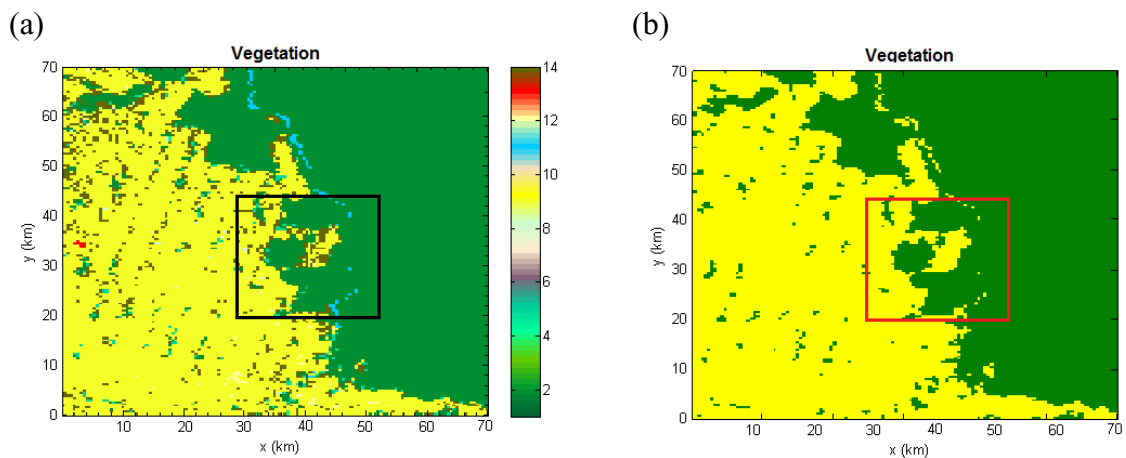


Figura 3.2: Mapa contendo todos os tipos de superfície (a) e o resultado da conversão (b) para somente floresta e pastagem.

A utilização desse método de aninhamento, utilizando uma área de análise menor dentro de uma área maior, foi necessária já que as condições limites horizontais neste trabalho são configuradas como cíclicas. Então para que não ocorra a influência de um tipo de vegetação com o retorno das informações pela outra lateral, as características que retornam devem passar por uma área de mesma vegetação perdendo a maior parte ou toda a característica anterior assim como mostrada na Figura 3.3.

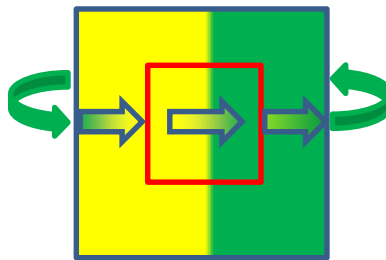


Figura 3.3: Esquema de fronteira cíclica.

3.2.2 Escolha do espaçamento de grade

Os espaçamentos de grade testados para as simulações homogêneas foram de 25 e 50 m, sendo a escolha definida pelo custo computacional e uma resolução adequada para obter o máximo das características das saídas do modelo.

Para comparar os dois espaçamentos, foram usados os seguintes métodos estatísticos:

a) *Bias*, também conhecido por Viés, sendo este um dos métodos mais simples e menos representativos, é dado pela média da diferença entre as duas simulações indicando o erro sistemático (subestimativa ou superestimativa).

$$Bias = \frac{1}{N} \sum (S_{25m} - S_{50m}) \quad (3.16)$$

Onde S_{25m} e S_{50m} são as simulações com espaçamento de grade de 25 e 50 m, respectivamente e N o período de pontos de comparação. Um valor próximo de zero representa um menor erro. E

b) Raiz Erro Quadrático Médio (REQM), definido pela fórmula abaixo.

$$REQM = \left[\frac{1}{N} \sum_1^N (S_{25m} - S_{50m})^2 \right]^{1/2} \quad (3.17)$$

É um dos métodos mais utilizados por ser sensível a grandes desvios entre as séries comparadas. Os valores podem variar entre qualquer valor não negativo e tem a mesma unidade de medida das séries. A semelhança entre as séries ocorre quando mais próximo de zero for o seu valor.

Analisando os resultados obtidos (Tabela 3.2) pelas métricas utilizadas, observa-se que não há uma perda significativa de informações na simulação da Camada Limite Convectiva ao se optar por espaçamento de grade de 50 m, além do ganho de aproximadamente 3 horas por rodada. Deste modo, todas as simulações homogêneas foram realizadas com este espaçamento.

Tabela 3.2: Comparações estatísticas, BIAS e REMQ, entre espaçamento de grade de 25 e 50 m.

	Θ (K)	q (g kg ⁻¹)	w (cm s ⁻¹)	$\overline{w'\theta'}$ (K m s ⁻¹)	$\overline{w'q'}$ (kg kg ⁻¹ m s ⁻¹)	ECT (m ² s ⁻²)	u_* (m s ⁻¹)	$Z_{i_{w\theta'}}$ (m)	Z_{i_θ} (m)
Bias	-0,15	0,22	0,02	1,11e-7	1,87e-13	-2,33	-0,01	0	-3
REQM	5,17e-4	0,52	0,05	1,52e-6	2,6e-12	2,35	0,02	204	148

Como exposto anteriormente, para o caso heterogêneo, afim de também salvar tempo computacional devido o tamanho do domínio, o tamanho do espaçamento de grade foi aumentado para 100 m, pois considerando o trabalho de Maronga e Raasch (2013), não há perda significativa de informação convectiva ao utilizar essa configuração.

3.2.3 Dados de inicialização do modelo

Para inicializar as simulações numéricas foram utilizados os perfis verticais das radiossondas realizadas às 0800 HL (Figura 3.4) de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e das componentes do vento (u e v) obtidas nos experimentos citados. No caso heterogêneo, os perfis foram obtidos por uma média dos perfis de pastagem e floresta das 0800 HL para servir como dados entrada. A introdução dos dados para a

simulação é realizada pelo gradiente das variáveis com a altura, com uma limitação de 10 pontos (problemas computacionais).

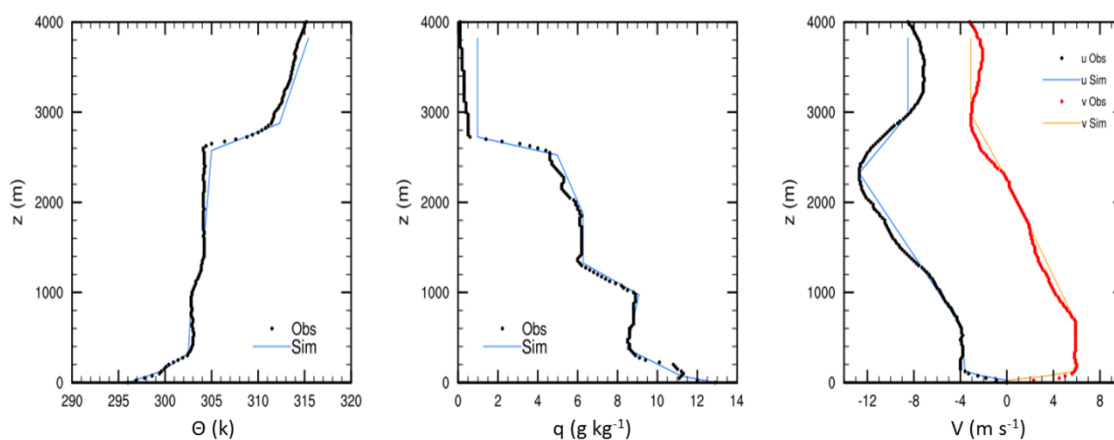


Figura 3.4: Perfis iniciais das 0800 HL observados (pontilhado) e simulado (contínuo) para o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.

Além dos dados de perfilamento atmosférico, foram usados dados de fluxo de calor sensível (H ou $\overline{w'\theta'}$) e latente (LE ou $\overline{w'q'}$) da superfície, os quais para uma melhor análise são convertidos em $W m^{-2}$ (Figura 3.5). Nas simulações heterogêneas, cada superfície (pastagem ou floresta) possui sua própria evolução dos fluxos, não sendo a média, como no caso dos perfis.

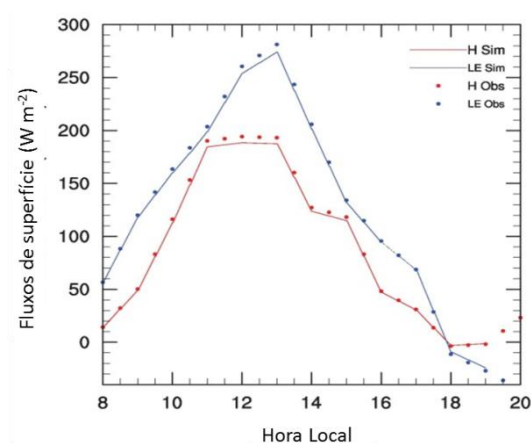


Figura 3.5: Série temporal de fluxo de calor latente e sensível observados (pontilhado) e simulado (contínuo), para o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.

Outro fator utilizado para caracterizar cada uma das superfícies foi o comprimento de rugosidade, sendo no valor de 3,03 m para a floresta e 0,06 m para a pastagem, seguindo sugestões de Santos (2007).

Em alguns casos, como exemplo o dia 15/08 sobre a floresta durante o RBLE3 (Figura 3.6), quando analisando a evolução dos perfis apresentavam uma advecção horizontal proveniente de larga escala, foi adicionado ao perfil inicial de temperatura potencial uma temperatura extra (gradiente térmico maior na camada de mistura) para melhor representar a evolução do dia (ver Anexo A com todas as validações). Vale ressaltar que durante as simulações não foi configurada advecção horizontal proveniente de grande escala no modelo, pois o objetivo é analisar os efeitos locais.

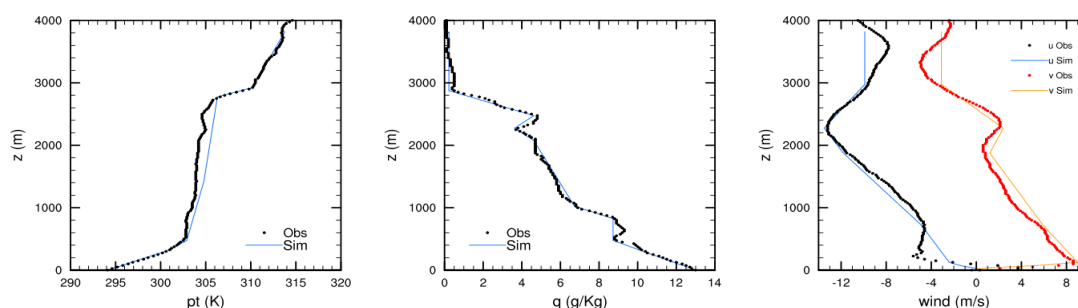


Figura 3.6: Perfis iniciais das 0800 HL observados (pontilhado) e simulado (contínuo) para o dia 15/08 sobre a floresta durante o RBLE3. Neste caso foi adicionado uma advecção térmica.

3.2.4 Validação

Para realização da validação, a Figura 3.7 apresenta um modelo de como foram confrontados os perfis produzidos com as saídas das variáveis de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e componentes do vento (u e v) com os perfis verticais obtidos pelas radiossondagens nos horários padrões das 0800, 1100, 1400 e 1700 HL, sendo estes considerados como referência da atmosfera real por serem medidas diretas. Mesmo considerando que o vento não foi muito bem representado, pois ele é muito susceptível a efeitos de grande escala, ele também foi analisado. As figuras de validação estão no Apêndice A.

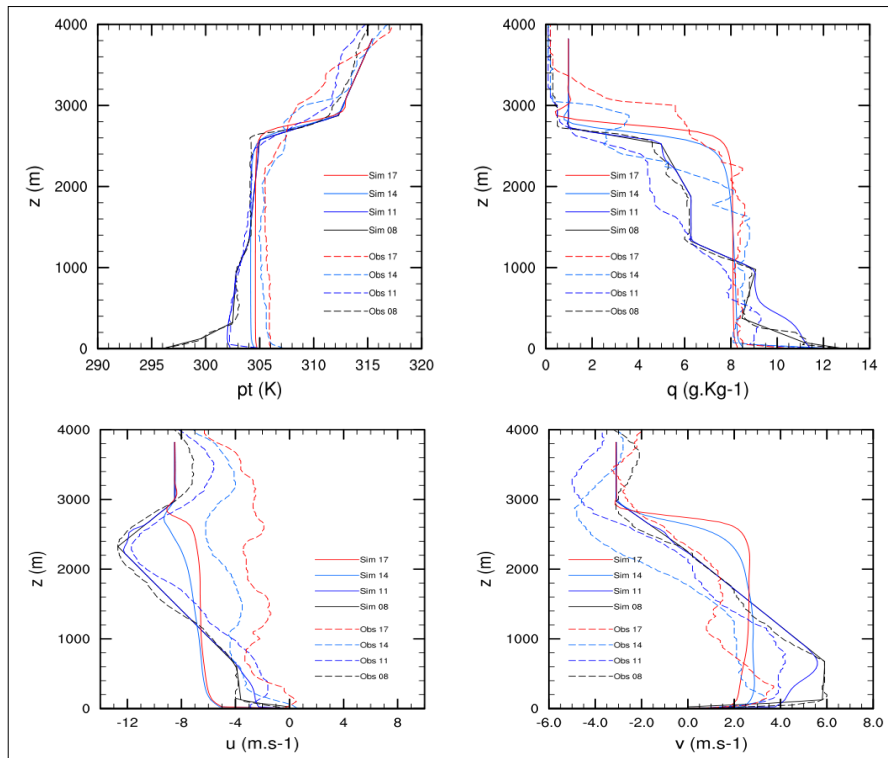


Figura 3.7: Comparação entre simulação e observação para validação das saídas do modelo, o exemplo selecionado é o dia 15/08 sobre a pastagem durante o RBLE3.

3.2.5 Spin-up

Para cada simulação realizada, sendo esta homogênea ou heterogênea, um *spin-up* diferente foi encontrado. Um dos métodos para se definir o *spin-up* é pela série temporal da energia cinética turbulenta (E^*). Como pode ser visto na Figura 3.8, dependente das condições estabelecidas para a simulação a série temporal pode apresentar 2 picos de E^* , o primeiro pico de E^* indica a turbulência induzida pelo modelo enquanto o segundo é a energia produzida pela própria superfície através dos dados fornecidos na entrada da simulação. Nos casos em que não houve um primeiro pico a quantidade de energia para gerar a turbulência necessária já foi alcançada, assim não houve significativa turbulência induzida. Esse primeiro pico ocorreu nas simulações heterogêneas, chegando a durar 3 horas, enquanto para as simulações homogêneas menos de 1 hora. Assim, as análises homogêneas podem ser tomadas fisicamente em aproximadamente às 0900 HL, enquanto para as condições heterogêneas, somente após às 1100 HL.

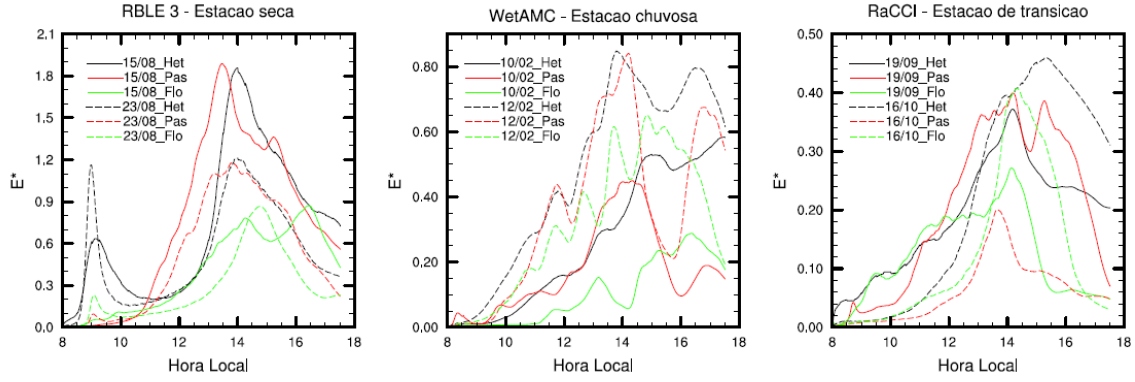


Figura 3.8: Série temporal da energia cinética turbulenta.

3.3 Balanço da Energia Cinética Turbulenta

As análises do balanço de energia cinética turbulenta (eq. 3.5) foram realizadas por meio das equações adaptadas de Stull (1988), que ao negligenciar a subsidência pode admitir:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \underbrace{\frac{g}{\theta_v} (\overline{w'\theta'_v})}_{\text{I}} - \underbrace{\overline{u'w'}}_{\text{II}} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} - \underbrace{\frac{\partial (\overline{w'e})}{\partial z}}_{\text{IV}} - \underbrace{\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{u'p'})}{\partial z}}_{\text{V}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{VI}} \quad (3.18)$$

Ainda segundo Stull (1988), eles representam,

Termo I: Armazenamento local ou tendência da ECT. Tem variação na magnitude da ECT com o tempo em qualquer altura, quando dominado por convecção livre pode ser intensificado para o máximo.

Termo II: Produção ou consumo de empuxo. Isto é uma produção ou perda dependendo se o fluxo de calor sensível é positivo ou negativo, por isso a componente mais importante deste termo é o $\overline{w'\theta'_v}$. Este termo tem característica de ser positivo e decrescer linearmente com a altura até aproximadamente 2/3 da CLC, sendo seu máximo encontrado na superfície. Quando positivo este termo representa os efeitos das termas na CM. Em condições estaticamente estáveis, tende a suprimir ou consumir a ECT.

Termo III: Produção ou perda de cisalhamento. O fluxo de *momentum* é usualmente oposto ao cisalhamento do vento médio, assim este termo resulta numa contribuição positiva para ECT quando multiplicado por um número negativo;

Termo IV: Transporte turbulento da ECT. Descreve como a ECT se movimenta de acordo com os turbilhões. Representa a divergência ou convergência do fluxo da ECT, criando-a ou destruindo-a.

Termo V: Correlação de pressão. Descreve como a ECT redistribui as perturbações de pressão. Este termo é extremamente difícil de medir na atmosfera, tendo flutuações muito pequenas da ordem de 0,05 mb.

Termo VI: Dissipação de viscosidade da ECT. De um modo geral é a conversão de TKE em calor. A destruição de movimentos turbulentos é ótimo para os vórtices de menores escalas. Pois, quanto mais intensa estas turbulências de menores escalas, maior a taxa de dissipação. A turbulência das menores escalas é dominada pela cascata de energia das grandes escalas.

Dentre os termos acima, foram abordados neste trabalho apenas o II, III, IV e VI, devido o interesse específico na quantidade de produção térmica e mecânica, e como ocorre o transporte e a dissipação dessa energia, sobre cada sítio.

4 RESULTADOS

Os resultados, avaliados para os sítios de floresta e pastagem, serão apresentados da seguinte forma: uma síntese das observações das condições sinóticas e micrometeorológicas dos períodos considerados (seção 4.1), análises das variáveis dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera (seção 4.2), análise do fluxo de energia na zona de entranhamento - ZE (seção 4.3), análise das alturas da CLC obtidas através das observações e dados simulados (seção 4.4) e o balanço da energia cinética turbulenta (ECT) e sua distribuição vertical (seção 4.5). Como um estudo de caso, uma análise sintética de uma simulação heterogênea também será apresentado (seção 4.6).

4.1 Análises observacionais

a. Estação seca (1994)

Durante o experimento do RBLE 3, as condições sinóticas foram típicas da estação seca, com umidade específica (da ordem de 13,8 g/kg) e água precipitável (2,3 cm). Estas informações são o resultado da migração do centro de convecção que atua na Amazônia, com deslocamento sudeste (verão austral) / noroeste (inverno), reduzindo as atividades convectivas nesse período (Horel et al., 1989). Segundo Climanálise (1994), o escoamento do ar na média troposfera estava praticamente zonal de leste, com pouca precipitação no sudeste da Amazônia. Alguns autores (Fisch, 1996; Lyra et al., 1997) relatam ainda a ocorrência de 117 focos de queimada em agosto 1994 na região de Ji-Paraná, sendo este valor 10 vezes maior em comparação ao mês de julho do mesmo ano. Os aerossóis oriundos destes incêndios florestais foram responsáveis por produzir muita névoa seca, que reduziu a incidência da radiação solar e, conseqüentemente, do aquecimento da superfície e posteriormente do fluxo de calor sensível liberado pela superfície.

Analisando os perfis termodinâmicos do Diagrama Skew T – Log P (Figura B1 no Apêndice B), pôde-se observar uma grande diferença entre os valores das temperaturas do ar e do ponto de orvalho, que representa uma redução de umidade na atmosfera. Conseqüentemente, a água precipitável integrada da superfície até 10.000 m (equivalente a 276,0 hPa) e calculada através das radiossondagens, atingiu, em média,

2,3 cm, em ambos os sítios e para todos os horários. No dia 15/08 sobre a pastagem, esta variável apresentou um valor de 3,0 cm a partir das 1400 HL e, mesmo com a energia potencial convectiva disponível (CAPE) de aproximadamente de 2200 J kg^{-1} , não ocorreu chuva. Segundo Mota (2004), valores de CAPE acima de 2000 J kg^{-1} são capazes de produzir precipitação, mas, neste caso, a forçante termodinâmica não foi intensa suficiente, possivelmente pela pequena quantidade de água disponível e a existência de um movimento de subsidência de larga escala atuando na inibição da convecção. Sobre o sítio de floresta, o valor de CAPE foi cerca de 3200 J kg^{-1} , também sem ocorrência de precipitação.

A Figura 4.1 mostra uma comparação entre as forçantes de superfície para os biomas floresta e pastagem. O Saldo de Radiação (R_n) observado sobre a pastagem é, em média, um pouco menor do que na floresta da ordem de $80,0 \text{ W m}^{-2}$, possivelmente devido a maior quantidade de aerossóis provenientes de queimada. O fluxo de calor latente (LE ou $\overline{w'q'}$), como esperado, é superior (em $130,0 \text{ W m}^{-2}$) sobre a floresta (máximo de $448,4 \text{ W m}^{-2}$) enquanto na pastagem, o fluxo de calor sensível (H) se sobressaiu com um aquecimento relativo a $100,0 \text{ W m}^{-2}$. A temperatura do ar em ambos sítios foi semelhante ou pouco inferior ao valor médio, entretanto o sítio pastagem apresentou uma temperatura máxima maior, aproximadamente $1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ em relação a floresta. Para o elemento climático de umidade específica, este se apresentou maior (em torno de $2,0 \text{ g kg}^{-1}$) na floresta, devido à presença da vegetação. Quanto ao vento, a velocidade mostrou características bem distinta, apresentando sobre a pastagem um aumento de velocidade durante o dia (aproximadamente $3,0 \text{ m s}^{-1}$) em consequência do ciclo diurno, fato este não observado na floresta. Assim como a velocidade, os valores de direção também foram diferentes: sobre a pastagem o vento chega a inverter sua direção no meio do dia, enquanto na floresta a direção foi predominante de sul (dados não mostrados).

b. Estação chuvosa (1999)

Para o dia selecionado representativo da estação chuvosa (12/02), observou-se uma precipitação de 0,4 mm na área de pastagem, sendo 0,2 mm às 1500 e às 1630 HL. Segundo o Boletim de Tempo do Climanálise (1999), a formação de atividades convectivas profundas se intensificaram ao longo do dia, produzindo fortes tempestades, estando associadas à presença de um sistema de escala maior (Zona de

Convergência do Atlântico Sul) na região sudeste. O aquecimento em superfície e a umidade em baixos níveis foram responsáveis por produzir esta convecção, com dissipação durante à noite.

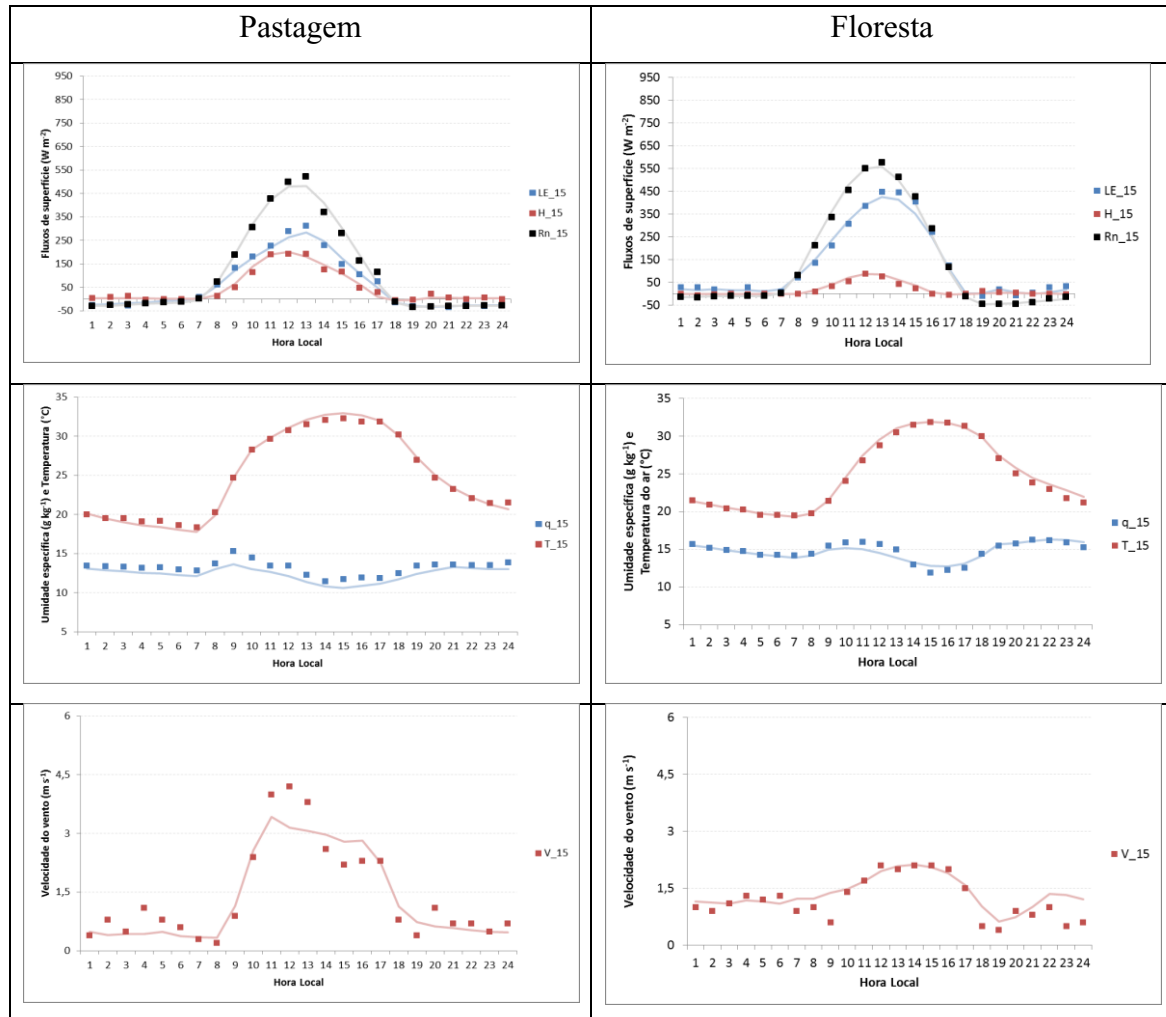


Figura 4.1: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (Rn, H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento comparados com os valores médios do período seco (linha contínua) para a pastagem e floresta.

Analisando as radiossondagens através do diagrama termodinâmico Skew T – Log P (Figura B2 no Apêndice B), a atmosfera possuiu um crescimento da instabilidade condicional sobre as superfícies de Rondônia, onde a curva da temperatura do ar se encontra entre as curvas da adiabáticas seca e úmida. A água precipitável estava com média de 5,0 cm no sítio de pastagem, decaindo 1,0 cm sobre a floresta, mostrando que em altos níveis o transporte de umidade é muito intenso da floresta para a pastagem. Estes valores são bem superiores aos valores (entre 2,0 a 3,0 cm) da estação seca, embora seja um fato esperado. Os valores de CAPE se mostraram um alto crescimento

mais altos do perfil termodinâmico das 1100 HL (934 J kg^{-1}) para às 1400 HL, com aproximadamente 800 J kg^{-1} de crescimento do CAPE sobre a pastagem. A floresta (4607 J kg^{-1}) desenvolveu uma energia 2200 J kg^{-1} maior que a pastagem. Mesmo com água precipitável e energia disponível, ocorreu apenas uma precipitação leve de 0,4 mm sobre a pastagem, devido uma área de confluência do vento sobre Rondônia e difluência sobre o estado do Amazonas. Valores do índice Showalter, que indicam a instabilidade da atmosfera, ficaram entre -2,0 e 1,0 (número adimensional), confirmando as condições propícias para a ocorrência precipitação.

Na Figura 4.2, que apresenta os fluxos em superfície, verifica-se que os valores de R_n sobre a pastagem e floresta foram acima de $750,0 \text{ W m}^{-2}$ com um pico às 1200 HL, sendo na pastagem mais persistentes e estendendo-se até às 1300 HL. Ambas as superfícies superaram os valores médios da estação, com máximos atingindo aproximadamente $850,0 \text{ W m}^{-2}$, cerca de $300,0 \text{ W m}^{-2}$ a mais do que na estação seca, devido ao posicionamento do Sol (declinação solar). Os valores do fluxo de calor latente (LE) da floresta mostraram-se superiores em relação a pastagem, em cerca de $337,3 \text{ W m}^{-2}$. Em comparação com a época seca, os valores de LE foram, em média, $40,0 \text{ W m}^{-2}$ maior. Os valores de H também superaram os valores médios da estação, com uma diferença entre os máximos de $124,7 \text{ W m}^{-2}$ na floresta e $97,2 \text{ W m}^{-2}$ na pastagem. A umidade específica de pastagem foi $0,4 \text{ g kg}^{-1}$ maior que na floresta, enquanto a temperatura do ar foi $4,0 \text{ }^\circ\text{C}$ menor. Em comparação com os valores médios da estação, ambos os sítios superaram a temperatura, sendo que a pastagem não atingiu os valores médios de umidade, ocorrendo o inverso para a floresta. O vento apresentou-se com um comportamento mais local, com velocidade média de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ na floresta e um máximo sobre a pastagem de $5,0 \text{ m s}^{-1}$.

b. Estação de transição (2002)

Para a estação de transição foram selecionados dois dias, porém com critérios diferente: um dia (19/09) em setembro com característica mais seca e outro dia (16/10) em outubro com características mais úmidas. Vale ressaltar que a estação de transição não apresenta uma condição padrão ou bem estabelecida de estação seca ou chuvosa, variando de modo a alternar suas características de superfície durante seu período, motivo de vários outros estudos (Silva, 2005; Neves, 2010). O Boletim de Tempo do Climanálise (2002) constatou que no dia 19/09, em Rondônia, a presença de muita

fumaça (comum na época seca, vide análise da estação seca) e sem tempestades isoladas, apesar de existir formação de convecções rasas. Em grande escala, existia um sistema frontal que havia penetrado no Sul do Brasil no dia anterior, chegando até o sul de Rondônia, e que contribuiu com ventos máximos de noroeste em 700,0 hPa.

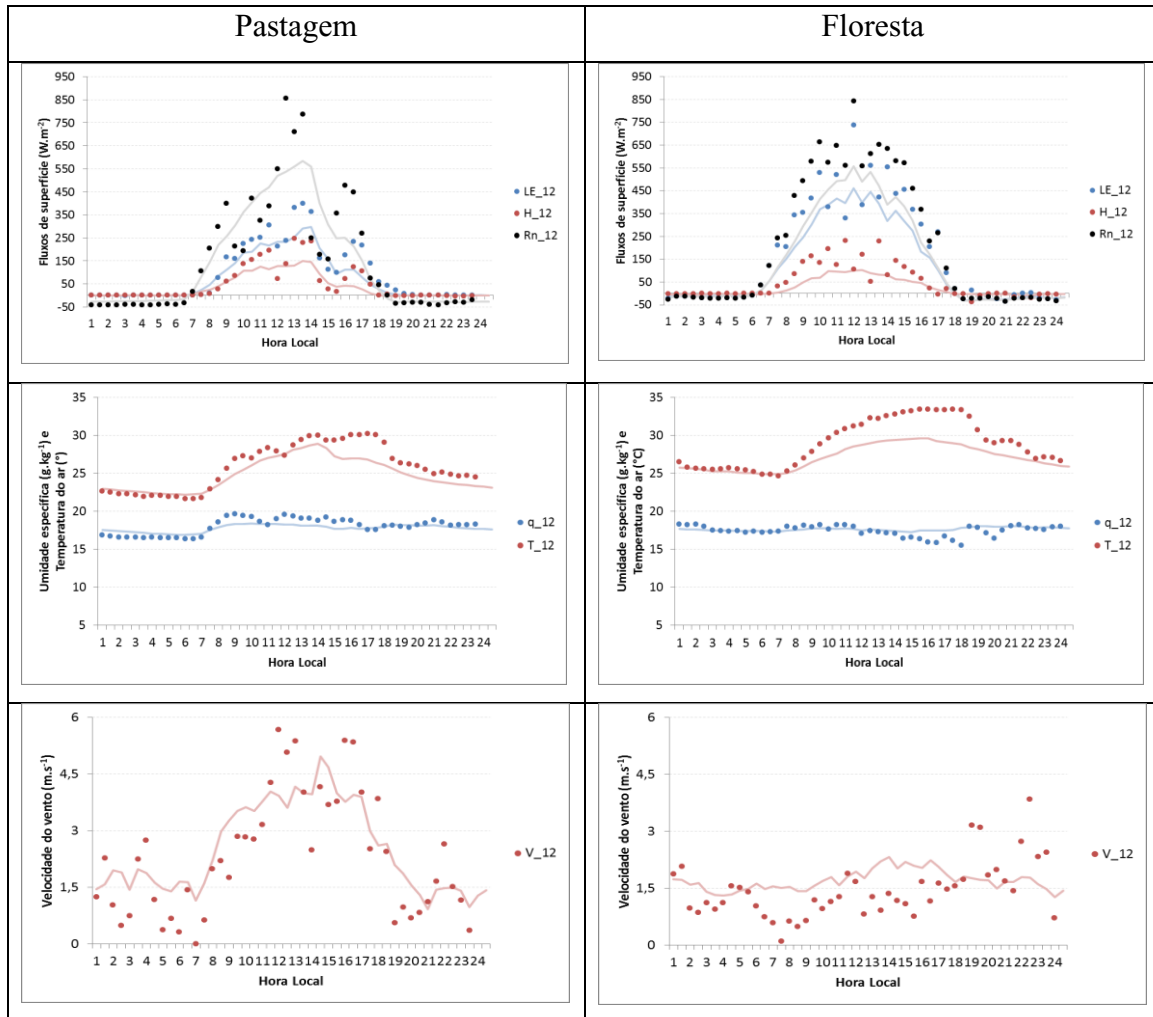


Figura 4.2: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (Rn, H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento comparados com os valores médios do período chuvoso (linha contínua) para a pastagem e floresta.

No dia 16/10, o sul de Rondônia estava coberto por nuvens estratiformes durante a manhã, sendo que a parte norte possuía céu claro. Um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM), com produção de forte convecção e relâmpagos e descargas atmosféricas, teve sua formação no final da noite (por volta das 2300 HL) no sudeste do estado do Amazonas, movendo-se para a fronteira nordeste de Rondônia na manhã do dia seguinte. O SCM manteve-se quase estacionário, aumentando assim sua cobertura de área no período da tarde e produzindo ventos de baixos níveis de nordeste para

sudeste na área de pastagem. No resto da tarde o céu limpou gradualmente, possivelmente devido à compensação de subsidência do SCM deixando assim poucas células profundas. Mesmo com todas as condições favoráveis, apenas foi registrada uma precipitação fraca de 0,2 mm às 0600 HL sobre a pastagem e nenhuma precipitação sobre a floresta.

Por meio do Skew T – Log P (Figuras B3 e B4), para melhor análise deste período de transição, foram comparados estes dois dias. Os valores de água precipitável mostraram ser cerca de 0,9 cm superiores neste período de transição em relação ao dia (ou aos valores) representativo da estação seca. No entanto, para o período mais chuvoso (outubro), os valores foram dependentes dos tipos de superfícies, sendo observada uma variação de -0,8 e +1,0 cm na pastagem e floresta, respectivamente. A energia potencial disponível (CAPE) do período seco da transição foi $722,0 \text{ J kg}^{-1}$ menor e ainda mais no período chuvoso com $1122,2 \text{ J kg}^{-1}$. Deste modo, o Índice Showalter, tanto na floresta como na pastagem, variou entre valores de possibilidades de fraca chuva para nenhuma atividade significativa.

Os dados de superfície apresentados na Figura 4.3, mostraram um valor de R_n no dia 16/10 superestimando os valores médios em $332,0$ e $280,0 \text{ W m}^{-2}$, sobre pastagem e floresta respectivamente. Os fluxos máximos de R_n apresentaram valores de $819,0$ e $759,0 \text{ W m}^{-2}$, sendo estes muito próximos dos valores típicos da estação chuvosa. No dia 19/09, sobre a pastagem, o valor de R_n foi mais próximo do valor médio, mas neste dia o saldo do fluxo apresentou uma subestimativa no período da manhã (até às 1100 HL) e superestimando o valor de R_n à tarde. Sobre a floresta, por ter sido um dia muito nublado, os valores de R_n foram inferiores aos valores típicos, chegando a ser $206,0 \text{ W m}^{-2}$ ao meio dia (horário de máxima solar). Nos dias escolhidos para representar o período de transição, os valores do fluxo LE foram menores do que nas estações seca e chuvosa, para em ambas as superfícies, com subestimativa nas diferenças dos fluxos máximos de mais de $110,0 \text{ W m}^{-2}$. Já os valores do fluxo H, estes foram inferiores na pastagem e superiores na floresta. Em ambos os dias, os valores da umidade específica foram mais próximos daqueles observados na estação chuvosa, sendo que sobre a floresta (média dos dias selecionados de $17,6 \text{ g kg}^{-1}$) eles tiveram valores superiores as médias e até maiores que os da estação chuvosa, como no dia 16/10 com $19,3 \text{ g kg}^{-1}$. A temperatura do ar foi bem característica da estação seca, com uma grande amplitude térmica (de até $13,4 \text{ }^\circ\text{C}$), chegando a temperaturas máximas de $35,0 \text{ }^\circ\text{C}$ sobre o sítio de pastagem. A velocidade do vento foi ainda mais intensa neste período de transição, com

ocorrência de máxima registrada de $7,3 \text{ m s}^{-1}$ no dia 19/09 às 1100 HL na pastagem. O valor médio da velocidade do vento ao meio dia é de $6,0 \text{ m s}^{-1}$ na pastagem e $2,5 \text{ m s}^{-1}$ na floresta. Quanto a direção do vento, sobre a pastagem do dia 19/09, este foi totalmente de norte, indicando os efeitos dos possíveis sistemas convectivos, enquanto para a floresta e as superfícies observados no dia 16/10 houve muita variação na direção.

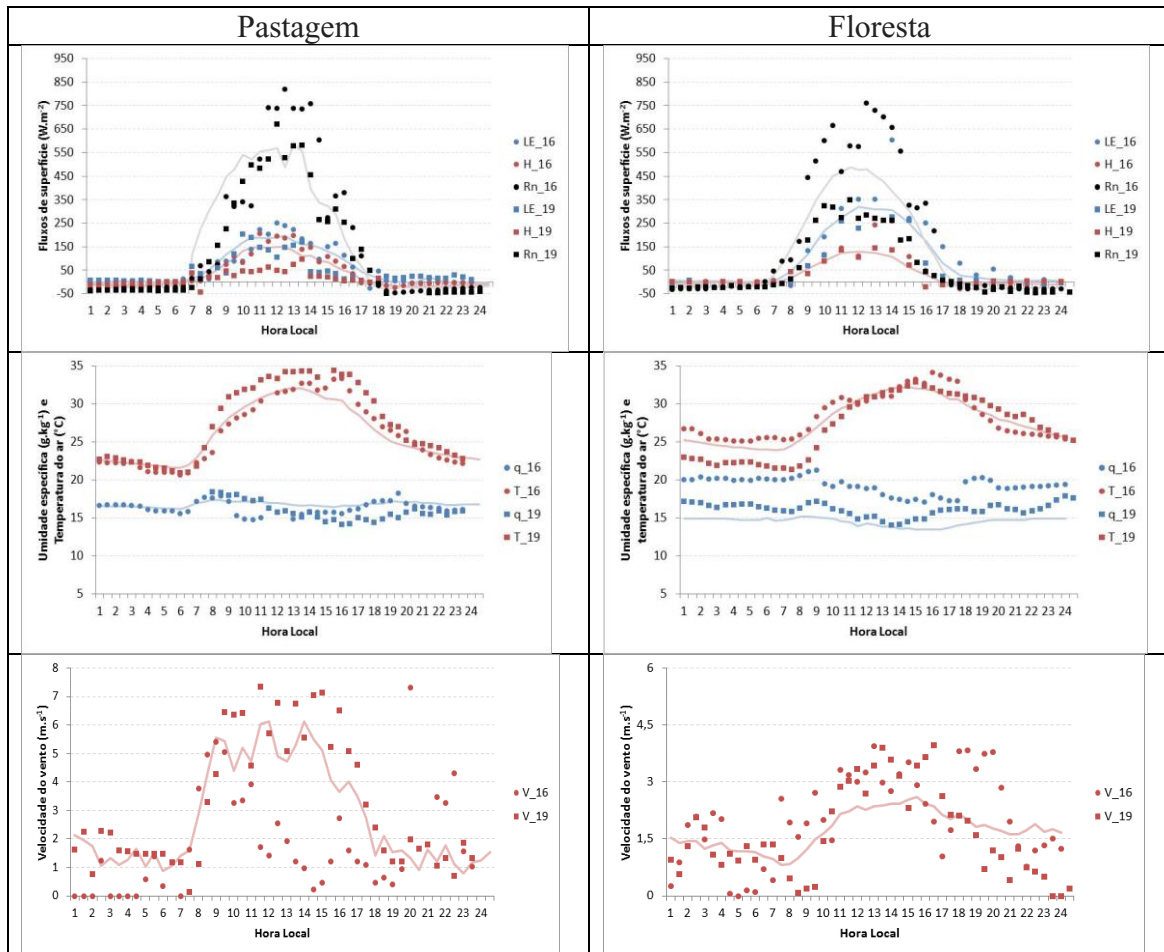


Figura 4.3: Variação temporal dos dados de fluxos em superfície (Rn, H, LE), temperatura do ar (T), umidade específica (q) e velocidade do vento em superfície dos dias 19/09 e 16/10 comparados com os valores médios do período de transição (linha contínua) para a pastagem e floresta.

4.2 Análise da atmosfera: perfis termodinâmicos (pt, q), dinâmicos (u, v), escalas características ($\sigma_{\theta_{hi}}^2$, $\sigma_{q_{hi}}^2$) e fluxos turbulentos ($\overline{w'\theta'}$, $\overline{w'q'}$)

Neste capítulo, algumas das características da atmosfera obtidas pelas saídas das simulações serão analisadas confrontando as superfícies (floresta e pastagem) e épocas do ano (seca, chuvosa e de transição). A evolução temporal dos perfis verticais, os quais

são produzidos através do valor médio horizontal do domínio simulado, é mostrada na Figura 4.4 para os dois sítios experimentais de floresta (a) e pastagem (b). A linha preta sólida representa o perfil inicial utilizado no modelo LES.

Na estação seca, tanto o sítio de floresta (Figura 4.4-1a) quanto o sítio de pastagem (Figura 4.4-1b), no horário inicial, apresentaram perfil térmico com uma ainda remanescente camada limite noturna (CLN) de profundidade de 475 m estruturada com forte estabilidade próximo à superfície. Contudo, sobre a floresta, a camada residual (CR) apresentou uma estratificação pouco estável (gradiente de $1,6 \text{ K km}^{-1}$) com o topo de 2725 m, enquanto sobre a pastagem ocorreram duas CRs, uma logo acima a CLN com espessura de 450 m e outra com topo em 2625 m (ambas serão melhores visualizadas nos cortes verticais XZ da Figura 4.12). Comparando os dois sítios, percebe-se que a evolução temporal da temperatura potencial sobre a pastagem produziu um crescimento convectivo mais rápido. Devido ao maior aquecimento em superfície, a CLN sobre a pastagem foi completamente erodida às 1100 HL, sendo que, na floresta, esse fato ocorre meia hora mais tarde (às 1130 HL).

Inicialmente, se observou em ambos os sítios durante a estação chuvosa, uma já formada CLC rasa de aproximadamente 125 m e uma forte estratificação estável na CR até a AL, diferentemente da neutralidade observada na estação seca. A estrutura mais estável deste período ocorre devido a maior quantidade de vapor d'água próximo ao solo e na atmosfera, contribuindo também com um crescimento mais lento da altura da CLC. Sobre a floresta (Figura 4.4-2a), houve um rápido aquecimento em superfície nas primeiras horas de simulação, cerca de 2,0 K entre 0900 e 1000 HL, destruindo toda a CLN (com altura de 275 m) às 1100 HL. A CLC, no final do dia, possuiu um valor médio de temperatura potencial semelhante a da estação seca com 304,1 K, mas com uma altura inferior de aproximadamente 1625 m. O perfil de temperatura sobre a pastagem (Figura 4.4-2b) estava próximo à superfície menos estável e mais quente (298,4 K) do que aquele observado sobre a floresta; contudo a pastagem ($0,02 \text{ K m}$) apresentou um gradiente térmico menor que a floresta ($0,015 \text{ K m}$). Mesmo com uma estabilidade menor da remanescente CLN, neste sítio, a camada estável foi erodida na mesma hora que a floresta (às 1100 HL). No final do dia (1700 HL) a CLC da pastagem foi 0,2 K menor, entretanto atingiu uma maior profundidade (1700 m), sendo 100 m superior a da floresta.

Representando o período de transição mais seco, dia 19/09, a temperatura potencial em superfície, utilizada no início da simulação (0800 HL), no sítio de floresta (Figura

4.4-3a) foi de 296,4 K, superior ao valor da estação seca. Ainda em comparação com a estação seca, a temperatura potencial, em toda a extensão da CLC, foi maior no período de transição, entretanto devido a forte estabilidade estável, tanto da CLN quanto da CR e o menor $\overline{w'\theta'}$ comparado aquele observado na estação seca, o crescimento da CLC foi menor. Uma estabilidade neutra entre 525 e 1025 m na CR, ajudou a CLC em um rápido crescimento entre às 1300 e 1700 HL. Após às 1600 HL, o $\overline{w'\theta'}$ tornou-se negativo na floresta, de modo que o modelo representou uma camada estável no final do dia. O sítio pastagem (Figura 4.4-3b) apresentou uma temperatura inicial de 299,8 K, cerca de 3,4 K maior que a da floresta. Mesmo com essa maior temperatura inicial em superfície, a taxa de aquecimento (inferior a 1,0 K hora⁻¹) em toda a extensão da CLC foi menor, resultando, às 1700 HL, aproximadamente a mesma temperatura potencial da floresta (305,0 K). Possivelmente devido a incidência de fumaça relatada no capítulo 4.1c, o $\overline{w'\theta'}$ (Figura 4.3) sobre a pastagem foi menor que na floresta, produzindo uma menor convecção observada pelo crescimento da altura da CLC.

No dia representativo do período de transição mais úmido (16/10), a simulação da floresta (Figura 4.4-4a) foi iniciada com uma temperatura média de 298,0 K e com uma CLC também já formada com 75 m, mas inferior as da estação chuvosa. Acima da camada instável, uma camada com inversão térmica de intensidade de 6,7 K km⁻¹ passando a 16,7 K km⁻¹ e profundidade de 525 m configuraram a camada estável abaixo da CR. Mesmo com a forte estabilidade, entre 1100 e 1200 HL, a CLN foi completamente erodida, sendo que, como a quantidade de $\overline{w'\theta'}$ não foi tão intensa, a temperatura média (303,2 K) e altura (1000 m) da CLC no final do dia (1700 HL) foram menores que os valores do dia 19/09. No sítio de pastagem (Figura 4.4-4b), a estabilidade do perfil de temperatura potencial foi semelhante em intensidade da primeira camada estável de inversão térmica, mas com estabilidade menor que o período chuvoso. A temperatura potencial em superfície mostrou um aquecimento de 298,0 (0800 HL) a 305,0 K (1700 HL), sendo esta o maior aquecimento entre as simulações, desenvolvendo uma altura da CLC de 1600 m.

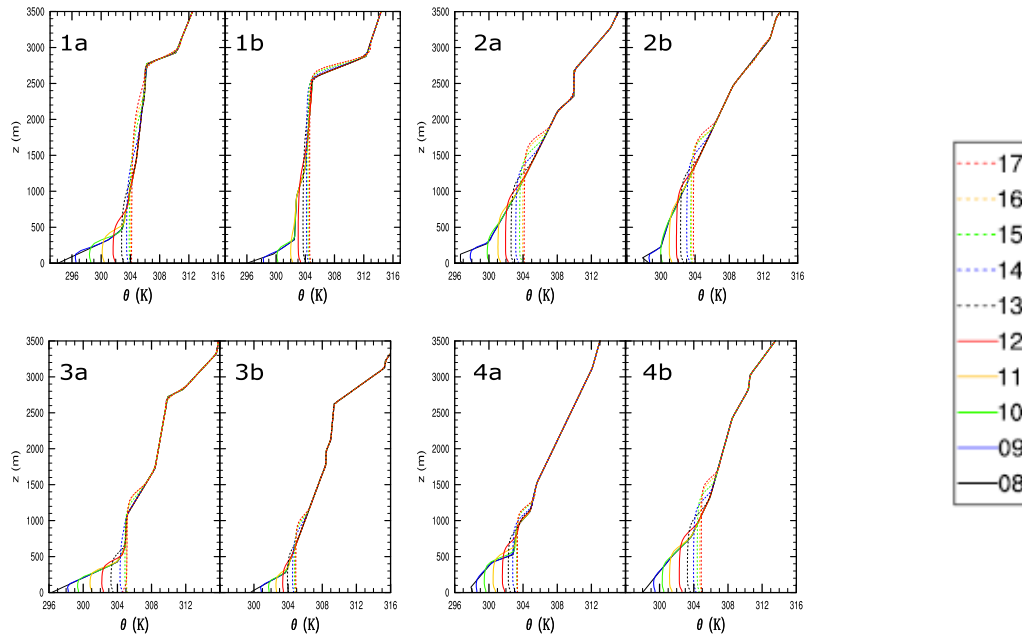


Figura 4.4: Perfis de temperatura potencial da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

O perfil de umidade específica na floresta (Figura 4.5-1a) não mostrou uma camada neutra ou bem misturada no final da simulação temporal, devido aos menores níveis de convecção, comparados aos da pastagem (Figura 4.5-1b). Entre 1200 e 1400 HL, em ambos os sítios, ocorreu uma redução da umidade específica próxima a superfície de 2,0 g kg^{-1} , consequentemente aumentando a umidade no topo da CLC. Uma hora mais tarde (às 1500 HL), devido à própria turbulência, uma camada úmida completamente misturada se formou. Para o sítio pastagem, às 1400 HL, esta camada de umidade já estava formada.

Durante a estação chuvosa, a umidade específica, sobre a superfície de pastagem (Figura 4.5-2b), se observou uma pequena diminuição ao longo do ciclo diurno da umidade fornecida pela superfície, de modo a afetar a distribuição em toda a camada de mistura. Diferente da pastagem e da estação seca, o sítio de floresta (Figura 4.5-2a) apresentou um aumento da umidade, tanto em superfície, quanto na camada de mistura, chegando a um valor médio de umidade de 14,7 g kg^{-1} , sendo este valor quase que constantes a partir das 1200 HL.

Os perfis de umidade específica sobre os sítios de floresta (Figura 4.5-3a) e pastagem (Figura 4.5-3b), mesmo no período mais seco da transição (19/09), apresentaram valores maiores que durante a estação chuvosa com diferença de até aproximadamente 2,5 e 1,5 g kg^{-1} respectivamente. Um pouco mais acima, entre 700 e 1200 m no sítio de floresta, a CR também mostrou a mesma camada de estabilidade

neutra nos perfis de umidade específica, a qual contribuiu facilitando a mistura da umidade específica dentro da CLC após às 1300 HL.

Na análise da umidade específica para o dia 16/10, sobre o sítio de floresta (Figura 4.5-4a), houve uma aproximação da quantidade de umidade ($16,5 \text{ g kg}^{-1}$) contida na CLC com o dia 19/09 a partir das 1500 HL. No caso da superfície de pastagem (Figura 4.5-4b), devido uma maior convecção, como visto por meio do perfil de temperatura, a CLC apresentou um redução da umidade em torno de $3,8 \text{ g kg}^{-1}$, com o perfil das 1700 HL com $13,8 \text{ g kg}^{-1}$.

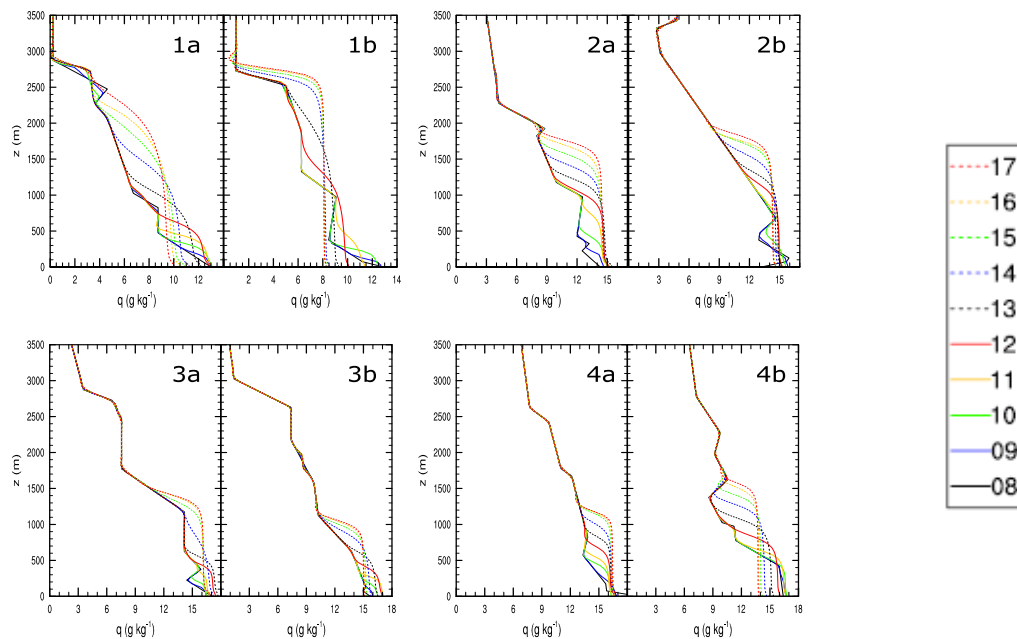


Figura 4.5: Perfis de umidade específica da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Os perfis de vento zonal sobre a floresta (Figura 4.6-1a) da estação seca mostraram o início do dia (0800 HL) com uma velocidade máxima de $13,6 \text{ m s}^{-1}$ em 2275 m, decrescendo gradativamente para $12,1 \text{ m s}^{-1}$ ao longo do dia, em altas altitudes (em torno de 2500 m), enquanto intensificou-se (cerca de $3,9 \text{ m s}^{-1}$) próximo à superfície. Esse efeito também foi notado na pastagem (Figura 4.6-1b), mas com variações maiores na magnitude da redução ($3,6 \text{ m s}^{-1}$) em altas altitudes e menores ($2,6 \text{ m s}^{-1}$) na base da CLC.

Esta componente do vento (zonal), na estação chuvosa, esteve até aproximadamente 1000 m de altura na direção de oeste em ambos os sítios, invertendo sua direção (de leste) acima deste nível. Sobre a floresta (Figura 4.6-2a), após às 1500 HL, o vento passou a ser totalmente de leste com velocidade média na CLC de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Por outro lado, na pastagem (Figura 4.6-2b) foi totalmente de oeste nessa camada, chegando a

velocidades no início do dia (até às 1000 HL) de $2,5 \text{ m s}^{-1}$ e terminando o dia (1700 HL) com média da velocidade zonal na CM de $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Na estação chuvosa os valores foram inferiores as demais estações.

No dia 19/09, durante o período de transição, o vento zonal (Figura 4.6-3a e 3b) apresentou em ambas as superfícies valores positivo dentro da CLC, caracterizando a direção de oeste. Na superfície de floresta, a uma altura de 397 m, a velocidade máxima do vento foi de $3,8 \text{ m s}^{-1}$ e com o crescimento da CLC ao longo do dia, a velocidade média no final do dia (1700 HL) foi de $0,9 \text{ m s}^{-1}$. Na altura de 1225 m, o vento zonal sobre a floresta reduziu a velocidade, invertendo o sentido (tornando-se de leste) em 1500 m com velocidade do vento de até $1,7 \text{ m s}^{-1}$. Sobre a pastagem próxima a superfície, a velocidade do vento zonal iniciou com $-3,3 \text{ m s}^{-1}$ entre 175 e 575 m, reduzindo a velocidade para $1,8 \text{ m s}^{-1}$ a partir das 1100 HL.

Para o dia 16/10, os perfis do vento zonal tiveram direção de leste com velocidades mais acentuadas próximas a superfície, na floresta (Figura 4.6-4a) em 500 m: a velocidade do perfil das 0900 HL foi de $7,0 \text{ m s}^{-1}$, com o efeito da convecção e sem advecção horizontal provida de grande escala, a magnitude diminuiu para um valor médio de $0,7 \text{ m s}^{-1}$ entre 25 e 1075 m. Sobre a pastagem (Figura 4.6-4b), com a mesma velocidade máxima encontrada sobre a floresta, o máximo foi mais próximo da superfície em 175 m, entretanto a velocidade sobre a pastagem sofreu uma menor desaceleração ($1,8 \text{ m s}^{-1}$) devido a menor rugosidade comparada a floresta.

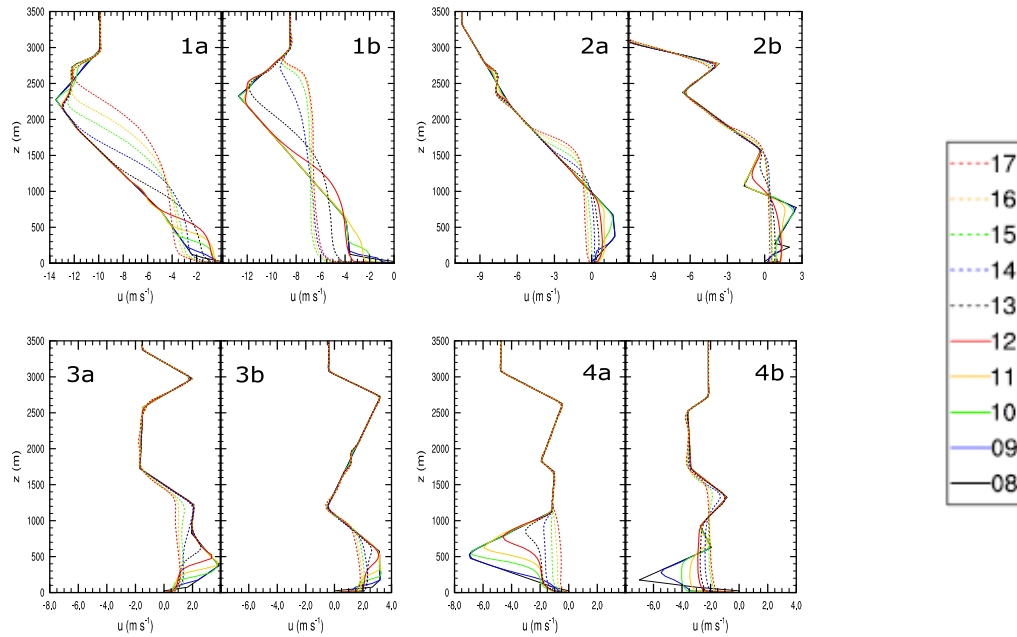


Figura 4.6: Perfis da componente zonal do vento da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Analisando a componente meridional, a estação seca apresentou um perfil inicial com um único máximo de velocidade de $9,0 \text{ m s}^{-1}$ na floresta (Figura 4.7-1a). Para a região sobre a pastagem (Figura 4.7-1b), uma camada de 600 m de espessura iniciou a simulação com velocidade de $5,9 \text{ m s}^{-1}$. Na altura de 2200 m sobre a pastagem e 2570 m na floresta, o vento inverteu o sentido, tornando-se negativo (de sul). Em todas as simulações realizadas neste período a velocidade final foi de $2,5 \text{ m s}^{-1}$, com uma profundidade variando de acordo com a CLC produzida por cada superfície.

Para a estação chuvosa, nos primeiros horários do dia, a direção próxima a superfície foi de norte, com inversão da direção do vento em uma altura aproximada de 500 m. Sobre a floresta (Figura 4.7-2a) ocorreu um vento meridional máximo de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ próximo a superfície (225 m) e em altas altitudes (2300 m) chegando a velocidades de até $8,0 \text{ m s}^{-1}$. A pastagem (Figura 4.7-2b) obteve mais intensa magnitude meridional ($4,0 \text{ m s}^{-1}$) ainda mais próximo a superfície (125 m), contudo numa atmosfera mais alta, em 2500 m, a velocidade do vento foi menor ($6,4 \text{ m s}^{-1}$). Foi constatado que, no geral, as velocidades do vento foram menores do que aquelas observadas na época seca.

Analisando a componente meridional (Figura 4.7-3a e 3b) do vento no dia 19/09, a configuração do perfil se distinguiu das estações seca e chuvosa, mantendo o sentido para o sul. Ambas as superfícies apresentaram crescimento praticamente contínuo com a altura dentro da CLC (aproximadamente 1500 m), sendo observada uma máxima magnitude de aproximadamente $6,0 \text{ m s}^{-1}$.

No dia 16/10, o vento meridional sobre a floresta (Figura 4.7-4a) apresentou direção de sul com uma máxima magnitude de $5,0 \text{ m s}^{-1}$ em 475 m, reduzindo a velocidade até $2,0 \text{ m s}^{-1}$ ao longo do dia. No sítio de pastagem (Figura 4.7-4b), com magnitude mais fraca, até 700 m observou-se menos de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ e a formação de uma máxima velocidade de vento de apenas $2,0 \text{ m s}^{-1}$ em 1225 m. Durante todo o dia, o sentido do perfil foi de norte.

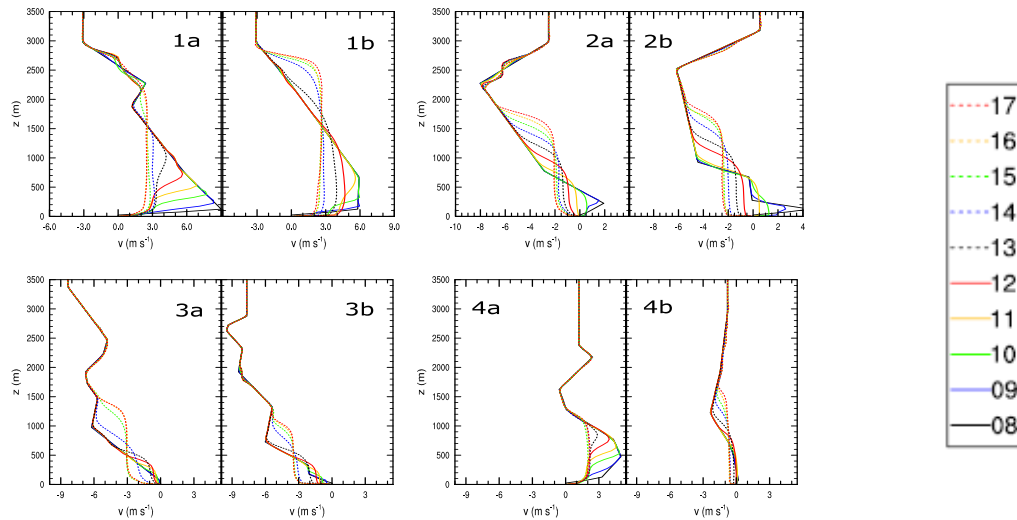


Figura 4.7: Perfis da componente meridional do vento da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Os perfis das variâncias de temperatura potencial ($\sigma_{\theta_{hi}}^2$), apresentadas na Figura 4.8, mostram que a camada de máxima intensidade de variância ocorre na base e no topo da CLC, pois estas alturas possuem maiores gradientes verticais de temperatura devido as interações, tanto com a superfície, como com a atmosfera livre.

Na Figura 4.8-1a, na estação seca, o sítio de floresta se comparado com o de pastagem (Figura 4.8-1b), obteve as menores intensidades (máximo de $0,4 \text{ K}^2$), mas com maior amplitude vertical (400 m). As amplitudes representam a profundidade na atmosfera da máxima variância térmica e úmida, a qual ocorre geralmente na zona de entranhamento, esta profundidade é obtida pela distância entre os mínimos valores do perfil das variâncias (térmicas e úmidas). Essa diferença, entre as simulações, representou uma interação mais profunda da CLC do sítio de floresta com a ZE, ao mostrar uma maior variação da amplitude térmica. Os valores da $\sigma_{\theta_{hi}}^2$ observados acima da CLC (nível de $Z/Z_i > 1,00$) são referentes ao topo da CR, com altura de 2825 m, como observado no perfil de temperatura potencial (Figura 4.4-1a), havendo uma forte

estabilidade. Na pastagem, como houve uma maior estabilidade no topo da CLC, o valor de $\sigma_{\theta_{hi}}^2$ tendeu a ser mais intenso devido a variação térmica, com valor máximo de $1,5 \text{ K}^2$ às 1300 HL.

As variâncias da temperatura potencial sobre a floresta (Figura 4.8-2a) da estação chuvosa atingiram, em superfície, um valor máximo de $0,03 \text{ K}^2$, enquanto aquelas ocorridas no topo da CLC foram bem maiores ($0,7 \text{ K}^2$), com o máximo ocorrendo às 1500 HL. Observou-se também que, no caso da floresta, devido a forte estabilidade durante o período chuvoso, no topo da CLC para os horários vespertinos, as variâncias térmicas foram mais intensas comparadas com aqueles da estação seca, em que os perfis de variâncias térmicas cresceram apenas até às 1000 HL. Na pastagem (Figura 4.8-2b), as variâncias ocorreram mais fortes em superfície que sobre a floresta, com valor máximo de $0,05 \text{ K}^2$, mas apresentou menor intensidade no topo da CLC ($0,56 \text{ K}^2$ às 1400 HL). As amplitudes das variáveis simuladas sobre os sítios de floresta e pastagem não foram tão distintas como aquelas observadas na estação seca.

No período de transição, comparando as variâncias de temperatura potencial do dia 19/09, tanto para o sítio de floresta quanto pastagem (Figura 4.8-3a e 3b), os valores de máxima foram menores do que as observadas nas estações seca e chuvosa. Isso representa, para o dia 19/09, que a inversão térmica na ZE obteve a menor troca de calor. Dentre os sítios, principalmente sobre a pastagem ($0,24 \text{ K}^2$) a variância foi ainda menor do que sobre a floresta ($0,34 \text{ K}^2$). Em superfície a variância térmica entre os sítios diferiram em apenas $0,01 \text{ K}^2$, podendo considerar a superfície de floresta ($0,02 \text{ K}^2$) semelhante a de pastagem ($0,01 \text{ K}^2$).

No dia 16/10, a variância térmica máxima chegou a $0,33 \text{ K}^2$ sobre o sítio de floresta (Figura 4.8-4a) às 0900 HL e de $0,40 \text{ K}^2$ às 1300 HL na pastagem (Figura 4.8-4b). Em superfície, a variância da temperatura potencial foi mais intensa sobre a pastagem ($0,02 \text{ K}^2$) crescendo o valor até $0,04$ em $z=0,13z_i$, assim como observado nas estações seca e chuvosa.

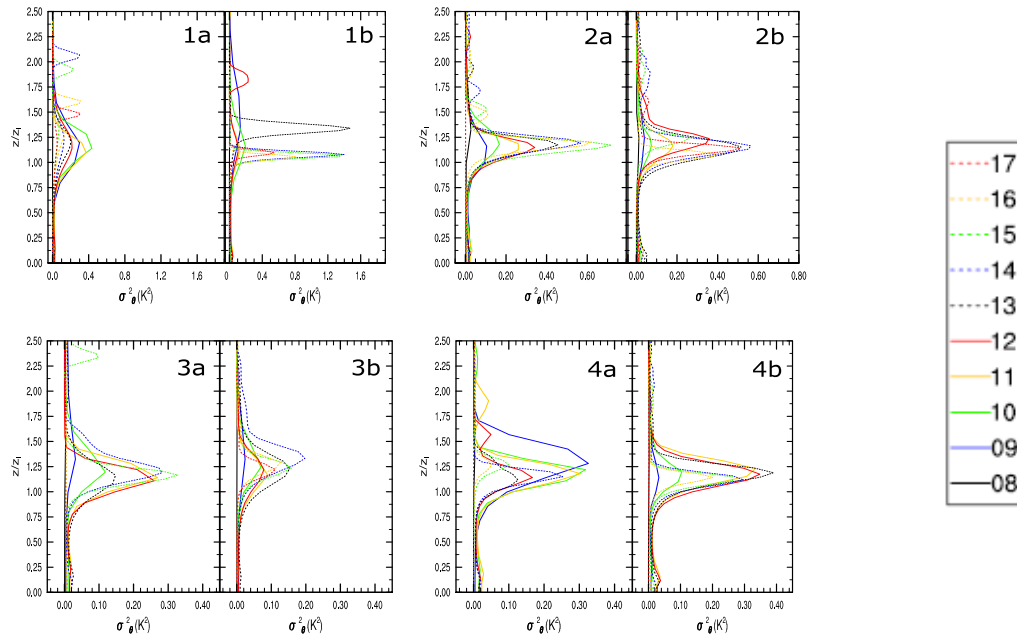


Figura 4.8: Perfis da variância de temperatura potencial da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Assim como os perfis das $\sigma_{\theta_{hi}}^2$, as variâncias de umidade específica ($\sigma_{q_{hi}}^2$), na Figura 4.9, mostram as regiões de máxima intensidade na base e no topo da CLC, devido as mesmas interações citadas.

A variável $\sigma_{q_{hi}}^2$ sobre a floresta (Figura 4.9-1a), durante a estação seca, apresentou um padrão de desenvolvimento vertical similar com a da variável $\sigma_{\theta_{hi}}^2$, quanto as espessuras verticais; entretanto seu máximo valor ($2,0 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$) ocorreu às 1300 HL. Próximo à superfície a variância também se destacou chegando a $0,2 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$. Na pastagem (Figura 4.9-1b) observou-se também uma intensa variância ($2,4 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ às 1400 HL) principalmente na região da ZE, mostrando que o gradiente da umidade no topo da CLC foi muito forte neste horário.

As variâncias da umidade específica na estação chuvosa, assim como a variância térmica, diferiram tanto em amplitude quanto em intensidade com a estação seca. Isto ocorreu principalmente nos horário da máxima variância, a qual, sobre a floresta (Figura 4.9-2a), foi 2 horas mais tarde em relação a estação seca, ocorrendo no mesmo horário (1400 HL) sobre a pastagem (Figura 4.9-2b). A maior quantidade $\sigma_{q_{hi}}^2$ presente na CM induz uma convecção mais fraca que na estação seca. As variâncias máximas da floresta e pastagem foram, respectivamente, de $3,8$ (1500 HL) e $3,2 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ (1400 HL), com amplitudes muito parecidas.

Para a floresta no dia 19/09 (Figura 4.9-3a), o valor máximo foi de $2,2 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ às 1500 HL, sendo essa máxima variância maior do que aquela observada na estação seca. Sobre a pastagem (Figura 4.9-3b), a variância de umidade foi semelhante àquela observada durante a estação seca com aproximadamente $2,0 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ às 1400 HL, mas apresentando uma maior amplitude, possivelmente devido a maior quantidade de umidade disponível no período.

No período mais úmido da transição (16/10), a variância de umidade sobre a floresta (Figura 4.9-4a) apresentou a menor troca na ZE, a máxima variância ocorreu com $1,2 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$, sendo este valor menor até que no dia 15/08, possivelmente com a forte convecção e maior disponibilidade de umidade na atmosfera devido o período, ocorreu esta fraca variância. Sobre a pastagem (Figura 4.9-4b) o valor máximo foi de $3,8 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ às 1300 HL, valor aproximado da pastagem durante a estação chuvosa.

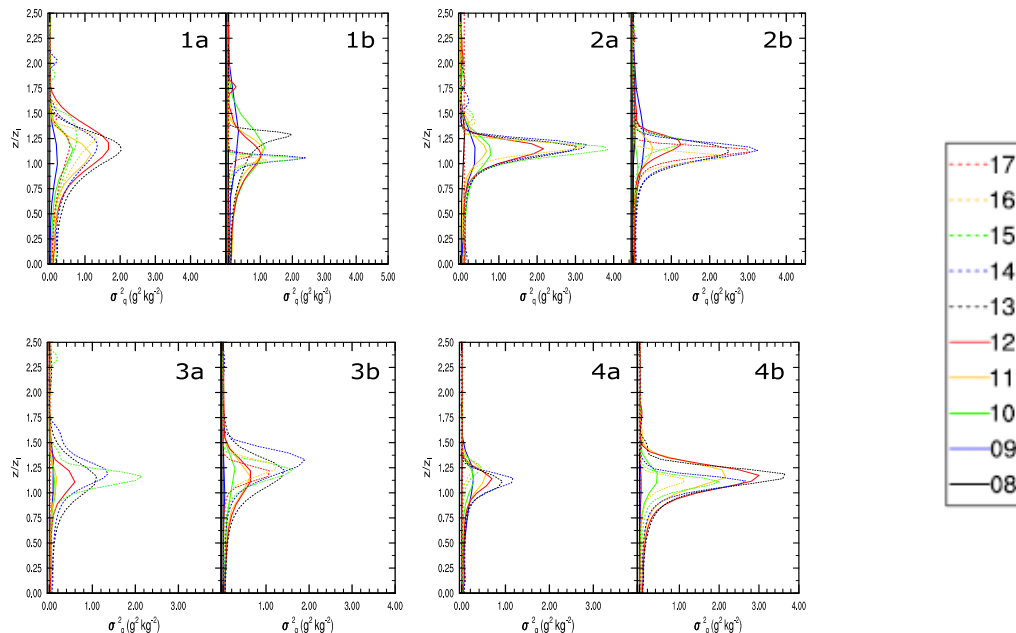


Figura 4.9: Perfis da variância de umidade específica da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

A evolução temporal dos valores médios horizontais dos perfis de fluxos de calor sensível ($\overline{w'\theta'}$) para todas as estações foram apresentadas na Figura 4.10. Na estação seca, o sítio de floresta (Figura 4.10-1a) obteve uma camada de $\overline{w'\theta'}$ positivo menor que aquela simulada na pastagem, de modo que a concentração vertical de $\overline{w'\theta'}$ positivo obteve uma profundidade máxima de 425 m. O $\overline{w'\theta'}$ em superfície tornou-se negativo pouco antes das 1700 HL. Contudo, a camada de $\overline{w'\theta'}$ negativa (transporte de calor descendente) de aproximadamente $-70,0 \text{ W m}^{-2}$ foi mais persistente no topo da

CLC, ocorrendo entre 1300 e 1430 HL. O $\overline{w'\theta'}$ sobre a pastagem (Figura 4.10-1b) mostrou uma maior emissão da superfície (valores superiores a 120 W m^{-2}) entre 1130 e 1400 HL, resultando na formação de dois maiores desenvolvimentos verticais da CLC (às 1130 e 1430 HL). Esses abruptos crescimentos do $\overline{w'\theta'}$ com a altura, observados sobre a pastagem, estão ligados a CR do dia anterior, que também foram visualizados nos cortes de temperatura potencial (Figura 4.12-1b). Os valores positivos do fluxo de calor sensível chegou a atingir aproximadamente 1600 m, estendendo-se das 1430 até às 1530 HL.

Na estação chuvosa, os $\overline{w'\theta'}$ comparado a estação seca, obteve na superfície da floresta (Figura 4.10-2a) valores mais fortes durante a estação chuvosa, enquanto que, no nível de ZE, a estação seca possuiu uma maior contribuição de $\overline{w'\theta'}$. Na superfície de pastagem (Figura 4.10-2b), os $\overline{w'\theta'}$ foram um pouco mais próximos do que aqueles da estação seca, mesmo com a destacada variação do $\overline{w'\theta'}$ decorrente da nebulosidade na estação chuvosa. Sendo também esta nebulosidade a causa dos diferentes horários de máximo do $\overline{w'\theta'}$ emitido pela superfície.

Descrevendo os $\overline{w'\theta'}$ da estação chuvosa, os valores foram bastante intensos na superfície e em toda a CLC. Sobre a floresta, o fluxo máximo apresentou uma energia de $174,6 \text{ W m}^{-2}$ às 1130 HL em superfície e de $-86,5 \text{ W m}^{-2}$ na ZE (às 1400 HL), ocorrendo 190 minutos após o máximo em superfície. O motivo físico para o máximo ocorrer neste horário (às 1400 HL) e não as às 1200 HL ($-52,3 \text{ W m}^{-2}$) é que os movimentos verticais às 1400 HL são mais intensos, transportando mais calor da superfície para o interior da CLC e também com movimentos da penetração convectiva (ar da AL para dentro da CLC) mais fortes. Sobre a pastagem (Figura 4.10-2b) após um decaimento do fluxo de calor sensível para $51,9 \text{ W m}^{-2}$ às 1200 HL, ocorreu um fluxo máximo de $231,0 \text{ W m}^{-2}$, logo sucedido de outro decaimento (mínimo de $20,8 \text{ W m}^{-2}$). Às 1330 HL, sobre a superfície de pastagem, o máximo valor do $\overline{w'\theta'}$ foi superior a $180,0 \text{ W m}^{-2}$ e, na ZE, em resposta do máximo em superfície, um valor de fluxo negativo de $-71,6 \text{ W m}^{-2}$. Das 1430 HL às 1600 HL ocorreu uma diminuição muito forte de energia emitida pela superfície (o valor máximo de $15,9 \text{ W m}^{-2}$), possivelmente por nebulosidade, ocorrendo também uma resposta do fluxo $\overline{w'\theta'}$ na ZE, que apresentou-se nulo.

No caso da transição do dia 19/09, o perfil de $\overline{w'\theta'}$ ao longo do dia mostrou, de um modo geral, um crescimento da CLC semelhante ao período chuvoso, devido a

evolução quase linear do máximo fluxo negativo. No sítio de floresta (Figura 4.10-3a) ocorreu a única exceção para a consideração feita anteriormente, com um maior desenvolvimento vertical do $\overline{w'\theta'}$ às 1400 HL, emitindo em superfície um fluxo de $133,8 \text{ W m}^{-2}$, enquanto na ZE foi observado um $\overline{w'\theta'}$ de $-56,5 \text{ W m}^{-2}$. O máximo de $\overline{w'\theta'}$ em superfície ocorreu meia hora antes (1330 HL) com $137,7 \text{ W m}^{-2}$. A pastagem (Figura 4.10-3b), foi a que apresentou a mais fraca emissão de $\overline{w'\theta'}$ com um máximo de $81,7 \text{ W m}^{-2}$ às 1330 HL, comparada a todos os casos analisados neste trabalho, possivelmente devido a pluma de fumaça relatada no Capítulo 4.1c. Na superfície da pastagem o maior valor de energia no topo da CLC foi de $-56,5 \text{ W m}^{-2}$, ocorrendo também meia hora após o máximo em superfície. Mesmo com o baixo $\overline{w'\theta'}$, a ZE manteve uma camada de aproximadamente 400 m com fluxo levemente positivo (inferior a $5,0 \text{ W m}^{-2}$) após às 1600 HL.

No dia 16/10, o sítio de floresta (Figura 4.10-4a) apresentou uma ZE com menor espessura e com máximos ocorrendo entre 1100 e 1200 HL, em que o maior valor de $\overline{w'\theta'}$ foi de $-42,8 \text{ W m}^{-2}$. O horário de máximo $\overline{w'\theta'}$ ocorreu simultaneamente na ZE e superfície às 1130 HL. O surgimento do máximo $\overline{w'\theta'}$ antes do meio dia pode ter sido proveniente da formação de nuvens, que diminui a quantidade de radiação na superfície. Após às 1530 HL, houve um forte enfraquecimento do $\overline{w'\theta'}$ em toda a atmosfera (desde a ZE até a superfície), tornando o fluxo térmico no entranhamento do topo da CLC nulo. Apesar da intensidade, na pastagem (Figura 4.10-4b), tanto em superfície como na ZE, respectivamente com máximos de $185,7 \text{ W m}^{-2}$ e $-69,0 \text{ W m}^{-2}$ às 1300 HL, não houve nenhum rápido desenvolvimento vertical da camada convectiva nesse dia, como visto na estação seca. Na ZE notou-se às 1500 HL, e bem menos na superfície, um enfraquecimento do $\overline{w'\theta'}$, assim como ocorrido na floresta possivelmente devido a nebulosidade, pois logo após (1530 HL) volta a crescer cerca de $4,4 \text{ W m}^{-2}$ mesmo já ocorrendo a diminuição natural da radiação solar.

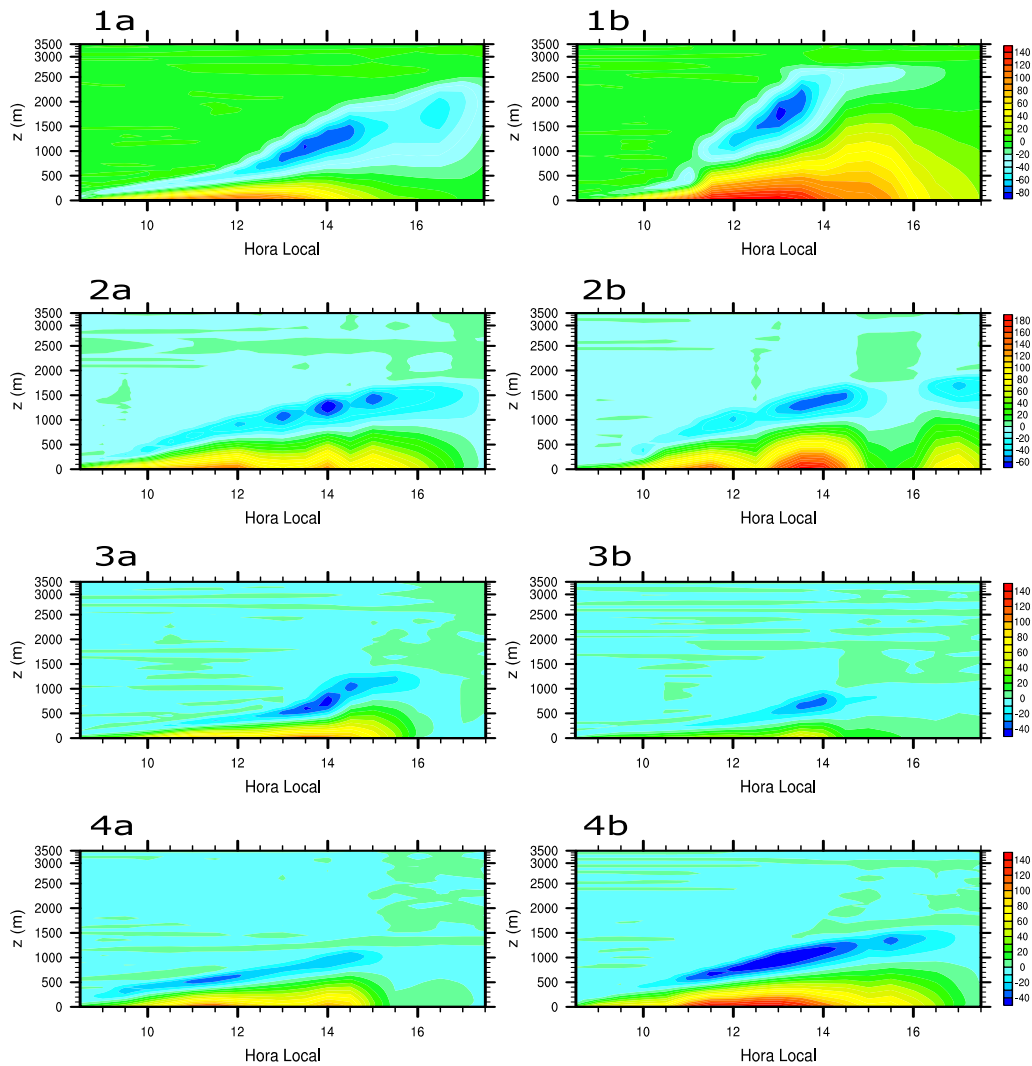


Figura 4.10: Perfil temporal do fluxo de calor sensível da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Os valores médios temporais dos perfis de $\overline{w'q'}$ sobre a floresta (Figura 4.11-1a) apresentou seu máximo valor às 1330 HL, com aproximadamente $850,0 \text{ W m}^{-2}$ um pouco abaixo do nível de 1000 m. Na pastagem (Figura 4.11-1b), o máximo $\overline{w'q'}$ também ocorreu às 1330 HL, com um valor de $900,0 \text{ W m}^{-2}$ no nível de 1700 m. Ainda sobre o sítio de floresta, este se mostrou intenso até o final do dia. Enquanto sobre a pastagem, rapidamente após o máximo, há uma desintensificação do $\overline{w'q'}$.

Para a estação chuvosa, o $\overline{w'q'}$ sobre a floresta (Figura 4.11-2a), às 1300 e 1400 HL o fluxo de energia em superfície foi de aproximadamente $500,0 \text{ W m}^{-2}$, enquanto no topo da CLC o máximo valor foi de $687,5 \text{ W m}^{-2}$, ocorrendo às 1400 HL. A partir das 1530 HL houve uma considerável redução no fluxo de calor latente até o fim do dia. No sítio de pastagem (Figura 4.11-2b), da mesma forma que no sítio de floresta, a ZE

obteve seu máximo $\overline{w'q'}$ às 1400 HL, mas com menos intensidade (450,0 W m⁻²), enquanto em superfície seu máximo às 1300 HL não foi superior a 400,0 W m⁻². Após às 1400 HL, o $\overline{w'q'}$ apresentou uma diminuição chegando a um valor de 102,6 W m⁻² em superfície, ocasionando uma forte redução do fluxo em toda a CLC. Após às 1530 HL o $\overline{w'q'}$ volta a aumentar, mas não sendo superior a 300,0 W m⁻² dentro da CLC. Esta forte redução no fluxo de energia em superfície, já que também foi observado no $\overline{w'\theta'}$ foi resultado de uma forte nebulosidade.

O $\overline{w'q'}$, no dia 19/09, assim como no $\overline{w'\theta'}$, também foi em intensidade característico da estação chuvosa, entretanto, mesmo durante o período de transição, a quantidade de nebulosidade não causou interferências no desenvolvimento do fluxo de umidade na ZE, como visto na estação chuvosa. No sítio de floresta (Figura 4.11-3a), o $\overline{w'q'}$ foi bem intenso com um máximo de 237,5 W m⁻² às 1400 HL e com a forte convecção desse horário ocorreu um fluxo de umidade de 580,0 W m⁻² em 600 m. Logo após às 1630 HL o $\overline{w'q'}$ decresceu rapidamente, mas como nesse momento já havia pouca insolação em superfície praticamente nenhum crescimento da CLC foi observado. Com um $\overline{w'q'}$ menor na pastagem (Figura 4.11-3b), em superfície o máximo fluxo de umidade ocorreu às 1030 HL com 202,2 W m⁻², enquanto na ZE se estendeu entre 1330 e 1400 HL com 340,0 W m⁻² na mesma altura que sobre a floresta.

Para o $\overline{w'q'}$ da floresta do dia 16/10 (Figura 4.11-4a), o máximo às 1400 HL ocorreu pouco antes da diminuição de umidade em toda a camada (às 1500 HL), assim como visto no $\overline{w'\theta'}$. Seu valor máximo em superfície foi de 308,1 W m⁻² e rapidamente decresceu para 88,8 W m⁻² às 1530 HL, mantendo ainda um fluxo médio de aproximadamente 28,0 W m⁻² até 850,0 m pelo resto do dia no interior da CLC. Na pastagem (Figura 4.11-4b), em resposta ao $\overline{w'q'}$ ocorrido 30 minutos depois do máximo na superfície (213,3 W m⁻² às 1230 HL) a CLC apresentou 560,0 W m⁻² a 800 m de altura. O alto fluxo de umidade representado pela pastagem no dia 16/10 obteve maiores valores comparado a superfície de floresta e com a pastagem do dia 19/09, devido a alta umidade do período. Um outro máximo de $\overline{w'q'}$ na CLC também pôde ser observado às 1530 HL sobre a pastagem, mas com menor intensidade (278,6 W m⁻²).

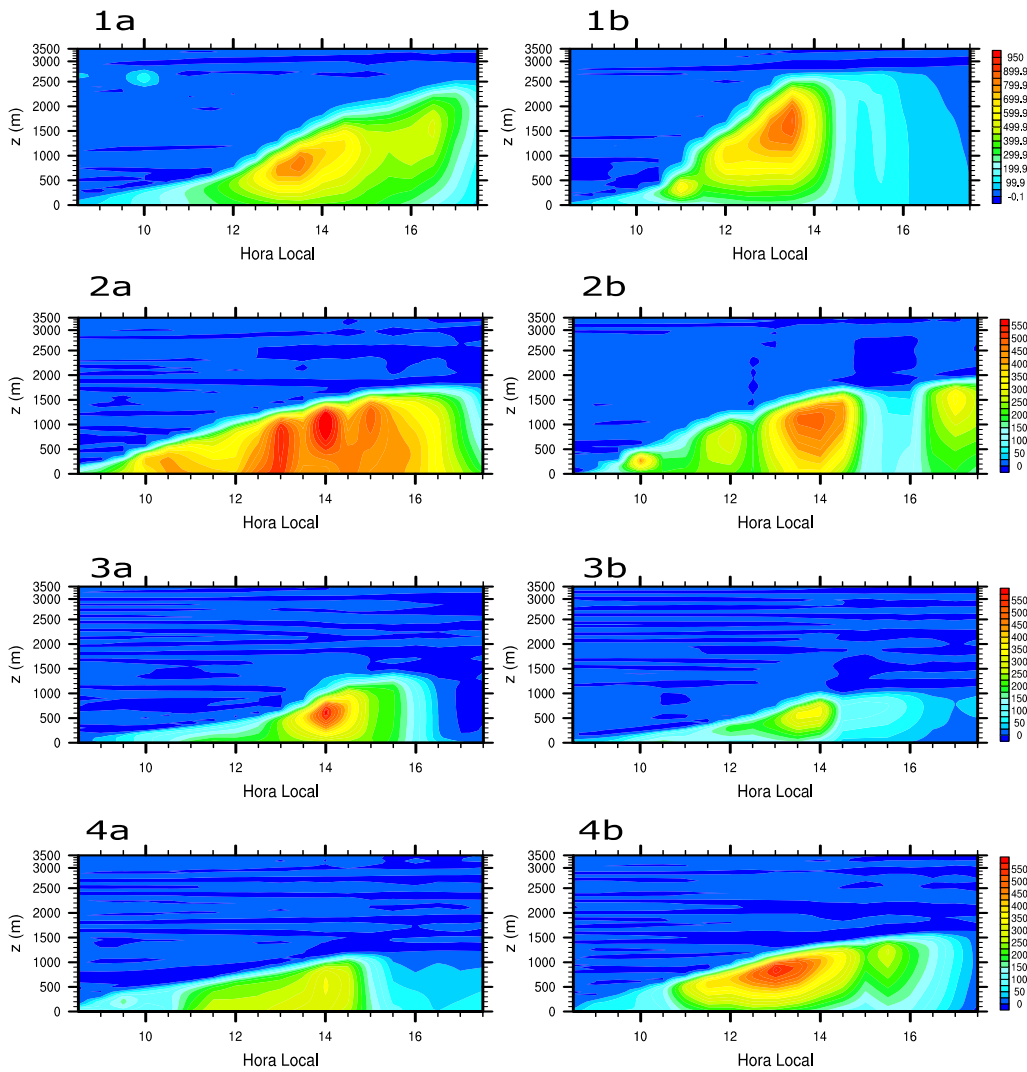


Figura 4.11: Perfil temporal do fluxo de calor latente da floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Os cortes verticais (XZ) da temperatura potencial sobrepostos pela componente de velocidade vertical do vento, com variação temporal de 30 minutos, são apresentados no Apêndice C de forma completa. Neste capítulo foram selecionados os cortes mais representativos.

No caso floresta (Figura 4.12-1a) da estação seca, desde às 0900 HL, convecções fracas, com movimentos verticais abaixo de $1,0 \text{ m s}^{-1}$, foram observadas dentro da camada até 275 m, causando um gradual transporte térmico da superfície e aquecimento da camada. A partir das 1100 HL, estes movimentos verticais se tornaram mais constantes e intensos (maiores que $2,0 \text{ m s}^{-1}$), causando variações de até 250 m no topo da CLC, de modo que às 1200 HL a CLN estava totalmente erodida e a pela intensa convecção misturou a camada mais rapidamente. Com o aquecimento da superfície, os

movimentos verticais se intensificaram, tanto de modo ascendente (com valores acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$), quanto descendente ($2,0 \text{ m s}^{-1}$), formando variações na ZE de quase 500 m e um contraste térmico horizontal de até 1,5 K abaixo dos 1000 m às 1230 HL. Entre 1300 e 1430 HL, de acordo com os perfis do $\overline{w'\theta'}$ da floresta (Figura 4.10-1a), ocorreram os maiores fluxos térmicos na ZE, mas em termos de mistura, mesmo com altas velocidades verticais (acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$), a CLC já se encontrava quase que totalmente misturada apresentando apenas um contraste térmico dentro da CLC de apenas 0,5 K. Com a diminuição do aquecimento em superfície, o crescimento da altura da CLC começou a ser mais lento. Às 1700 HL, a CLC chegou a apresentar profundidades que variaram aproximadamente 700 m, devido as fortes convecções.

Na pastagem (Figura 4.12-1b), observou-se as camadas de estratificação neutra relatadas nos perfis de temperatura potencial (Figura 4.4-1b). A mistura térmica ocorreu com mais intensidade e velocidade devido a maior conversão da radiação em superfície em calor sensível. Assim, os movimentos verticais se tornaram mais intensos (velocidades aproximada de $3,0 \text{ m s}^{-1}$) a partir das 1130 HL, formando às 1400 HL uma camada bem misturada de 304,0 K com profundidade média de 2400 m. Às 1530 HL ocorreram intensos movimentos descendentes, no mesmo momento em que um aumento no fluxo de calor latente é observado (Figura 4.12-1b), fator que inibe a formação de fluxo de calor sensível e conseqüentemente diminuição de convecção. Em seguida, (1600 HL) movimentos ascendentes voltaram a surgir com velocidades superiores a $3,0 \text{ m s}^{-1}$. Em geral, das 1130 HL até às 1600 HL fortes movimentos verticais com vórtices bem definidos podem ser observados, formando células que crescem em tamanho com a evolução do dia. Posteriormente, após às 1630 HL, a convecção se desintensificou. Às 1730 HL a camada de mistura apresenta-se bem misturada, com profundidade em torno de 2500 m com temperatura média na camada de 304,5 K.

Representando a estação chuvosa, foram observados valores de temperatura potencial maiores do que na época seca. A simulação sobre a floresta (Figura 4.12-2a) mostrou convecção com movimentos verticais acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ desde às 0900 HL, de modo a apresentar, dentro da CLC, uma temperatura potencial média de 298,5 K com altura de 275 m, enquanto que meia hora depois (0930 HL) a camada aqueceu 1,5 K (300,0 K), crescendo aproximadamente 100 m. No mesmo período (0900 HL) da estação seca a temperatura potencial dentro da CLC estava com 296,5 K e uma altura de CLC de aproximadamente 200 m. Notou-se que a forte estabilidade atmosférica no topo da CLC contribuiu para essa diferença entre as características. Movimentos ascendentes

(células convectivas) surgiram com movimentos verticais acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ às 1030 HL, forçando o transporte vertical e a mistura, de modo que às 1130 HL formou-se algumas células de 1000 m, associado ao alto valor do $\overline{w'\theta'}$ em superfície ($175,1 \text{ W m}^{-2}$). Às 1230 HL percebeu-se algumas células de movimentos descendentes intensos com velocidades $-2,0 \text{ m s}^{-1}$, mas o domínio ainda é dominado por fortes movimentos ascendentes. Às 1300 HL, com a diminuição do fluxo de calor em superfície, possivelmente por causa de uma nebulosidade, houve um enfraquecimento das células na CLC (às 1330 HL), voltando a se intensificar e manter até às 1600 HL. Devido a forte estabilidade e a maior quantidade de umidade na atmosfera, mesmo com o $\overline{w'\theta'}$ em superfície sendo superior ao valor da época seca, a CLC não conseguiu crescer acima de 1600 m, terminando o dia com uma temperatura potencial média da camada de 304,0 K.

No sítio de pastagem (Figura 4.12-2b) às 0900 HL a CLC estava com 299,2 K, o que representa uma temperatura potencial 0,7 K mais quente que a área de floresta, e com uma altura da CLC de 225 m. Logo após o início do dia, a CLC se desenvolveu com ventos ascendentes superiores a $2,0 \text{ m s}^{-1}$ entre 1000 e 1130 HL. No horário do primeiro máximo de $\overline{w'\theta'}$ ($180,0 \text{ W m}^{-2}$) a CLC estava em 1000 m e velocidade vertical ascendente estava com $3,0 \text{ m s}^{-1}$ e alguns movimentos descendentes de $-2,0 \text{ m s}^{-1}$. Mesmo com o decréscimo de $80,0 \text{ W m}^{-2}$ na superfície, houve diminuição no número de células, mas não na intensidade. Em seu máximo valor de $\overline{w'\theta'}$ ($232,0 \text{ W m}^{-2}$) às 1330 HL, células convectivas bem intercaladas entre ascendentes e descendentes foram formadas, atingindo uma altura de 1500 m e, mesmo com o decréscimo do fluxo em superfície, a CLC ainda atingiu 1700 m. Das 1500 HL em diante houve uma desintensificação do vento vertical e apenas algumas células convectivas acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ voltaram a surgir entre 1630 HL até o final do dia, causando mais misturas na CLC que, entretanto não causou mais desenvolvimento vertical.

Os cortes verticais XZ de temperatura potencial para o dia 19/09, notou-se uma atmosfera mais aquecida que os mesmos sítios da estação seca. Ainda comparando com a estação seca, os movimentos verticais foram mais fracos e, por conseguinte o desenvolvimento vertical foi menor. No sítio de floresta (Figura 4.12-3a) às 0900 HL, uma camada de 200 m com 298,5 K iniciou o dia, com movimentos verticais inferiores a $1,0 \text{ m s}^{-1}$ até às 1000 HL, quando a camada já tinha se aquecido em 1,0 K. Meia hora após (1030 HL), a convecção ultrapassou a altura que antes formava a CLN (325 m),

erodindo-a completamente, e apresentou um maior fluxo de entranhamento com a base da CR. Posteriormente, os movimentos verticais foram se intensificando e às 1230 HL apresentou valores superiores a $2,0 \text{ m s}^{-1}$ de velocidade vertical e com um topo da CLC por volta de 500 m, ainda nesta hora (1230 HL) a temperatura possuía um gradiente de 0,5 K diferindo cerca de 2,0 K da temperatura da CR (com 304,5 K na base). Com magnitudes mais intensas dos movimentos verticais ascendentes ($3,0 \text{ m s}^{-1}$) e descendentes ($-2,0 \text{ m s}^{-1}$), às 1400 HL movimentos convectivos atingiram uma média de 1100 m com uma efetiva mistura térmica. Logo após esse máximo, às 1430 HL, percebeu-se o surgimento de menos movimentos ascendentes, reduzindo cada vez mais, até uma completa mistura da CLC que ocorreu às 1600 HL com 305,0 K e movimentos em ambos os sentidos não maiores que $1,0 \text{ m s}^{-1}$. Às 1630 HL, somente ventos verticais abaixo de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ ocorreram, com uma CLC fixada em 1300 m. Próximo a superfície, nesta simulação, foi observada uma formação de camada rasa e estável com 304,5 K, a qual às 1730 HL chegou a mais de 100 m e com o surgimento de uma temperatura 0,5 K ainda mais fria a superfície.

Como já relatado anteriormente, sobre o sítio de pastagem (Figura 4.12-3b), na estação de transição do dia 19/09, houve a presença de plumas de fumaça na atmosfera e assim o $\overline{w'\theta'}$ em superfície foi reduzido, formando uma convecção ainda menor que na floresta. Comparando com a estação seca, não se obteve uma CR homogênea no início da simulação, sendo a mesma bem estável. Assim, o crescimento da CLC também foi mais lento pelo motivo de seus movimentos verticais serem mais fracos. A CLC iniciou às 0900 HL com profundidade de 120 m quando possuía uma temperatura média da camada de 301,0 K, sendo 2,5 K a mais que na floresta. Mesmo com a notória mistura, somente às 1100 HL a magnitude do vento vertical ultrapassam $1,0 \text{ m s}^{-1}$, com uma CLC de 200 m, devido ao baixo fluxo térmico e alto gradiente. Com o aquecimento em superfície houve uma intensificação da convecção e 1 hora após (às 1200 HL) a camada chegou a 500 m com um crescimento de 300 m em 1 hora. A partir das 1230 HL apresentou uma magnitude de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ desenvolvendo camadas de mistura térmicas homogêneas de até 700 m, enquanto a altura média da CLC ainda está por volta dos 500 m. Às 1330 HL, ocorreu a máximo fluxo térmico em superfície, deste modo mais células surgiram com velocidades ascendentes de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ e descendentes com mais de $-1,0 \text{ m s}^{-1}$, neste momento a CLC apresentou-se aproximadamente em 700 m. Depois da máxima intensidade da convecção (1330 HL), iniciou uma rápida diminuição da convecção, em que às 1430 HL os ventos estavam a pouco mais de $1,0 \text{ m s}^{-1}$. A CLC

com 800 m estava bem misturada, com uma temperatura potencial de 304,5 K, a qual se manteve até o final do dia (1730 HL).

Para o dia 16/10, notou-se maiores intensidades da convecção e maior desenvolvimento comparado ao dia 19/09. Já com a estação chuvosa, mesmo possuindo um gradiente vertical menos estável na CR o desenvolvimento foi menor e com menos convecção. Sobre a floresta (Figura 4.12-4a), desde às 0900 HL movimentos acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ surgiam, mas ainda com bem menos frequência, dentro de uma CLC de aproximadamente 250 m e com 298,5 K de temperatura potencial, sendo esta a mesma temperatura encontrada sobre a floresta do dia 19/09. Mesmo com uma CLN de aproximadamente 500 m, em 1 hora (até às 1000 HL) a camada de mistura se aqueceu 1,0 K e cresceu em torno de 150 m atingindo 400 m de profundidade. Cada vez mais intensos, às 1030 HL, os movimentos verticais acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ surgiam, conseguindo vencer o forte gradiente imposto pela camada estável meia hora depois (às 1100 HL). A convecção chegando a $3,0 \text{ m s}^{-1}$ de ventos verticais às 1230 HL estabeleceu uma CLC de 700 m com de 302,0 K de temperatura potencial. Às 1300 HL, os movimentos descendentes se intensificação aumentando em frequência. Entretanto, às 1330 HL, com o aquecimento em superfície e vórtices formados com altura de 1000 m favoreceram a ressurgência de fortes convecções (acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$) às 1400 HL, mas apenas misturando ainda mais a camada sem desenvolve-la verticalmente. Esses movimentos intensos foram vistos até 30 minutos depois (1430 HL), rapidamente se extinguindo e finalizando o dia (1730 HL) com 1050 m de profundidade da CLC e uma temperatura média de 303,0 K.

Sobre a pastagem (Figura 4.12-4b) deste dia (16/10), o gradiente térmico formado pela estabilidade estável na da remanescente da CLN foi maior que aquele do mesmo sítio durante a estação chuvosa, também neste dia com uma camada de mistura superior (em torno de 200 m) às 0900 HL. Já com a mesma superfície (pastagem) no dia 19/09, este período apresentou mais intensas convecções. As condições iniciais do sítio de pastagem foram ainda mais semelhantes as do sítio de floresta do dia 19/09, mas com temperatura potencial mais elevada (300,0 K) e uma altura da CLC maior (310 m). Às 1100 HL, a simulação apresentou movimentos acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ já ocorrendo maiores misturas na CLC, e mesmo com uma pequena desintensificação entre 1130 e 1200 HL, às 1230 HL continuou com a formação de fortes convecções produzindo vórtices de até 1000 m. Algumas células convectivas bem aparentes se mostraram às 1500 HL com velocidades ascendentes acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ e descentes acima de $-2,0 \text{ m s}^{-1}$

desenvolvendo a camada de mistura até uma altura de 1500 m. Com alguns pontos de forte convecção, mas já com um início de desintensificação próximo ao final do dia, os movimentos verticais de até $2,0 \text{ m s}^{-1}$ duraram até às 1630 HL misturando as parcelas de ar (até às 1730 HL) e finalizando com aproximadamente 1450 m a uma temperatura de 304,5 K (1,5 K a mais que na floresta).

Os cortes verticais (XZ) da umidade específica sobreposto pela componente de velocidade vertical do vento, com variação temporal de 30 minutos também se encontra de forma completa no Apêndice C.

Analisando os cortes verticais da estação seca na floresta (Figura 4.13-1a), às 1100 HL, os desenvolvimentos verticais de umidade presentes na atmosfera possuíam $13,0 \text{ g kg}^{-1}$, 400 m de altura e largura de 1500 m. O transporte de umidade ficou intenso após às 1130 HL, devido a mistura, em 1 hora, de 2 camadas com aproximadamente a mesma umidade e que juntas tinham a espessura de 600 m. Às 1300 HL, estes desenvolvimentos verticais apresentaram o valor de $11,0 \text{ g kg}^{-1}$ e uma profundidade de 1000 m, contudo na mesma hora os movimentos descendentes foram superiores a $-2,0 \text{ m s}^{-1}$, os quais transportaram um ar mais seco com até $8,0 \text{ g kg}^{-1}$ para próximo da superfície. Foi possível notar às 1530 HL apenas uma intensa célula convectiva com movimentos ascendentes da superfície ao topo da CLC, sendo o resto do domínio dominado por movimentos descendentes com velocidades de até $-2,0 \text{ m s}^{-1}$. Logo, às 1600 HL, outra célula surgiu, possuindo ainda movimentos ascendentes mais intenso do que no perfil anterior e transportando cerca de $10,0 \text{ g kg}^{-1}$ até 1700 m (mais a oeste) e outro movimento ascendente menos intenso de $7,0 \text{ g kg}^{-1}$ aproximadamente na mesma altura (a leste). Diferente da temperatura potencial pôde-se observar que a mistura de umidade foi menos eficiente, devido os transportes verticais atuantes e a umidade disponível pela floresta, havendo gradientes horizontais dentro da CLC de até $2,0 \text{ g kg}^{-1}$ às 1700 HL.

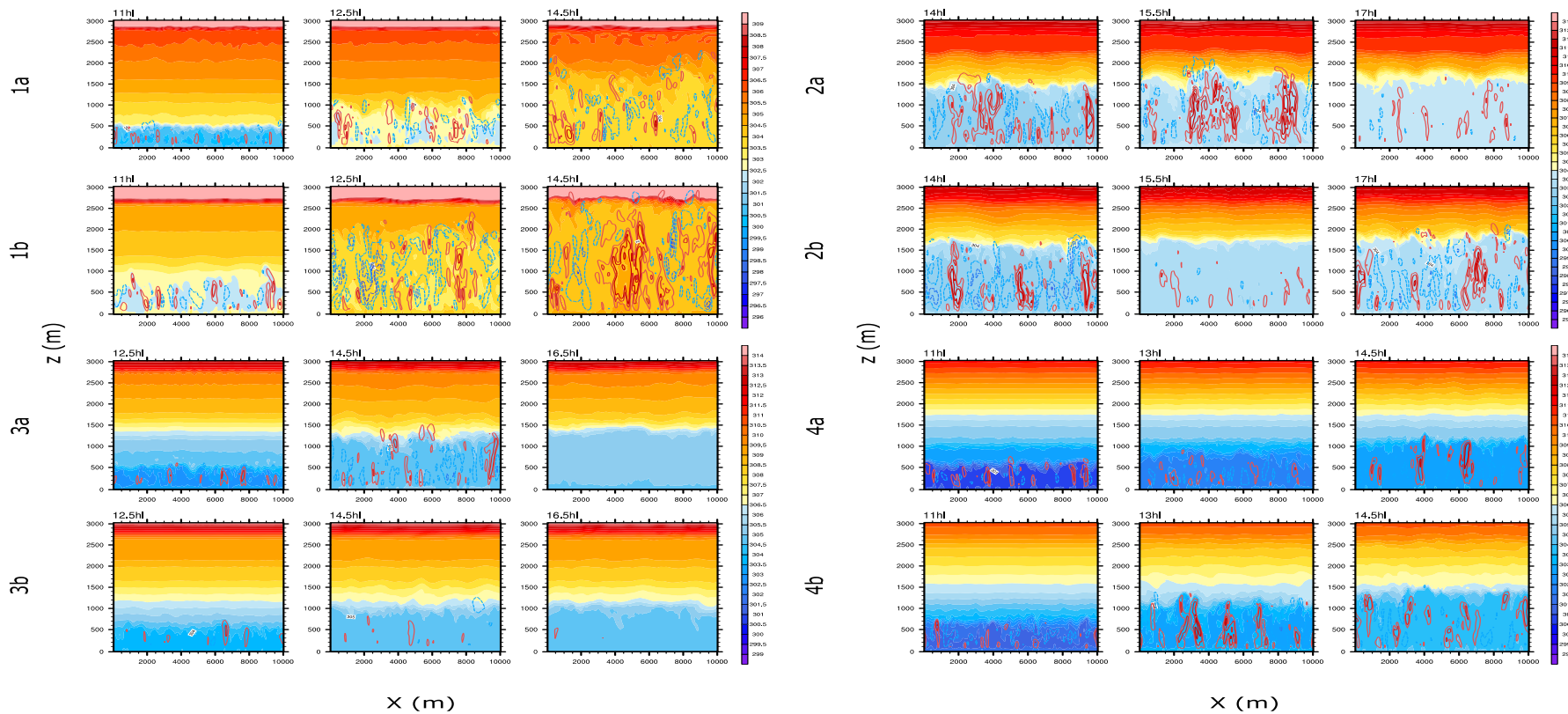


Figura 4.12: Plano x-z [$y = 5,0$ km] de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

Os cortes XZ sobre a pastagem (Figura 4.13-1b) mostraram uma umidade específica em superfície menor que sobre a floresta cerca de $1,0 \text{ g kg}^{-1}$ na diferença do valor médio. Na atmosfera no início da simulação apresentou também um gradiente vertical menor, em que a camada de umidade específica de $7,0 \text{ g kg}^{-1}$ chegou a 2000 m, enquanto na floresta ela foi mais rasa com 1400 m. Isso, possivelmente, pela mais intensa convecção da pastagem comparada a floresta provocou, no dia anterior, uma altura de CLC úmida mais alta. Às 1100 HL, foi possível observar um máximo de umidade em superfície de $11,0 \text{ g kg}^{-1}$ e desenvolvimentos verticais de $10,0 \text{ g kg}^{-1}$ que chegaram a 1100 m, devido aos fortes ventos ascendentes de mais de $2,0 \text{ m s}^{-1}$. Neste mesmo horário, os ventos descendentes se formaram mais espalhados e com menos intensidade (máximo de $1,2 \text{ m s}^{-1}$). Ventos acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ foram vistos às 1130 HL com uma convecção de 1500 m transportando $7,0 \text{ g kg}^{-1}$. Ao atingir o topo da camada residual (aproximadamente 2500 m), às 1300 HL, a pastagem mostrou fortes movimentos ascendentes e descendentes, ambos acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$, e gradientes de umidade em todas as direções variando em até $4,0 \text{ g kg}^{-1}$. A máxima intensidade na camada perdura até às 1500 HL, em que iniciou a ocorrência de mais movimentos descendentes. No horário das 1600 HL, a camada se mostrou bem misturada (diferente da floresta) com $8,0 \text{ g kg}^{-1}$, mas com a contínua convecção e por consequência mistura atuante, às 1730 HL, em alguns pontos a umidade chega tinha $1,0 \text{ g kg}^{-1}$ de diferença.

A umidade específica durante a estação chuvosa sobre a floresta (Figura 4.13-2a), às 0900 HL, foi observada com um valor médio de $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ dentro da CLC (cuja altura foi de 300 m), sendo $2,0 \text{ g kg}^{-1}$ superior ao valor observado na estação seca. Devido a forte convecção desse dia, às 1000 HL ocorreu um transporte de umidade específica até 500 m e em 1,5 horas depois (1130 HL), a CLC estava com 900 m de profundidade, mantendo o valor de umidade específica. Com velocidades verticais acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$, às 1230 HL, os transportes verticais chegaram a formar vórtices com $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ de umidade específica, mostrando 4 células, com seus respectivos ramos ascendentes e descendentes de até 1300 m de profundidade ocupando um espaçamento horizontal de até 2,5 km. No sítio floresta, mesmo com a contínua intensificação da convecção ao longo do dia, a mistura da CLC manteve o mesmo valor médio de $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ da superfície ao topo da CLC, devido a alta disponibilidade de água.

A superfície de pastagem (Figura 4.13-2b) na estação chuvosa, às 0900 HL, apresentou uma umidade específica de $15,0 \text{ g kg}^{-1}$, na CLC já formada, possuindo um forte gradiente negativo de umidade formou-se com um decréscimo de $3,0 \text{ g kg}^{-1}$ até

aproximadamente 375 m e voltando a crescer até o mesmo valor de umidade observada em superfície ($15,0 \text{ g kg}^{-1}$). Devido a forte convecção da pastagem, às 1030 HL, com movimentos verticais acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$, a camada de gradiente negativo de umidade foi extinta, tornando a CLC melhor misturada com um valor médio de umidade específica de $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ e uma altura da CLC de 725 m. Após às 1300 HL, a CLC continuou seu desenvolvimento vertical, mas com um fraco decréscimo de umidade. Às 1430 HL uma camada praticamente homogênea de 1500 m formou-se com células convectivas bem definidas e um valor médio de umidade específica de $14,6 \text{ g kg}^{-1}$. No final do dia (1730 HL), com a persistência da forte convecção, com velocidade vertical ascendente acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$, ainda ocorreu penetração convectiva, com o entranhamento de ar mais seco da AL.

Os cortes XZ de umidade específica dos dias simulados no período de transição (19/09 e 16/10) foram apresentados na Figura 4.13-3 e Figura 4.13-4. Com uma comparação geral entre as estações, percebeu-se que a quantidade de umidade máxima entre as estações são bem distintas, chegando a $5,0 \text{ g kg}^{-1}$ a mais na época de transição. Analisando a umidade específica contida na floresta do dia 19/09 (Figura 4.13-3a), próximo a superfície às 0900 HL, a região apresentou cerca de $16,0 \text{ g kg}^{-1}$ numa camada de 115 m de espessura. Logo acima dessa camada de umidade inicial, a CR estava formada com uma média de $14,0 \text{ g kg}^{-1}$ possuindo uma profundidade total de 1000 m, apenas sendo cortada por uma fina camada de 150 m com $15,0 \text{ g kg}^{-1}$. Essa camada intermediária possivelmente foi introduzida na CR por advecção durante a noite, mas entrou na simulação como dado de entrada. Às 1000 HL a camada de umidade formou alguns desenvolvimentos verticais de 200 m criando gradiente horizontal de até $1,0 \text{ g kg}^{-1}$. Os vórtices às 1030 HL com movimentos verticais acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ intensificaram a convecção de modo que às 1100 HL transportou ainda mais umidade da superfície ($17,0 \text{ g kg}^{-1}$). Às 1130 HL, desenvolvimentos verticais de 400 m com $17,0 \text{ g kg}^{-1}$ se tornaram mais frequentes, assim como os ventos verticais em ambos os sentidos. Mesmo com uma camada bem misturada acima, por falta de mais intensa convecção provida pela radiação em superfície, a camada de umidade se manteve em 500 m até às 1300 HL. Às 1330 HL com velocidade ascendente acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$, a mistura com a CR se tornou bem mais eficiente e rápida, tanto ao levar parcelas de umidade com $17,0 \text{ g kg}^{-1}$, como devido aos movimentos descendentes reduzir a umidade para $16,0 \text{ g kg}^{-1}$ até a superfície. Com a forte convecção atuante, células atingiram mais de 1100 m e a partir das 1400 HL o transporte ascendente foi reduzido

devido a ventos descendentes de mais de $-2,0 \text{ m s}^{-1}$. Nenhum vento com magnitude acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ foi visto a partir das 1630 HL, mantendo uma mistura com gradiente de umidade de até $1,0 \text{ g kg}^{-1}$ no interior da CLC. Com o resfriamento da superfície no final do dia (1730 HL), a umidade volta a aumentar a concentração na CLC com uma camada de 80 m de $17,0 \text{ g kg}^{-1}$.

Sobre o sítio de pastagem (Figura 4.13-3b) do dia 19/09, a umidade específica foi mais seca que a floresta (cerca de $1,0 \text{ g kg}^{-1}$), mas aproximadamente $3,0 \text{ g kg}^{-1}$ mais úmida que a estação seca. No início do dia (0900 HL), a pastagem apresentou um maior gradiente de umidade entre 500 e 1000 m, com uma configuração diferente tanto da floresta desta estação, como da mesma superfície na estação seca. De maneira semelhante a floresta neste período, às 1030 HL, a convecção formada conseguiu transportar umidades de até $17,0 \text{ g kg}^{-1}$, mas apenas por 1 hora, com desenvolvimento vertical de no máximo 350 m. Pela menor disponibilidade de umidade da superfície de pastagem, mesmo com a fraca convecção desse dia, mais ar seco foi transportado da AL para dentro da CLC, misturando a umidade contida. Com os movimentos verticais acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ às 1330 HL, as colunas chegaram a 900 m com muita variação horizontal (até $4,0 \text{ g kg}^{-1}$). Após o máximo da convecção (às 1330 HL), os movimentos verticais começaram a diminuir e a mistura da camada tornou-se mais lenta e estagnada nos 900 m terminando o dia com aproximadamente 980 m e com desenvolvimentos verticais entre 14 g kg^{-1} e 15 g kg^{-1} .

Para o dia 16/10, também mostrou valores de umidade específica superiores no período de transição em comparação com a estação chuvosa, com cerca de $3,0 \text{ g kg}^{-1}$ a mais, contudo as camadas de mistura formadas pela umidade foram menores. Sobre a floresta (Figura 4.13-4a), no dia 16/10, às 0900 HL próximo a superfície formou-se uma camada de $16,0 \text{ g kg}^{-1}$ com uma altura variando muito sobre todo o domínio. Acima desta camada de $16,0 \text{ g kg}^{-1}$, uma camada homogênea de 800 m de profundidade, com $13,0 \text{ g kg}^{-1}$, representava a CR. Ainda nesse perfil inicial (0900 HL), movimentos verticais acima de $1,0 \text{ m s}^{-1}$ foram observados, mas com muito pouca frequência. Com a evolução temporal, a mistura na camada mais inferior foi ocorrendo e as convecções foram se intensificando, de modo que às 1130 HL a velocidade vertical ficou acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$ no transporte ascendente e pouco mais de $-1,0 \text{ m s}^{-1}$ descendente. Nessa hora (1130 HL) ocorreu o maior fluxo térmico observado em superfície. Entretanto, mesmo com a diminuição do fluxo após o máximo, a convecção conseguiu manter-se com pouco desenvolvimento vertical e não se intensificando mais que os $2,0 \text{ m s}^{-1}$ na

magnitude do vento ascendente, voltando às 1400 HL a aumentar a frequência de movimentos ascendentes devido um novo aumento do fluxo térmico em superfície. Após às 1400 HL, a CLC começou a se desintensificar e mesmo com pequenas vórtices com $1,0 \text{ m s}^{-1}$ surgindo, a camada de mistura terminou (às 1730 HL) com 1100 m e $16,0 \text{ g kg}^{-1}$ de umidade específica.

No sítio de pastagem (Figura 4.13-4b), dia 16/10 às 0900 HL, a simulação apresentou uma camada de mistura média inicial de $16,0 \text{ g kg}^{-1}$ com 350 m de altura, acima desta camada foi observado um forte gradiente de umidade, e uma camada mais seca (de 130 m de profundidade) com $8,0 \text{ g kg}^{-1}$ em 1280 m, voltando a aumentar a umidade logo acima até 2430 m. Desde os horários iniciais da simulação, uma maior convecção foi observada, de modo que comparando esta simulação com a floresta, os movimentos foram ainda mais intensos (acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$) a partir das 1030 HL. Mas somente às 1100 HL, com convecção descendente mais intensas, parcelas mais secas foram transportadas para dentro da CLC produzindo gradiente horizontais com cerca de $2,0 \text{ g kg}^{-1}$. Às 1230 HL, a CLC desenvolveu até a região mais seca que estava contida na CR, descrita anteriormente, com fortes movimentos convectivos $\pm 2,0 \text{ m s}^{-1}$ (ascendentes e descendentes). Meia hora depois (1300 HL), no máximo fluxo de umidade em superfície, magnitudes de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ ocorreram formando desenvolvimento vertical de $15,0 \text{ g kg}^{-1}$ até 1350 m. Logo após o máximo, com o enfraquecimento gradativo da convecção, até às 1400 HL, ainda se notou velocidades verticais acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ e até às 1630 HL magnitudes acima de $\pm 2,0 \text{ m s}^{-1}$. Às 1730 HL, a CLC terminou com aproximadamente 1500 m e $13,0 \text{ g kg}^{-1}$, sendo esta camada maior que a vista no dia 19/09 e menor que a da estação chuvosa para a superfície de pastagem.

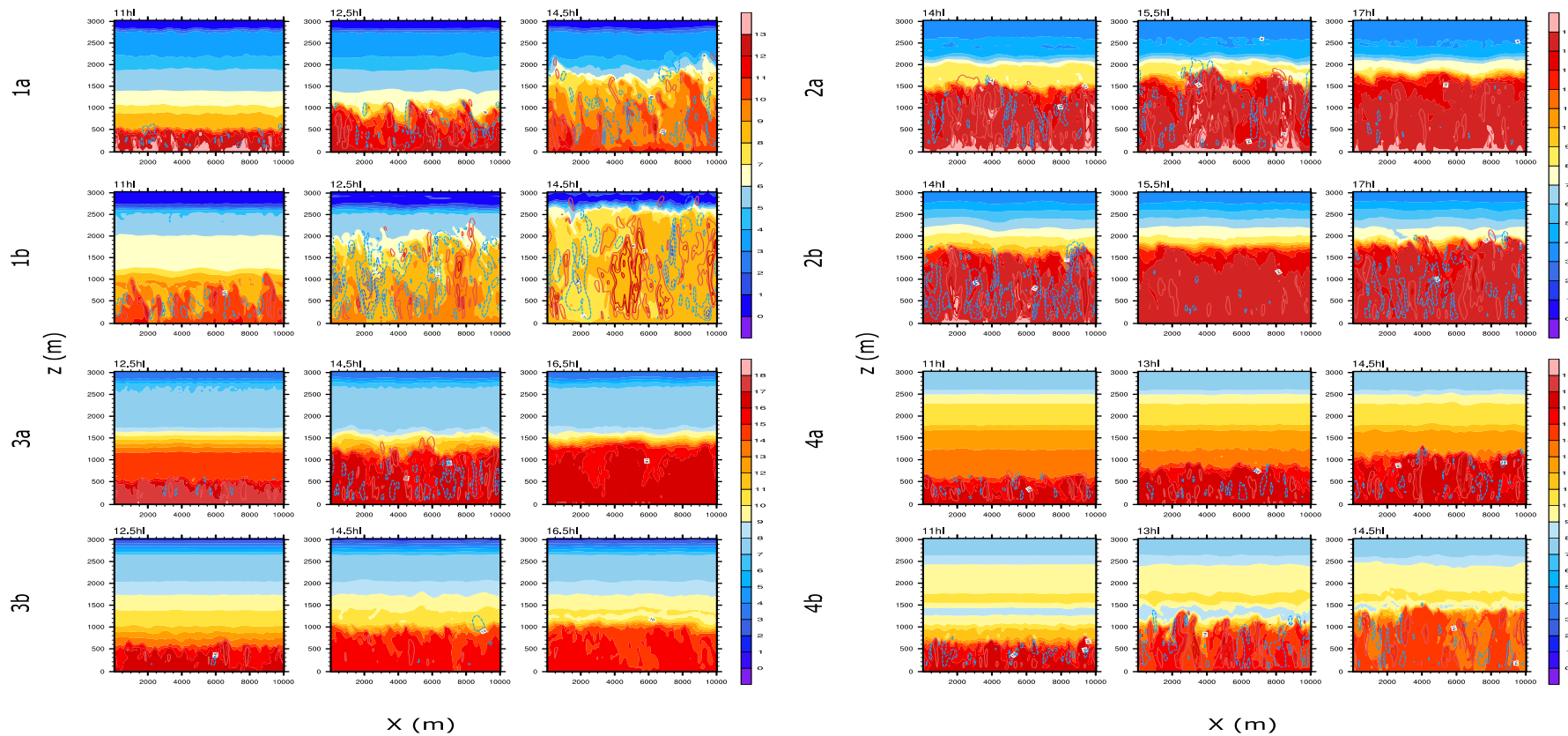


Figura 4.13: Plano x-z [$y = 5,0 \text{ km}$] de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca (1), chuvosa (2) e transição 19/09 (3) e 16/10 (4).

4.3 Análise do fluxo de entrada de energia na ZE

Nesta seção foi analisada a quantidade de energia que é introduzida à CLC por meio do fluxo de energia que ocorre na Zona de Entranhamento (ZE). Na literatura (por exemplo DEARDORFF, 1976), consta que a razão entre este fluxo de energia na ZE e o valor correspondente na superfície é da ordem de -0,2, sendo este um valor negativo, pois os fluxos são invertidos entre a superfície (dela para o interior da CLC) e a ZE (da atmosfera livre (AL) para o interior da CLC) e invariante com o tempo. Este autor apresentou, ainda, resultados de outros estudos que encontraram valores entre -0,25 (CARSON e SMITH, 1974) e -0,3 (CATTLE e WESTON, 1975), corroborados, mais recentemente, por XIE et al. (2012) e GENTINE et al. (2014). Assim, com os dados simulados nos itens anteriores, pretende-se responder, com esta análise, se este valor assumido como constante ao longo do dia e independente do tipo de superfície pode ser aplicado na Amazônia. Para isso, um cálculo simples foi realizado, considerando o período das 1000 às 1500 HL, utilizando a seguinte equação:

$$R_{\overline{w'\theta'}} = \overline{w'\theta'}_{ze} / \overline{w'\theta'}_{spf} \quad (4.1)$$

onde $R_{\overline{w'\theta'}}$ é a razão entre os fluxos de calor sensível na ZE ($\overline{w'\theta'}_{ze}$) e de superfície ($\overline{w'\theta'}_{spf}$). Este intervalo de tempo foi escolhido, pois é quando os processos convectivos da CLC estão bem definidos.

Na Figura 4.14(a-d) foram apresentados os valores do $\overline{w'\theta'}$ de superfície (linha sólida) e da ZE (linha tracejada), juntamente com os valores da razão entre eles (círculos) para todos os períodos simulados (períodos seco, chuva e de transição) nos sítios de floresta e pastagem. Como pode ser notado, na comparação entre as séries temporais da estação seca (Figura 4.14a) no sítio de floresta, o máximo da energia de $\overline{w'\theta'}$ na ZE ocorreu 90 minutos após o valor máximo superfície. Esta diferença ou atraso no tempo mostra que ambientes com uma maior disponibilidade de umidade podem causar um efeito significativo na resposta da energia máxima da ZE que, de certa forma, estão associados com o tamanho e intensidade dos vórtices formados na superfície e que atuam na ZE (inclusive no processo de penetração convectiva). As razões dos fluxos também foram os maiores valores encontrados de $-0,86 \pm 0,62$ para o

sítio floresta. Com a redução do $\overline{w'\theta'}$ na superfície e o aumento da contribuição na ZE, a razão entre eles apresentou um aumento, principalmente no sítio de floresta. Na pastagem, o máximo de energia do $\overline{w'\theta'}$ ocorreu entre 1130 e 1300 HL e, devido a forte contribuição da superfície, apresentou uma razão em torno de $-0,37\pm 0,11$. Todos estes valores são superiores aos indicados na literatura.

Na Figura 4.14b, as razões calculadas para a época chuvosa mostraram, em comparação com os dados da estação seca, que o ciclo diurno das razões teve um decréscimo mais suave e valores menores. Uma característica em comum entre as estações seca e chuvosa foram os posicionamentos dos máximos do $\overline{w'\theta'}$ em superfície e ZE, embora, para o caso chuvoso, esta diferença tenha sido de 150 min para o sítio floresta. A maior diferença entre os máximos de energia é devido aos sítios apresentarem um decréscimo de radiação após às 1130 HL, devido a nebulosidade e/ou chuva. Ainda sobre a floresta, está mostrou um valor médio da razão de $-0,38\pm 0,14$, que é aproximadamente o dobro do que se considera na literatura. Contudo, nessa estação, a contribuição de ZE ocorreu igualmente durante todos os horários do ciclo diurno e não do mesmo modo observado no período de seca, em que houve máximos de energia da superfície e na ZE em diferentes horários. A pastagem apresentou um valor da razão com $-0,31\pm 0,11$, semelhante ao observado na estação seca.

Para as simulações do período de transição, os resultados do dia 19/09 foram apresentados na Figura 4.14c. Para as condições de floresta, a razão do fluxo mostrou valor médio de $-0,28\pm 0,09$, sendo este o menor valor encontrado e o mais próximo da literatura. Neste dia, como a pastagem sofreu com o efeito de uma pluma de concentração (fumaça), a radiação em superfície foi reduzida, produzindo um ciclo diurno médio da razão de $-0,45\pm 0,16$. Os valores de máximo de fluxo $\overline{w'\theta'}$ da superfície e da ZE estão defasados em todas as superfícies, com uma média de 30 minutos. Isto representa, de algum modo, as características dos vórtices, os quais são dependentes do transporte vertical e temperatura de superfície. Ainda no período de transição (dia 16/10 mostrado na Figura 4.14d), foram observadas razões menores na floresta e pastagem em comparação com o dia 19/09, obtendo a floresta um valor de $-0,32\pm 0,06$ e a pastagem um valor de $-0,31\pm 0,07$. Ambas as superfícies apresentaram o máximo do $\overline{w'\theta'}$ na mesma hora. Para o sítio pastagem, a ocorrência entre os máximos de superfície e na ZE no mesmo horário indicam que a turbulência é intensa e os vórtices estão atuando em

toda a extensão da CLC. Este fato não ocorre nas outras simulações, indicando uma menor atividade turbulenta e/ou convectiva.

Ao contrário do que é citado na literatura com relação a invariância temporal das razões de $\overline{w'\theta'}$, foi observado que há uma substancial variabilidade em todos os sítios e períodos (Figura 4.14). Em comparação com a estação chuvosa e o período de transição, a estação seca apresentou a maior variação horária de $R_{\overline{w'\theta'}}$, principalmente no sítio de floresta, variando entre -0,46 (1000 HL) a -2,19 (1500 HL). As menores variações horárias das razões do fluxo térmico ocorreram durante a transição, também sobre o sítio de floresta, com decaimento de 0,12 (19/09) e 0,02 (16/10) do valor da razão entre o período de tempo analisado. Pode ser atribuída a maior variação horária de $R_{\overline{w'\theta'}}$ a estação seca, devido os altos fluxos de $\overline{w'\theta'}$ em superfície e a maior contribuição da ZE. Considerando todas as estações, a pastagem possuiu um decaimento de 0,11 da variação de $R_{\overline{w'\theta'}}$ ao longo do dia, enquanto a floresta aproximadamente o dobro (0,23).

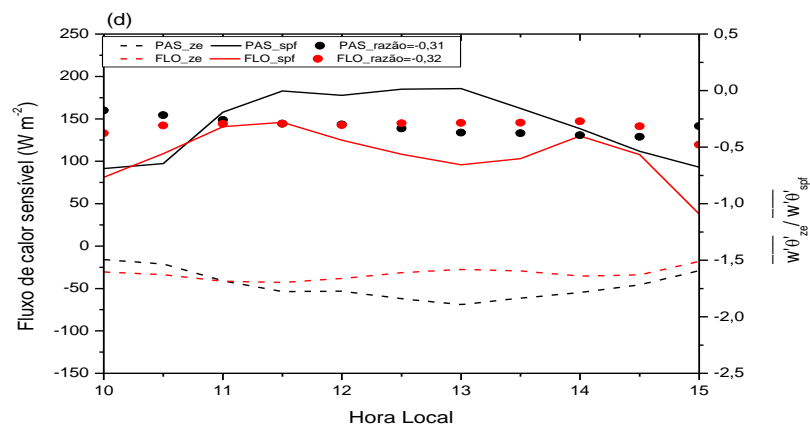
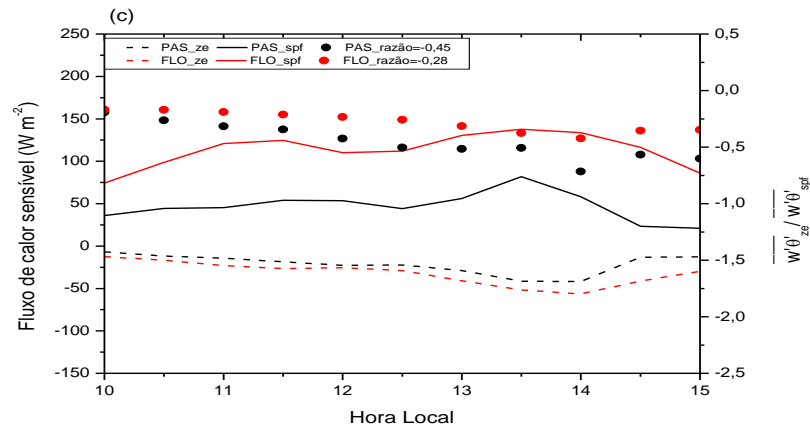
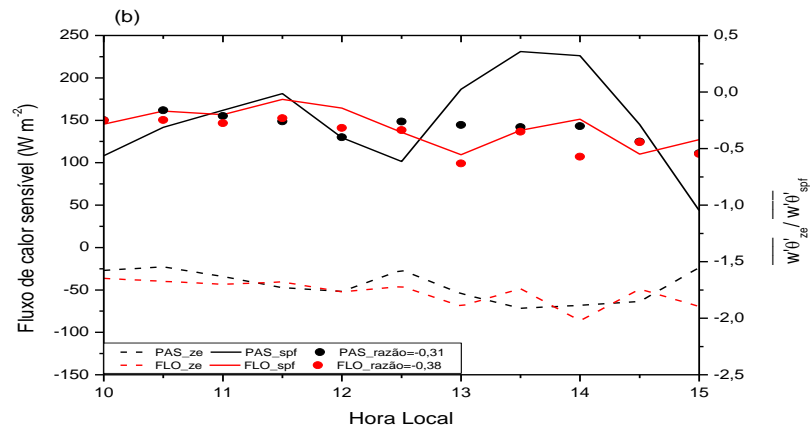
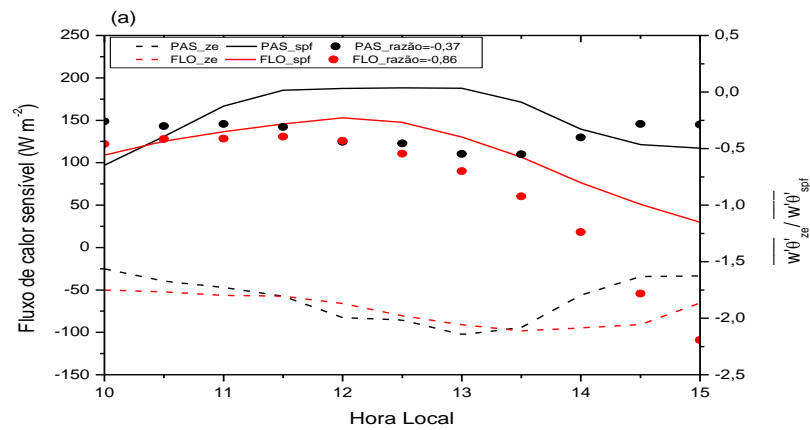


Figura 4.14: Fluxo de calor sensível na superfície (linha sólida) e ZE (linha tracejada) e a razão entre os fluxos (círculos) sobre a floresta (vermelho) e pastagem (preto) nas estações seca (a), chuvosa (b) e de transição 19/09 (c) e 16/10 (d).

4.4 Análise da altura da CLC (Z_{i_pt} , Z_{i_wpt} , Z_{i_obs})

A altura da CLC (z_i) foi estimada pelo modelo LES por dois modos distintos, a saber: através do perfil de temperatura potencial (Z_{i_pt}) e pela altura de ocorrência do valor mínimo do fluxo de calor sensível (Z_{i_wpt}). A altura da CLC, obtida a partir dos perfis de temperatura potencial obtida pelas radiossondagens, foi considerado como o valor real, sendo calculado pelo nível da inversão dos perfis de temperatura potencial, descritos detalhadamente em LYRA et al. (2003) e SANTOS e FISCH (2007).

Na Tabela 4.1 são apresentadas as alturas da CLC obtidas pelas simulações realizadas para os casos de floresta e pastagem (Tabelas 4.1a e 4.1b) para os três períodos (seca, chuvosa e transição) pelos métodos previamente descritos: temperatura potencial (z_{i_dia} em cinza escuro) e mínimo do fluxo de calor sensível (z_{iw_dia} em cinza claro). Comparando as alturas simuladas com as observadas durante a estação seca, o sítio de floresta apresentou diferença de +380 m pelo método da temperatura potencial e o sítio de pastagem aproximadamente +440 m pelo método do mínimo fluxo de calor sensível. A determinação da altura da CLC pelo método de temperatura potencial na pastagem apresentou uma diferença muito grande (aproximadamente 1300 m) às 1400 HL. Esta diferença foi devido a simulação estimar o gradiente necessário para a indicação da altura da CLC numa posição maior que a verdadeira altura da CLC, apresentando um crescimento da CLC de aproximadamente 10 vezes entre às 0800 e 1100 HL, enquanto a observação mostrou sua maior evolução entre às 1400 e 1700 HL com 800 m. Durante a estação chuvosa, ocorreu o inverso dos resultados obtidos na estação seca, de modo que o método de estimativa pelo valor de fluxo mínimo ($\overline{w'\theta'}$) sobre a floresta foi aproximadamente +120 m maior, ao passo que o método da temperatura potencial para a pastagem apresentou uma diferença de +310 m. Para a pastagem pode-se considerar o modo do mínimo fluxo de calor sensível (332 m) seja tão representativo quanto o da temperatura potencial (308 m).

Os resultados simulados para o período de transição (dia 19/09) foram bem diferentes das observações, com casos de representações acima de 2000 m (às 1700 HL no sítio de floresta). Na pastagem, com fluxos de $\overline{w'\theta'}$ inferiores a $25,0 \text{ W m}^{-2}$ em superfície, a partir das 1430 HL os vórtices tornaram-se mais fracos reduzindo a CLC a alturas menores que as alturas observadas analiticamente. Entretanto, para o dia 16/10, a diferença entre as alturas simuladas e observadas foram bem menores, da ordem de 150

m em ambos os métodos. Sobre as regiões de floresta e pastagem, analisadas com o mínimo fluxo de calor sensível, observou-se, respectivamente, uma diferença em torno de 100 m.

Tabela 4.1: Altura da CLC calculada pela temperatura potencial (cinza escuro – zi_dia) e pelo fluxo de calor sensível (cinza claro – ziw_dia), e observada (Zio_dia) para a floresta (a) e pastagem (b) nas estações seca, chuvosa e transição.

Flo	zi 15	ziw 15	zi 12	ziw 12	zi 19	ziw 19	zi 16	ziw 16	zio 15	zio 12	zio 19	zio 16
(a) 8	100	50	200	150	100	50	150	100		124		103
11	500	400	850	500	400	350	600	550	313	561	983	436
14	1700	500	1550	750	1250	550	1100	950	1307	1016	1332	1105
17	2400		1800		50		1200		1843	1296	2321	1614
Pas	zi 15	ziw 15	zi 12	ziw 12	zi 19	ziw 19	zi 16	ziw 16	zio 15	zio 12	zio 19	zio 16
(b) 8	100	50	150	100	100	50	100	50		84		
11	1050	450	1000	850	300	200	700	600	587	580		444
14	2750	2350	1700	1500	1000	350	1350	1150	1436	1133	1702	1117
17	2800	2450	1900	1050	1100	550	1600		2196	1723	2169	1863

Na Figura 4.15 são apresentadas as séries temporais das alturas da CLC determinadas pelos vários métodos. Percebe-se que no desenvolvimento da CLC, estimado pelo $\overline{w'\theta'}$, em alguns casos (por exemplo, na estação seca e de transição sobre a floresta) houve uma estacionaridade do crescimento às 1400 HL e até um decréscimo após este horário. Tais características (estacionaridade e decréscimo) podem ocorrer dependendo das condições atmosféricas (Stull, 1988). Entretanto, em estudos anteriores (por exemplo, Neves e Fisch, 2015) não foi caracterizado nenhum fenômeno meteorológico que produzisse essas características, refutando também esta condição através dos resultados obtidos pelo método baseado na temperatura potencial, o qual não apresentou as mesmas características. Deste modo, supõe-se que a ocorrência do decaimento da altura da CLC seja devido a rápida redução do $\overline{w'\theta'}$ em superfície, produzindo vórtices menos intensos, os quais, não suportando a turbulência e/ou mistura, fazem com que o modelo estime uma menor altura da CLC pela estimativa do mínimo fluxo de calor sensível. Notou-se também que o modelo, em geral, superestimou a altura da CLC, principalmente usando o método da temperatura potencial (Tabela 4.1).

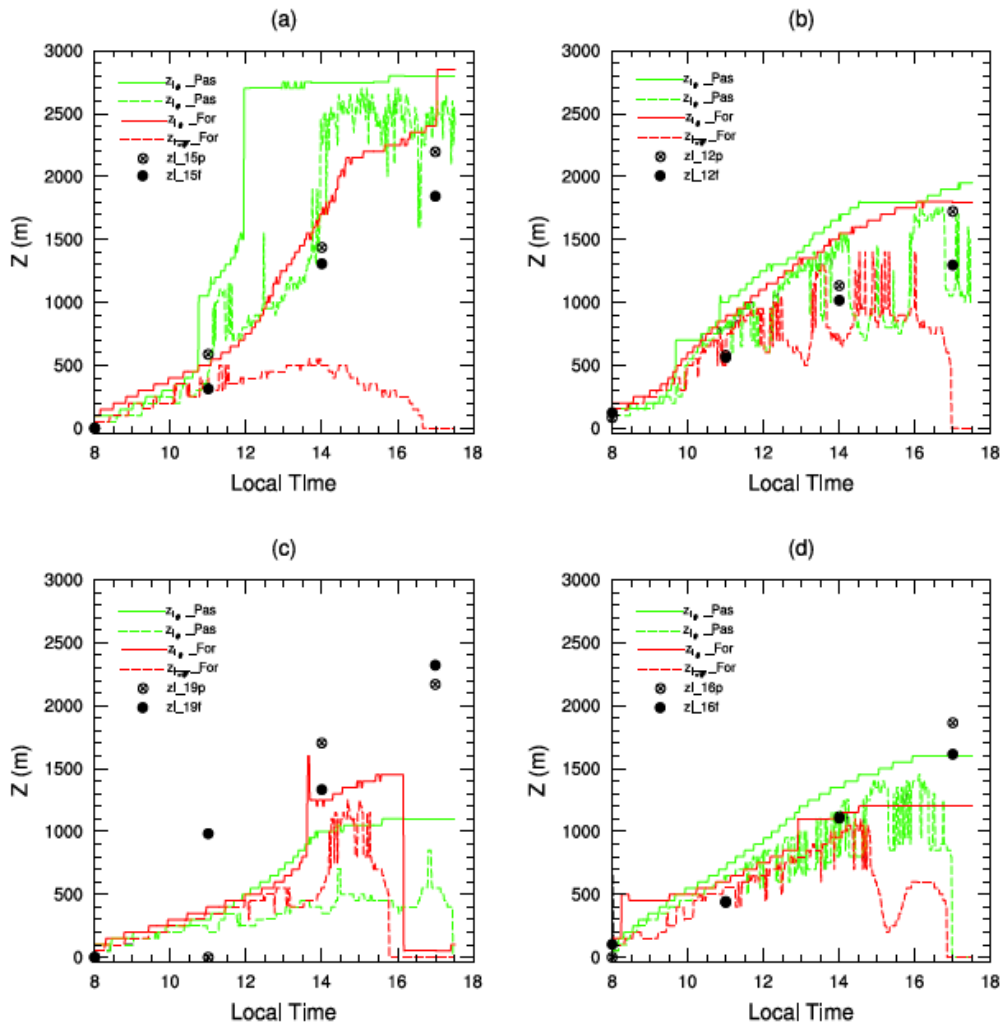


Figura 4.15: Comparação das alturas da CLC simulados pelo método da temperatura potencial (linhas sólidas) e pelo valor mínimo do fluxo de calor sensível (linhas tracejadas) sobre a floresta (vermelho) e pastagem (verde), de alturas observadas por radiossondagem (símbolos) da floresta (círculo cheio) e pastagem (círculo cortado) para todos os períodos (seca (a), chuvosa (b), transição 19/09 (c) e 16/10 (d)).

4.5 Perfil de balanço da ECT

Como sugerido por Stull (1988), a Energia Cinética Turbulenta (ECT) é uma das mais importantes variáveis em micrometeorologia, pois é capaz de quantificar a intensidade da turbulência e descrever, através de processos físicos, as propriedades da CLA. Esta medida é diretamente ligada ao transporte de calor, umidade e *momentum* dentro da CLA.

As estimativas dos perfis verticais adimensionais dos termos de ECT são apresentadas na Figura 4.16 para os horários padrões de 1100, 1400 e 1700 HL. Os termos são normalizados pela razão de $(w_*)^3/Z_i$, em que w_* representa a escala da velocidade convectiva e Z_i a altura da CLC, tendo este um valor da ordem de $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$.

Nos perfis de ECT da floresta durante a estação seca (Flo 15/08) e de transição (Flo 19/09) no horário das 1700 HL, o fluxo de calor sensível mostrou-se com um valor negativo, de modo a não produzir uma convecção com características diurna. Assim, como o foco deste trabalho é a análise da CLC em condições de convecção livre ou natural, os perfis com essas características não foram analisados.

Durante a estação seca (Figuras 4.16a e 4.16b), nas simulações com superfícies homogêneas de floresta e pastagem, ocorreram perfis de produção térmica (PT) bem característicos com um valor máximo em superfície, decrescendo com a altura até atingir um valor mínimo na altura do topo da CLC (z_i). A produção mecânica (PM) na estação seca mostrou condições distintas entre tipos de superfícies e horários. Sobre o sítio de floresta, entre 1100 e 1400 HL os valores de PM cresceram de um valor aproximado de +1,0 para +5,0. No topo da CLC, ainda sobre o sítio de floresta, a PM também apresentou altos valores, tal como +1,5 às 1400 HL. No sítio de pastagem, a PM foi quase toda nula sobre a pastagem.

O transporte turbulento (T), também apresentado nas Figuras 4.16a e 4.16b, com a intensificação da convecção ao longo do dia, tende a aumentar sua contribuição, mas é válido lembrar que este termo não é responsável por criar ECT, apenas distribuí-la. Segundo Stull (1988), o comportamento deste termo próximo a superfície, em um ambiente convectivo ($\overline{w'\theta'}$ positivo), apresenta um valor negativo transportando a energia de modo ascendente, ao contrário do observado no topo da CLC, que é positivo (descendente). Ainda na estação seca, sobre o sítio de floresta, os valores próximos a superfície variaram de -0,3 (às 1100 HL) para -1,0 (1400 HL), tornando-se praticamente nulo em $z=0,4z_i$ e $0,3z_i$ respectivamente, determinando fortes movimentos ascendentes. A pastagem apresentou um fraco transporte às 1100 HL, menor que -0,5 próximo a superfície e +0,5 no topo da CLC, enquanto às 1400 HL, próximo a superfície apresenta no valor de -0,7 e, após a altura de aproximadamente $z=0,5z_i$, apresenta um valor inferior a 0,4 até o topo. No final do dia, às 1700 HL, o transporte apresenta seus maiores valores, respectivamente de -1,5 e +0,5 na superfície e no topo da CLC. Isto representa um processo físico de muita mistura em toda a extensão da camada,

podendo-se dizer que a superfície foi 3 vezes mais eficiente do que no topo da CLC. A taxa de dissipação (D) tem uma ligação direta com a ECT, apresentando também seu valor máximo próximo a superfície, onde ocorrem os menores turbilhões, sendo esta a principal transformação da ECT em energia de calor dissipativo. Este termo D varia com a altura, decrescendo até tornar-se nulo na atmosfera livre (topo da CLC). Na floresta, o termo dissipativo atingiu o valor de -3,2 próximo a superfície, com um valor médio dentro da CLC de -0,6 às 1400 HL. O sítio floresta, por ser uma superfície mais rugosa, apresenta um maior cisalhamento do vento em superfície, característica que pode ser observada nos valores de PM, e pequenos turbilhões surgem em maiores quantidades, gerando esta dissipação. Sobre o sítio de pastagem, na mesma hora (1400 HL), a taxa de dissipação foi menor do que aquela observada sobre o sítio floresta, com um valor máximo em superfície de -1,7 e um valor médio -0,4 na camada. Isto representa que a floresta, durante a época seca, dissipa mais calor do que o sítio de pastagem às 1400 HL.

No período chuvoso (Figura 4.16c e 4.16d), às 1100 e 1400 HL, todos os casos analisados apresentaram uma distribuição dos termos da ECT de forma semelhante. Devido a presença de uma atmosfera mais úmida neste período, os resultados nesses dois horários não foram tão intensos como aqueles vistos durante a estação seca, principalmente no termo de PM. Sobre a floresta, às 1700 HL, a PT em $z=0,05z_i$ apresentou valor um pouco maior do que a superfície (+1,2). Contudo, no topo da CLC, este termo apresentou um valor de -2,1. No sítio de pastagem, a PT teve um comportamento padrão de decréscimo com altura, variando de valores maiores na superfície até um valor mínimo no topo da CLC. A PM, às 1100 HL sobre o sítio de floresta foi negativa (-0,3), possivelmente devido aos ventos fracos. Às 1400 HL, apresentou comportamento praticamente nulo, exceto no topo da CLC, onde teve produção positiva (+0,2). Ao final do dia, às 1700 HL, houve uma contribuição um pouco maior na superfície (+1,8) do que no topo (+1,2), devido a intensificação do vento. No sítio pastagem, em todos os horários, as contribuições deste termo foram praticamente nulas. Por meio dos valores obtidos pelo transporte turbulento (T), foi possível observar uma semelhança entre os perfis dos sítios de floresta e pastagem, com valores aproximados nas três horas analisadas. Para a dissipação, os valores obtidos foram mais intensos sobre a floresta devido a maior produção térmica (média de -2,0) produzida às 1700 HL, já que a umidade deste período diminuiu a produção térmica sobre a pastagem (-0,3).

No dia 19/09 representando o período de transição (Figuras 4.16e e 4.16f), os valores de PT foram bem característicos com o decréscimo até o topo da CLC, sendo mais intensa a energia no topo da CLC sobre a pastagem do que sobre a floresta, principalmente às 1400 HL. O sítio de floresta apresentou um decaimento mais lento da energia acima da CLC. Os valores da PM, em ambas as superfícies e em todas as horas deste dia, foram negativos com máximos de -1,2 e -2,8, respectivamente para a floresta e pastagem. Sobre o sítio de pastagem, a PM às 1700 HL apresentou uma intensidade de aproximadamente -5,3 em superfície e mostrando valores praticamente nulos acima de $z=0,1z_i$. O que contribuiu para os valores negativos da PM foi o fluxo de *momentum* ter sido de magnitude negativa. O termo de T foi bem similar às 1400 HL sobre a floresta e pastagem. A dissipação foi bem intensa sobre o sítio de pastagem, principalmente devido ao termo de PM.

Nas Figuras 4.16g e Figura 4.16h, para os valores do dia 16/10, todos os tipos de superfície obtiveram características semelhantes: às 1700 HL apresentaram uma pequena elevação na produção de energia acima da superfície, assim como visto no sítio de floresta do dia 12/02. Por esse período ser mais próximo da estação chuvosa, a superfície estava mais úmida e, conseqüentemente o fluxo $\overline{w'\theta'}$ em superfície decresceu mais rapidamente no final do dia (1700 HL), deixando uma camada de empuxo (até $z=0,1z_i$) com maior contribuição do que a própria superfície. Neste caso, a produção térmica sobre o sítio de floresta foi o maior valor observado, chegando a +2,4 e decrescendo com a altura até alcançar o valor de -4,0 no topo da CLC. A PM mostrou valores maiores sobre o sítio de floresta, principalmente no perfil das 1700 HL com +15,0 na superfície e com -0,5 no topo da CLC. Na pastagem, exceto em superfície com valores entre +0,6 (1400 HL) e +2,0 (1700 HL), o perfil de PM foi praticamente nulo. Analisando o transporte de turbulência, a floresta, até às 1400 HL, seguiu um padrão semelhante ao sítio pastagem. Entretanto, às 1700 HL, este processo se intensificou chegando a um valor de +4,5 no topo da camada e -13,3 a superfície. Isso ocorre devido a alta produção térmica e mecânica nesse horário (1700 HL). A dissipação chegou a um valor médio de -1,0 dentro da camada sobre o sítio pastagem, mas devido aos altos valores de PM e de PT, a floresta apresentou valor menor que -20,0 em superfície.

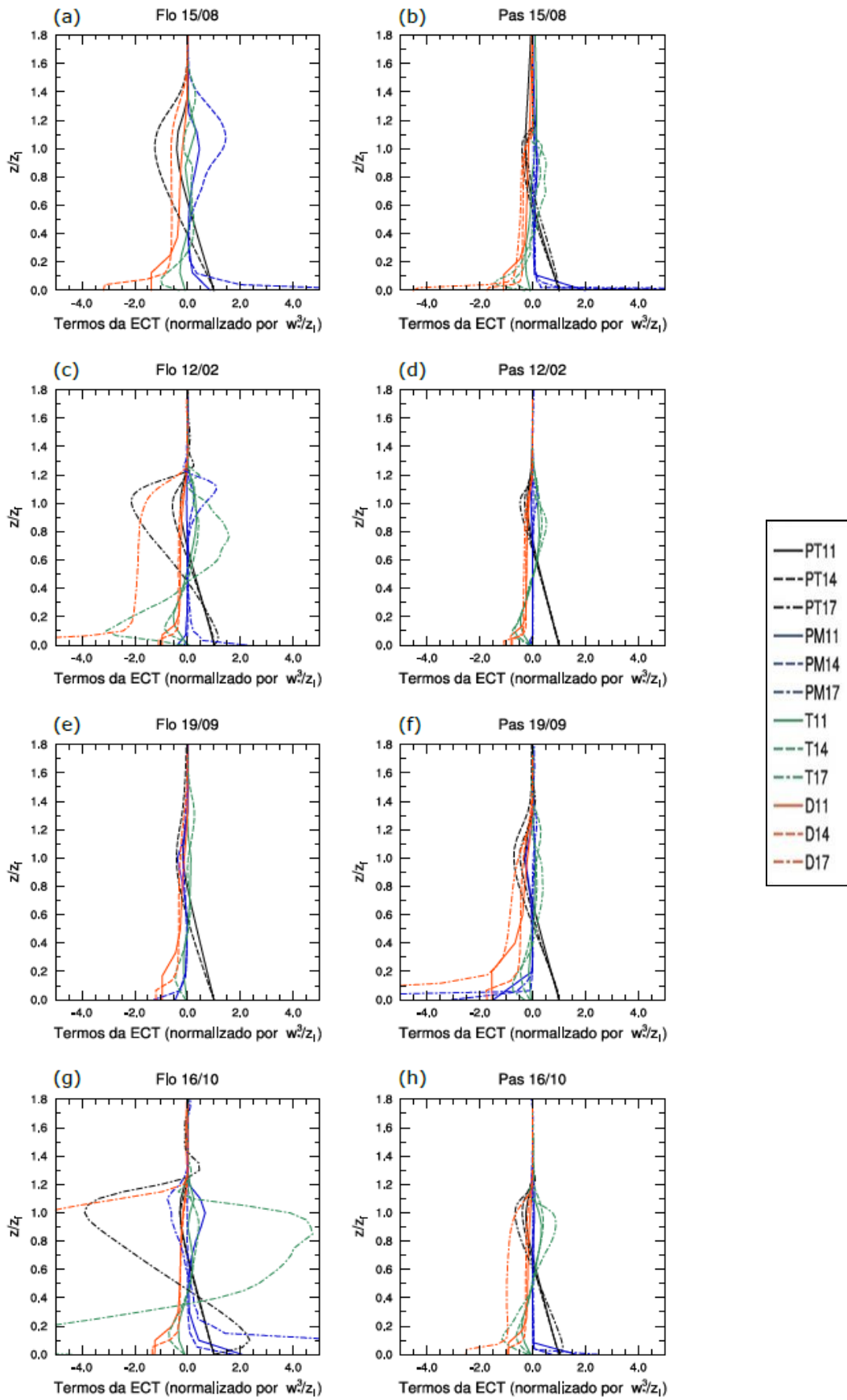


Figura 4.16: Balanço adimensional de ECT. Os termos representam: produção térmica (PT), produção mecânica (PM), transporte turbulento (T) e dissipação (D).

4.6 - Estudo de caso: simulação em superfície heterogênea

Tendo em vista que as superfícies na Amazônia raramente são completamente homogêneas, foi realizada uma simulação denominada de heterogênea, na qual a superfície contivesse as duas superfícies (pastagem e floresta) estudadas anteriormente. Quando são analisados os perfis temporais das superfícies heterogêneas, o valor médio de todo o domínio é considerado, enquanto nos cortes verticais XZ, uma parte (50%) é composta por floresta e a outra parte (50%) de pastagem.

a. Análises das variáveis dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera

A simulação heterogênea teve como perfil inicial uma representação média dos perfis de pastagem e floresta (Capítulo 3.2.3) e, ao longo do tempo, estes perfis vão se modificando em função do acoplamento dos fluxos entre as superfícies e a atmosfera acima, bem como da sua interação local. O perfil da temperatura potencial (Figura 4.17a), às 0900 HL, apresentou uma CLC de aproximadamente 75 m, com uma menor temperatura média da camada (cerca de 295,0 K) que ambas as superfícies homogêneas. A destruição total da CLN só ocorreu uma hora após (às 1200 HL) a aquela obtida sobre a pastagem. No final do dia (1700 HL), a atmosfera apresentou uma temperatura potencial de 303,8 K, sendo esta menos menos aquecida do que aquelas observadas nas simulações homogêneas. No perfil de umidade específica (Figura 4.17b), entre 1300 e 1400 HL ocorreu uma redução de 3,0 g kg⁻¹ próxima a superfície, sendo transportada pelos vórtices e contribuindo para a formação de uma CLC bem misturada às 1500 HL com 8,0 g kg⁻¹. A estrutura de estabilidade neutra das 1500 HL observada no caso heterogêneo ocorreu uma hora mais tarde que na simulação do sítio homogêneo de pastagem, enquanto a simulação realizada para o sítio homogêneo de floresta não apresentou uma estrutura semelhante.

A componente do vento zonal (Figura 4.17c) na simulação heterogênea mostrou características bem semelhantes as do sítio homogêneo de pastagem, mas devido a interação com a superfície de floresta, no caso heterogêneo ocorreu uma menor velocidade do vento próximo a superfície, já que possui regiões com maior comprimento de rugosidade (3,0 m). Até às 1400 HL acima de 2000 m a velocidade do

vento foi superior a $10,0 \text{ m s}^{-1}$, com velocidade máxima de $13,0 \text{ m s}^{-1}$ às 0800 e 0900 HL. A componente meridional (Figura 4.17d) apresentou um perfil inicial com um único máximo de velocidade de $7,2 \text{ m s}^{-1}$ próximo a superfície, em torno de $120,0 \text{ m}$, reduzindo para uma velocidade média na camada de $1,9 \text{ m s}^{-1}$ às 1700 HL.

Com o efeito da heterogeneidade, a variância térmica ($\sigma_{\theta_{hi}}^2$) apresentada na Figura 4.18a, mostrou características de ambas as superfícies (floresta e pastagem): por exemplo, apresenta intensidades mais próximas da simulação homogênea de pastagem, com máximo de $1,0 \text{ K}^2$ a partir das 1400 HL, e profundas amplitudes verticais na ZE como ocorrido no caso homogêneo de floresta, com cerca de $0,75z_i$ de espessura. Para a variância de umidade específica ($\sigma_{q_{hi}}^2$), Figura 4.18b, a área heterogênea apresentou fortes interações no topo da CLC, de modo mais intenso do que os casos homogêneos. Com quantidade de umidade bastante distinta entre as superfícies, a $\sigma_{q_{hi}}^2$ tornou-se maior, em que às 1200 HL ocorreu o máximo valor de $\sigma_{q_{hi}}^2$ com $4,0 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$.

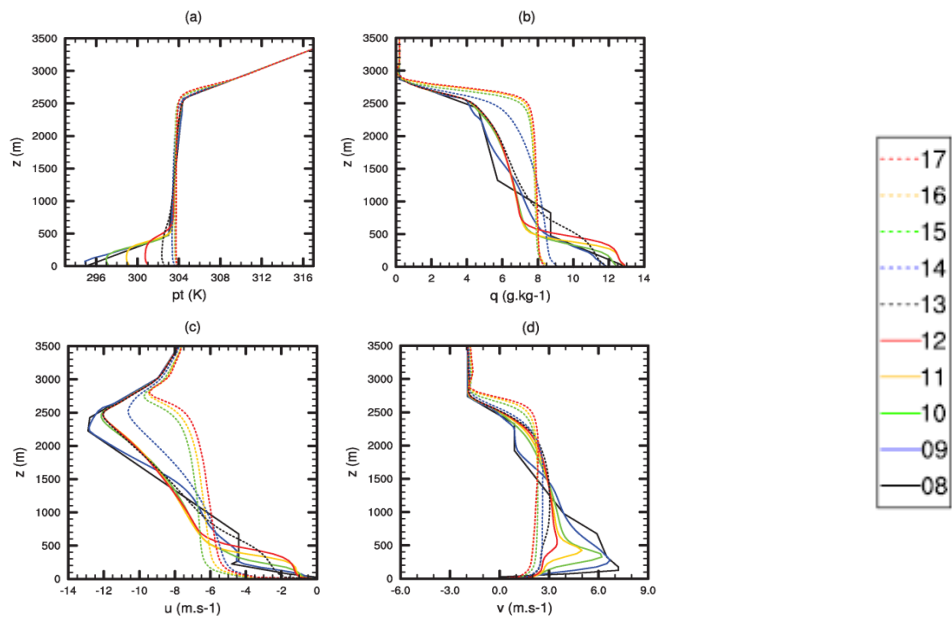


Figura 4.17: Perfis de temperatura potencial (a), umidade específica (b) e velocidade de vento zonal (c) e meridional (d) para a simulação heterogênea.

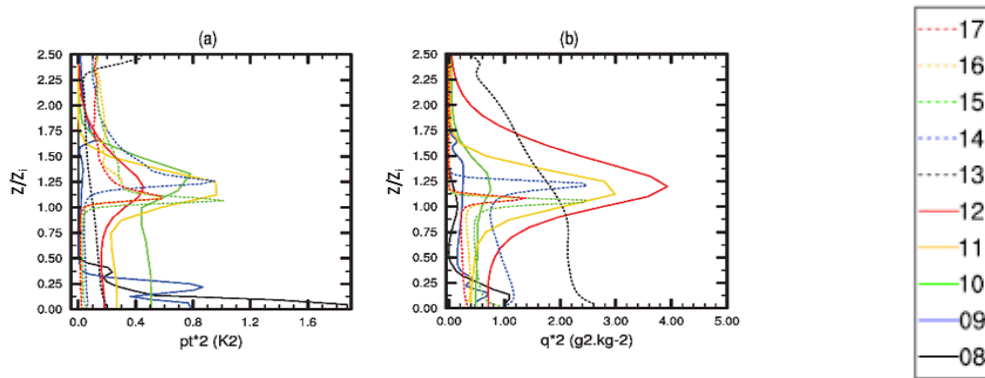
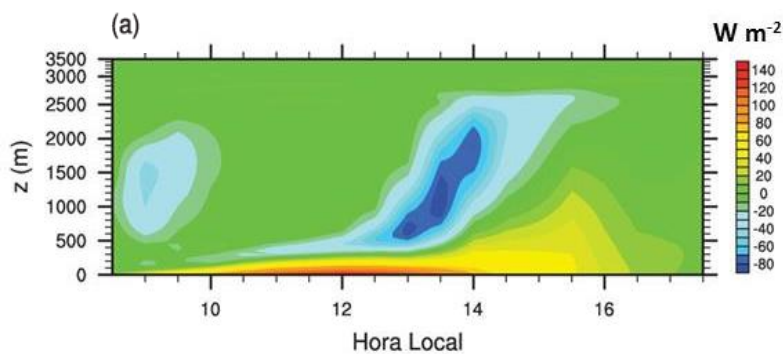


Figura 4.18: Perfis normalizados das variâncias de temperatura potencial (a) e de umidade específica (b) para a simulação heterogênea.

Analisando a evolução temporal dos valores médios horizontais dos perfis de $\overline{w'\theta'}$ (Figura 4.19a), do início até às 1330 HL, foi observado um desenvolvimento vertical lento dos fluxos turbulentos em superfície. Entre 1300 e 1330 HL, na ZE, a evolução temporal apresentou o fluxo mínimo de $\overline{w'\theta'}$ inferior a $-80,0 \text{ W m}^{-2}$ em 1500 m. Em superfície, mesmo com a redução do $\overline{w'\theta'}$ emitido pela superfície, uma camada positiva do $\overline{w'\theta'}$ manteve uma participação significativa na CLC com um mínimo de $20,0 \text{ W m}^{-2}$ até 1200,0 m, durando até às 1630 HL. Os valores de máximo $\overline{w'q'}$, na Figura 4.19b, foram ainda maiores que nos casos homogêneos. Devido as interações da convecção mais intensa produzidas pela pastagem, associadas a uma maior disponibilidade de umidade da floresta, formou-se assim uma camada com valores de aproximadamente $980,0 \text{ W m}^{-2}$ e espessura de 1500 m que durou cerca de 1 hora. Após esse máximo, assim como na pastagem, houve uma diminuição gradativa do fluxo de umidade.



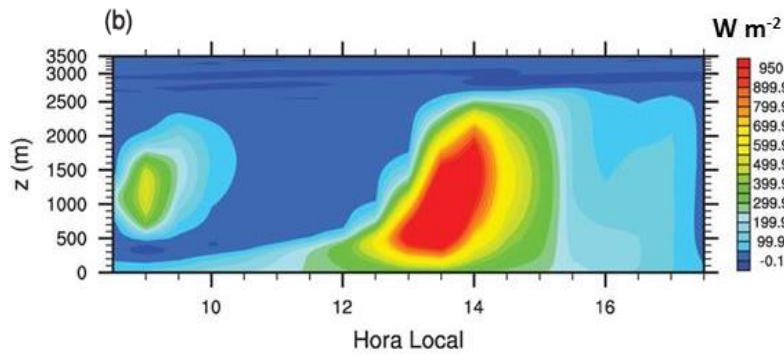


Figura 4.19: Perfil temporal do valor médio horizontal dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b) para a simulação heterogênea.

As análises dos resultados obtidos para o caso heterogêneo, na Figura 4.20, foram iniciadas às 1100 HL, pelos motivos explicados no Capítulo 3.2.3 referente ao ao *spin-up*. Deste modo, às 1100 HL, os movimentos verticais com pouca intensidade (aproximadamente $1,0 \text{ m s}^{-1}$) se intensificam gradativamente apresentando máximos acima de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ até às 1330 HL. Notou-se, às 1400 HL, que os movimentos mais intensos formaram-se sobre o sítio de pastagem, onde a CLC mistura mais eficientemente a temperatura formando um contraste térmico de até $1,0 \text{ K}$ sobre a pastagem e de $2,0 \text{ K}$ com o sítio de floresta. Intensos vórtices nesse horário (1400 HL) transportam parcelas de ar com temperatura de $303,0 \text{ K}$ a profundidade de 2500 m . Às 1500 HL, com a participação de menos energia de $\overline{w'\theta'}$ em superfície para convecção, os movimentos descendentes tornaram-se mais constantes, com valores até acima de $-3,0 \text{ m s}^{-1}$ em uma área de 2625 m de larguras. No final do dia, às 1700 HL, pôde-se observar movimentos verticais acima de $2,0 \text{ m s}^{-1}$, mas a camada já estava quase que toda misturada com uma temperatura potencial por volta de $303,5 \text{ K}$.

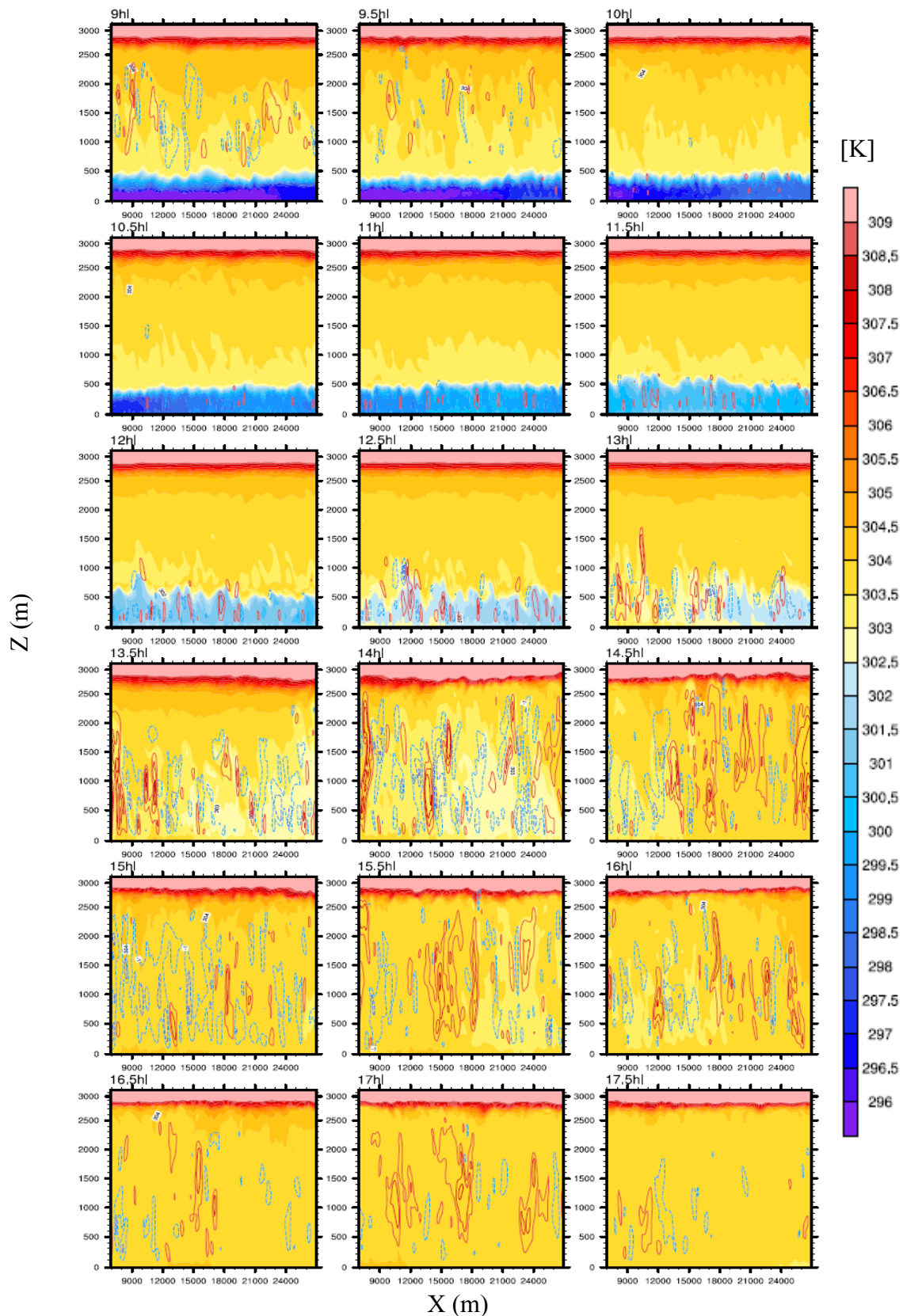


Figura4.20: Plano x-z [$y = 10,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente no caso heterogêneo.

A umidade específica na simulação heterogênea (Figura 4.21), às 1100 HL, apresentou valores acima de $13,0 \text{ g kg}^{-1}$ em baixos níveis e com fracos movimentos verticais (máximo de $1,0 \text{ m s}^{-1}$). Apenas às 1230 HL os movimentos ascendentes se intensificaram, tornando-se superiores a $2,0 \text{ m s}^{-1}$ e transportando umidade de $11,0 \text{ g kg}^{-1}$ até a altura de 1000 m. Desde às 1230 HL fica evidente que o maior valor da umidade em superfície reside sobre a floresta (à direita) e uma maior ocorrência de convecção sobre a pastagem (à esquerda). Essa diferença entre os sítios mostra que a superfície de floresta é fundamental para a manutenção da umidade na CLC, mesmo na presença de fortes convecções, como é o caso do sítio heterogêneo com as características de pastagem. Gradientes horizontais de umidade de até $5,0 \text{ g kg}^{-1}$ ocorreram às 1400 HL entre os sítios de floresta e pastagem. Esse gradiente de umidade foi causado pelos fortes movimentos verticais e horizontais (Figura 4.21), transportando uma maior quantidade de umidade da floresta para sobre a pastagem entre às 1430 e 1600 HL. Possivelmente este mecanismo pode ser uma circulação secundária, o qual transporta a umidade da floresta para altos níveis e com os intensos ventos horizontais causa o transporte dessa umidade para a área sobre a pastagem, possibilitando no final do dia gerar precipitação se as condições termodinâmicas forem favoráveis. Às 1700 HL, os fortes movimentos verticais foram menos frequentes, com poucos vórtices de movimentos ascendentes de $3,0 \text{ m s}^{-1}$ e descendentes de $-2,0 \text{ m s}^{-1}$. A umidade específica média sobre o campo heterogêneo foi de $8,0 \text{ g kg}^{-1}$ às 1730 HL.

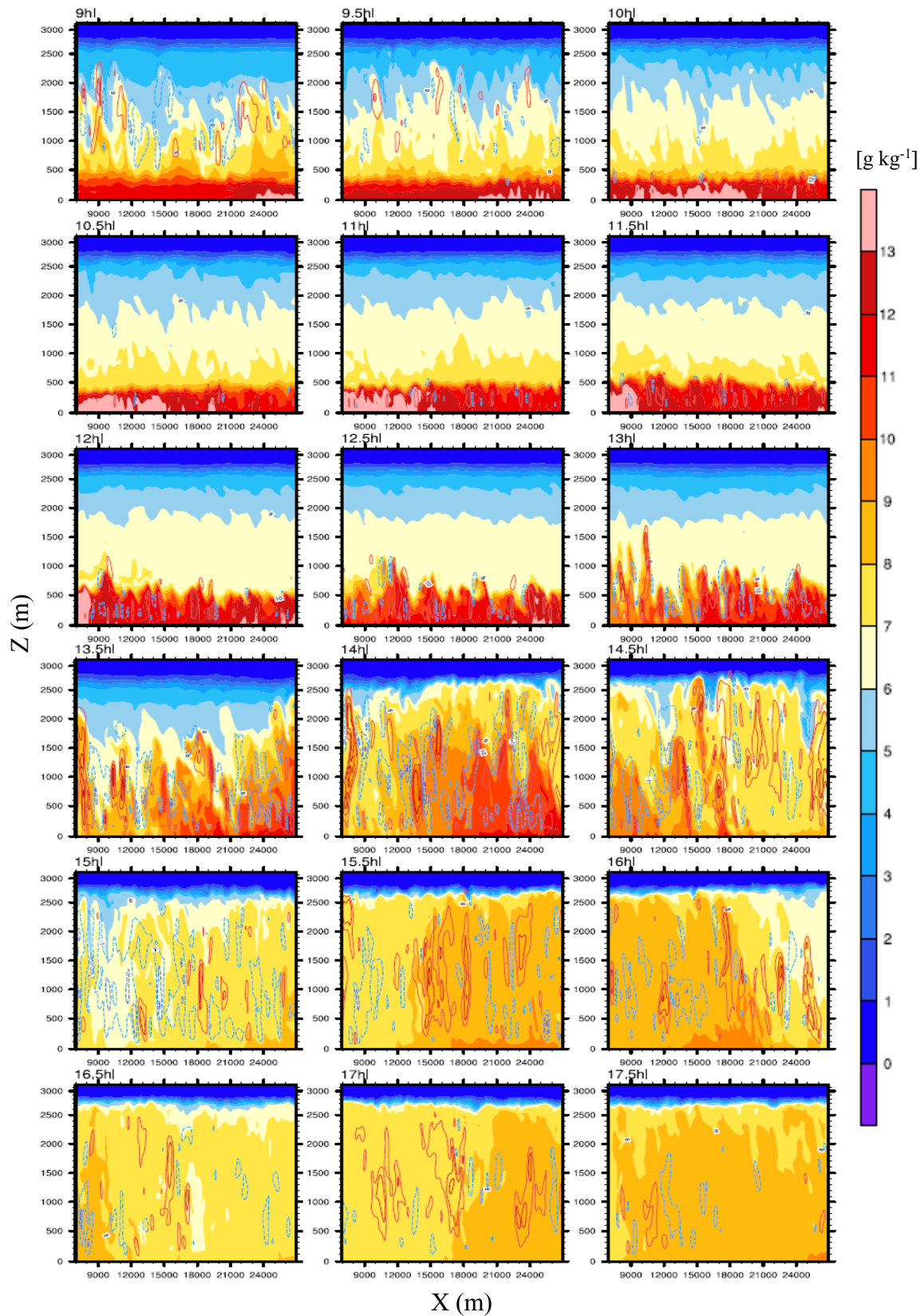


Figura 4.21: Plano x-z [$y = 10,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente no caso heterogêneo.

b. Análise do fluxo de energia na zona de entranhamento

A razão entre os fluxos da ZE pela superfície ($R_{\overline{w'\theta'}}$), na simulação heterogênea (Figura 4.22), apresentou um valor médio de $-0,48 \pm 0,28$, sendo este valor mediano aos resultados obtidos pelas superfícies homogêneas (Capítulo 4.5). Contudo, analisando a série temporal entre 1000 e 1230 HL o valor da razão foi superior a apresentada em ambas as superfícies, devido o $\overline{w'\theta'}$ na ZE ser inferior aquelas observadas na floresta e pastagem. Entre 1300 e 1400 HL, o $\overline{w'\theta'}$ na ZE foi superior, mas não tornou a razão menor que a das simulações homogêneas. Assim como ocorrido na série temporal do sítio de floresta, a simulação do caso heterogêneo apresentou um máximo do $\overline{w'\theta'}$ na ZE 90 minutos após o valor máximo em superfície.

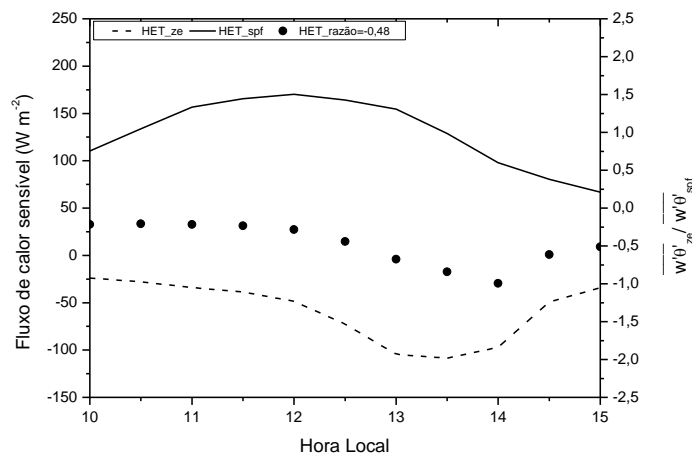


Figura 4.22: Fluxo de calor sensível na superfície (linha sólida) e ZE (linha tracejada) e a razão entre os fluxos (círculos) para a simulação heterogênea.

c. Balanço da ECT e sua distribuição vertical

Analisando o balanço da ECT sobre a área heterogênea, a produção térmica (PT) apresentou um crescimento gradativo de empuxo produzindo um máximo de $-1,0$ na ZE às 1400 HL, isto é, a mesma quantidade de turbulência produzida em superfície. Às 1700 HL, o empuxo próximo a superfície produziu um valor de $+1,1$ (em aproximadamente $0,1z_i$), decrescendo para $-0,8$ no topo da CLC. Esse valor de PT, maior que o valor da superfície, possivelmente foi derivado do rápido decaimento do

fluxo de $\overline{w'\theta'}$ da superfície de floresta. A produção mecânica (PM), às 1400 HL, apresentou altos valores na superfície (+7,0) e na ZE (+1,0), devido as fortes velocidades do vento. No perfil das 1700 HL, a PM atuou em toda extensão da CLC, com valor aproximado de +0,5. Essa redução de PM entre às 1400 e 1700 HL representa a diminuição da velocidade do vento ao final do dia. Por possuir uma PM quase nula sobre a pastagem (Figura 4.23), a área heterogênea atribui a maior geração de turbulência mecânica as condições convectivas produzidas pela superfície da floresta.

Em termos de transporte de ECT, o sítio heterogêneo foi mais semelhante ao caso da pastagem, com um pequeno transporte às 1100 HL, sendo quase nulo em toda a extensão. Às 1400 HL, próximo a superfície, apresentando um valor de -0,5 e na ZE um transporte descendente maior com +0,7 e, às 1700 HL, próximo a superfície, este transporte foi bem intenso, com valores de -2,8, possivelmente devido a formação de uma circulação local entre faixas de floresta e pastagem. A dissipação observada no caso heterogêneo foi intensa, assim como no sítio homogêneo de floresta, devido a alta PM, sendo às 1700 HL ainda maior, em superfície com valor acima de -9,0 e uma camada média na CLC de -1,7.

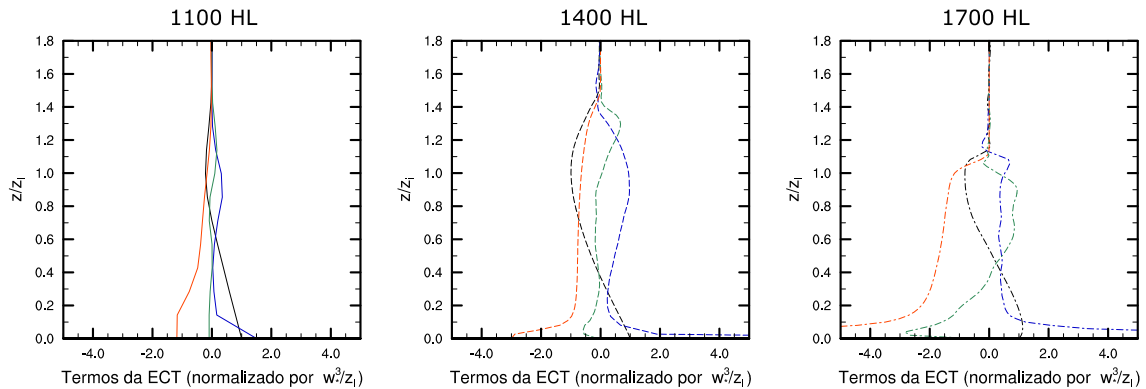


Figura 4.23: Balanço adimensional de ECT. Os termos representam: produção térmica (preto), produção mecânica (azul), transporte turbulento (verde) e dissipação (vermelho).

5 CONCLUSÃO

Com a utilização de uma ferramenta numérica (modelo de vórtice de grande escala - LES), foi simulado o comportamento dos fluxos de calor, umidade e *momentum* dentro da Camada Limite Convectiva (CLC) na Amazônia, visando contribuir para o entendimento de como ocorre a convecção e turbulência local. Esta ferramenta, bastante poderosa, permite aumentar o conhecimento das características da CLC que não são comumente medidos em experimentos de campo, tais como o fluxo de entranhamento no topo da CLC, balanço de energia cinética turbulenta dentro da CLC, variação temporal do crescimento da CLC, entre outros. Foram realizadas simulações para os casos característicos de pastagem e floresta (denominados de condições homogêneas) e de um mosaico entre elas (condição heterogênea), para períodos secos, chuvosos e de transição. Por meio das análises realizadas sobre os resultados alcançados, puderam-se elencar as seguintes conclusões:

- o modelo PALM, por meio das validações, se mostrou eficiente em simular as características da camada limite da região tropical tanto para floresta, quanto pastagem em diferentes períodos sazonais.

- durante a estação seca foi possível observar que a simulação de pastagem (caso homogêneo) foi capaz de produzir um aquecimento superficial maior do que a floresta, gerando uma convecção mais intensa (dado pelas informações dos movimentos verticais) e destruindo a CLN em cerca de 30 minutos antes em relação ao que ocorria sobre a floresta. Também devido a este aquecimento e consequente do fluxo de calor sensível, a altura final da CLC (tipicamente de 2600 m) da pastagem foi superior ao sítio de floresta (2400 m).

- com a mistura efetiva da CLC, devido a forte convecção principalmente sobre a pastagem, o fluxo de calor latente sofre uma redução e consequentemente condiciona uma quantidade maior de radiação para a partição do fluxo de calor sensível, que possui uma diminuição com a altura e com o tempo. Este fato facilita a convecção e, também, a evolução e crescimento da altura da CLC.

- quando ocorre uma alta disponibilidade de umidade, como em ambientes homogêneos de floresta em períodos de transição e chuvosos (possuem maiores contribuições de umidade), o fluxo de calor latente é maior, regulando a quantidade e o desenvolvimento vertical do calor sensível na atmosfera.

- através dos perfis das variâncias de temperatura potencial ($\sigma_{\theta_{hi}}^2$) e de umidade específica ($\sigma_{q_{hi}}^2$), a estação seca mostrou valores de maior intensidade convectiva sobre o sítio de pastagem (acima de $1,4 \text{ K}^2$), comprovando a forte convecção sobre esse tipo de superfície no período seco. E na estação úmida, com valores de $\sigma_{q_{hi}}^2$ acima de $3,0 \text{ g}^2 \text{ kg}^{-2}$ e $\sigma_{\theta_{hi}}^2$ acima de $0,6 \text{ K}^2$, mostrou que a convecção neste período é mais representativa que durante o período de transição. Encontrou-se uma interação mais profunda da CLC sobre o sítio de floresta com a Zona de Entranhamento (ZE), ao mostrar uma menor variação da amplitude térmica no topo da CLC.

- A análise comparativa entre a razão dos fluxos de calor sensível a superfície e na zona de entranhamento apresentou um valor típico de $-0,38$. O valor característico de cada sítio, para todos os períodos, variou ao longo do ciclo diário apresentando tendências decrescentes com tempo, sendo o valor médio da razão de $-0,46 \pm 0,27$ para floresta e $-0,36 \pm 0,07$ para a pastagem. Na estação seca as simulações apresentaram os maiores valor da razão de $\overline{w'\theta'}$, chegando a $-0,86 \pm 0,62$ no sítio de floresta, $-0,37 \pm 0,11$ sobre o sítio pastagem. No período chuvoso e de transição (mais úmido), os valores das razões para o sítio de pastagem foram semelhantes com um valor médio de $-0,31 \pm 0,04$. Em alguns casos, o fluxo de calor sensível encontrado na ZE, ao final do dia, chegou a ser superior a quantidade emitida pela superfície. Este fato faz com que a CLC ainda cresça, ao final do dia, enquanto o fluxo de calor a superfície está diminuindo, devido ao ciclo diário. Este comportamento da CLC difere um pouco do conhecimento clássico, em que a CLC torna-se estacionária no meio-final do período da tarde. Isto ocorre pela forte convecção e tamanho dos vórtices associados. O maior intervalo de tempo entre os máximos de fluxos térmicos de superfície e ZE foi de até 150 minutos no período chuvoso sobre a floresta, reduzindo-se para 90 min no período seco. Para a pastagem, tanto na estação seca quanto na chuvosa os máximos de fluxos térmicos de superfície e ZE ocorreram no mesmo horário, respectivamente 1300 e 1330 HL. Isto é um outro indicador da forte atividade convectiva.

- Realizando uma comparação geral, considerando todas as alturas simuladas e observadas obtidas para os vários casos de superfícies homogêneas em todos os períodos, a estimativa da altura da CLC pelo método do mínimo fluxo de calor sensível foi mais eficiente sobre o sítio de floresta (apresentou uma diferença de altura de aproximadamente 340 m), enquanto o sítio de pastagem apresentou uma maior acurácia

usando o método da temperatura potencial (560 m), com a diferença de apenas -30 m da obtida pelo método do mínimo $\overline{w'\theta'}$.

- Outra conclusão importante diz respeito as componentes do balanço de energia cinética turbulenta. Em todas as simulações realizadas, a produção térmica foi a mais importante. Destaca-se também que, durante a estação chuvosa, a produção mecânica foi muito baixa, devido a ocorrência de vento mais calmos. O transporte, se apresentou com mesma característica em todos os sítios atingindo o nível nulo em aproximadamente $Z=0,5Z_i$. Os processos físicos em superfície chegaram a produzir até 3 vezes mais mistura na extensão inferior da CLC do que na parte superior da mesma. A dissipação respondeu com maiores crescimentos principalmente nos casos de maior produção mecânica próxima a superfície (estação chuvosa) e sobre a floresta, chegando a obter valores de até -20,0 (sem dimensão). Nos períodos mais secos, as componentes da ECT cresceram acima do topo da CLC (entre $Z/Z_i=1,0$ a 1,5) mostrando que nesses períodos as convecções foram fortes a ponto de terem uma influência acima do topo da CLC, devido a penetração convectiva. Nos períodos mais úmidos, houve uma limitação das componentes em aproximadamente $Z=1,3Z_i$. Considerando os sítios analisados, a floresta mostrou os maiores sumidouros de energia térmica no topo da CLC, mas a produção de energia mecânica, a mesma altura, ajuda no balanceamento desta dissipação. A pastagem no período úmido consumiu mais energia no topo da CLC e produzindo mais energia nos períodos mais secos.

- No estudo de caso realizado com uma área heterogênea para a estação seca, os perfis de variância de temperatura e umidade mostraram características de ambas as superfícies, com altas intensidades e amplitude vertical na ZE. Devido a intensidade da convecção da pastagem e disponibilidade da umidade da floresta, a evolução do fluxo de calor latente produzido pela média horizontal sobre a superfície heterogênea foi maior que os apresentados nos casos homogêneos. A média da razão entre os fluxos de calor sensível da superfície e ZE foi de $-0,48 \pm 0,28$, sendo esta intermediária aos obtidos pelos casos homogêneos. E em geral, as componentes de ECT mostraram efeitos intermediários em comparação com os casos homogêneos, mas obtendo características mais semelhantes a floresta.

Sugestão de trabalhos futuros

Com a finalização deste trabalho, alguns tópicos são sugeridos como trabalhos futuros como forma de continuação da pesquisa, a saber:

- analisar, por meio de modelo de LES (PALM), as condições mais propícias para formação e desenvolvimento de nebulosidade, distinguindo onde ela ocorre (pastagem/floresta) e quando (período do dia) é mais comum sua formação.
- simular, com um modelo LES, o processo de erosão da Camada Limite Noturna e como isto pode favorecer o início da convecção local.
- utilizar o *nudging*, uma técnica recentemente adicionada no modelo PALM, para verificar características de advecção horizontal e influência da grande e meso escala sobre a circulação local.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, D. K. et al. The Amazon dense GNSS meteorological network: a new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, n. 2015, 2015. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00171.1>

AHRENS, C. D. **Essentials of meteorology**: an invitation to the atmosphere. 3.ed.. [S.l.]: BrooksCole, 2004. 454 .

ANDRAE, M.O.; ARTAXO, P.; BRANDAO, C.; CARSWELL, F.E.; CICCIOLO, P.; COSTA, A.L.; CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; GASH, J.H.C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A.O.; MEIXNER, F.X.; NOBRE, A.D.; NOBRE, C.; RUIVO, M.D.L.P.; SILVA DIAS, M.A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; JOUANNE, VON J.; WATERLOO, M.J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **Journal Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8066, 2002.

AYOTTE, K. W.; SULLIVAN, P. P.; ANDRÉN, A.; DONEY, S. C.; HOSTLAG, A. A. M.; LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; MOENG, C-H.; OTTE, M. J.; TRIBBIA, J. J.; WYNGAARD, J. C. An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations, **Bound.-Layer Meteorol.** v. 79, p. 131–175. 1996.

ARYA, S P. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed. New York: Academic Press, 2001. v. 79, 310p.

BAIDYA-ROY, S.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. LBA 4-1–LBA 4-12, 2002. doi:10.1029/2000JD000266.

BARBOSA, C. G. G. **Monitoramento de material particulado fina na cidade de Manaus para avaliação de potenciais de riscos à saúde da população e caracterização de material particulado em ambiente de floresta (ATTO – Amazonian Tall Tower Observatory) – Amazonas, Brasil**. 2014, 105 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba-PR. 2014.

BARDINA, J.; FERZIGER, J. H.; REYNOLDS, W. C. **Improved subgrid models for large eddy simulation**. Reston, VA: A.I.A.A.,1980. n.80, p. 1357-1387.

BEARE, R. J.; MACVEAN, M. K.; HOSTLAG, A. A. M.; CUXART, J.; ESAU, I.; GOLAZ, J-C; JIMENEZ, M. A.; KHAIROUTDINOV, M.; KOSOVIC, B.; LEWELLEN, D.; LUND, T. S.; LUNDQUIST, J. K.; MCCABE, A.; MOENE, A. F.; NOH, Y.; RAASCH, S.; SULLIVAN, P. An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer. **Bound.-Layer Meteorol.**, v. 118, n. 2, p. 247-272, 2006.

BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; BELJAARS, A.; BETTS, A. K.; KÖHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J.-L. The simulation of the diurnal cycle of

convective precipitation over land in a global model. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 130, n. 604, p. 3119-3137, 2004.

BEJAN, A. **Convection heat transfer**, John Wiley & Sons, New York, 1984, 492 p.

BENNETT, L. J.; BROWNING, K. A.; BLYTH, A. M.; PARKER, D. J.; CLARK, P. A. A review of the initiation of precipitating convection in the United Kingdom. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 132, n. 617, p. 1001-1020, 2006.

BETTS, A. K. Non-precipitating *cumulus* convection and its parameterization. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.** v. 99, n. 419, p. 178-196, 1973.

BETTS, A.K.; BALL, J.; BARR, A.; BLACK, T. A.; MCCAUGHEY, J. H.; VITERBO, P. Assessing land-surface-atmosphere coupling in the ERA-40 reanalysis with boreal forest data, **Agric. Forest Meteorol.**, v. 140, n. 1, p. 365-382, 2006.

BETTS, A. K.; SILVA DIAS, M. A. F.; FISCH, G.; VON RANDOW, C.; COHEN, J. C. P.; DA SILVA, R.; FITZJARRALD, D. R. The Amazonian boundary layer and mesoscale circulations. **Amazonia and Global Change**, IGBP Synthesis, 2008. DOI: 10.1029/2008GM000720.

BJÖRN, M.; RAASCH, S. Large-eddy simulations of surface heterogeneity effects on the convective boundary layer during the LITFASS-2003 experiment. **Bound.-Layer Meteorol.**, p. 1-28, 2013, DOI: 10.1007/s10546-012-9748-z.

BROWNING, K. A.; and Coauthors. The convective storm initiation project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 88, n. 12, p. 1939-1955, 2007. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-88-12-1939>

CARSON, D. J.; SMITH, F. B. 'Thermodynamic model for the development of a convectively unstable boundary layer', Proc. Second IUTAM/IUGG Symposium on Turbulent Diffusion in Environmental Pollution, April 1973, Charlottesville, Virginia, U.S.A., **Adv. Geophys.** **18A**, 111-124, Academic Press, New York and London. 1974.

CATTLE, H.; WESTON, K. J. Budget studies of the heat flux profiles in the convective boundary layer over land. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 101, n. 428, p. 353-363, 1975.

CHANDRASEKAR, A.; PHILBRICK, C. R.; CLARCK, R.; DODDRIDGE, B.; GEORGOPOULOS, P. A large-eddy simulation study of the convective layer over Philadelphia during the 1999 summer NE-OPS campaign. **Environ. Fluid Mech.**, v. 3, n. 4, p. 305-329. 2003.

CHAGNON, F. J. F.; BRAS, R. L. Contemporary climate change in the Amazon. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, n. 13, 2005.

CHU, P.-S.; YU, Z.-P.; HASTENRATH, S. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: Which way has it gone? **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 75, n. 4, p. 579-583, 1994.

- COUVREUX, F; RIO, C; GUICHARD, F; LOTHON, M; CANUT, G; BOUNIOL, D; GOUNOU, A. Initiation of daytime local convection in a semi-arid region analysed with high-resolution simulations and AMMA observations. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 138, p. 56–71. 2012.
- CUTRIM, E.; MARTIN, D. W.; RABIN, R. Enhancement of *cumulus* clouds over deforested lands in Amazonia, **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 76, n. 10, p. 1801-1805, 1995.
- DEARDORFF, J. W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers. **J. Fluid Mech.**, v. 41, p. 453-480. 1970.
- DEARDORFF, J. W. Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 29, p. 91-115. 1972.
- DEARDORFF, J. W. On the entrainment rate of a stratocumulus-topped mixed layer. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 102, p. 563-582. 1976.
- DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Bound.-Layer Meteor.** v. 18, n. 4, p. 495-527, 1980.
- DEGRAZIA, G. A.; NUNES, A. B.; SATYAMURTY, P.; ACEVEDO, O. C.; CAMPOS VELHO, H. F.; RIZZA, U.; AND CARVALHO, J. C. Employing Heisenberg's turbulent spectral transfer theory to parameterize sub-filter scales in LES models, **Atmos. Environ.** v. 41, n. 33, p. 7059-7068, 2007.
- DÖRENKÄMPER, M.; WITHA, B.; STEINFELD, G.; HEINEMANN, D.; KÜHN, M. The impact of stable atmospheric boundary layers on wind-turbine wakes within offshore wind farms, **J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.**, in press, DOI: 10.1016/j.jweia.2014.12.011. 2015.
- DURIEUX, L.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sens. Environ.**, v. 86, n. 1, p. 132-140, 2003.
- ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. Sensitivity of regional climate to deforestation in the Amazon basin. **Adv. Water Resour.**, v. 17, n. 1, p. 101-115, 1994.
- FEARNSIDE, P. M. Amazonian deforestation and global warming: Carbon stocks in vegetation replacing Brazil's Amazon forest. **Forest Ecol. Manage.**, v. 80, n. 1, p. 21-34, 1996.
- FERZIGER, J. H.; PERIC, M. **Computational methods for fluid dynamics**. Berlin: Springer, 2002, 423 p.
- FISCH, G. **Camada limite amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. 1995. 171 p. (INPE-6123-TDI/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995.

- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**. v 28, n 2, p. 101-126, 1998.
- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. DA F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia, **Theor. Appl. Climatol.**, v. 78, n. 1-3, p. 47-59. 2004.
- FOKEN, T. **Micrometeorology**. Springer Heidelberg, Berlin, Germany, 2008, 308 p.
- FRISCH, U. **Turbulence: the legacy of A. N. Kolmogorov**. Cambridge: University Press. 1995, 296 pp.
- GARCIA-CARRERAS, L.; PARKER, D. J.; TAYLOR, C. M.; REEVES, C. E.; MURPHY, J. G. Impact of mesoscale vegetation heterogeneities on the dynamical and thermodynamic properties of the planetary boundary layer, **J. Geophys. Res.**, v. 115, n. D3, 2010.
- GARCIA-CARRERAS, L.; PARKER, D. J. How does local tropical deforestation affect rainfall? **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, n. 19, 2011.
- GASH, J. H. C.; NOBRE C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. In: *Amazonian Deforestation And Climate*, eds Gash JHC, Nobre CA, Roberts JM, Reynaldo L (Oxford Univ Press), 1996, p 1–14.
- GENTINE, P.; BELLON, G.; VAN HEERWAARDEN, C. C.. A closer look at boundary layer inversion in large-eddy simulations and bulk models: buoyancy-driven case. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 2014.
- GOULART, A.; DEGRAZIA, G.; RIZZA, U.; ANFOSSI, D. A theoretical model for the study of convective turbulence decay and comparison with large-eddy simulation data. **Bound.-Layer Meteorol.**, v. 107, p. 143-155. 2003.
- GRABOWSKI, W. W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A; FORBES, R.; HALLIWELL, C.; KHAIROUTDINOV, M.; LANG, S.; NASUNO, T.; PETCH8, J.; TAO, W.-K.; WONG, R.; WU, X.; XU, K.-M. Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 132, p. 317–344. 2006.
- GUICHARD, F.; PETCH, J. C.; REDELSPERDER, J.-L.; BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.-P.; CHEINET, S.; GRABOWSKI, W.; GRENIER, H.; JONES, C. G.; KÖHLER, M.; PIRIOU, J.-M.; TAILLEAX, R.; TOMASINI, M. Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 131, p. 3139–3172. 2004.
- HASTENRATH, S. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D4, p. 4267–4274, 1997.

HOREL, J. D., HAHMANN, A. N., GEISLER, J. E., An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989.

HUNT, J. C. R. Eddy dynamics and kinematics of convective turbulence. In: PLATE, E. J. (Ed). **Buoyant convection in geophysical flows**. Kluwer Academic Publishers. p. 41-82. 1998. INMET, 2013. Normais climatológicas. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br>> Acesso em: Nov. 2013.

KANAK, K. M. Douglas K. Lilly: a biography. In: FEDOROVICH, E.; ROTUNNO, R.; STEVENS, B. (Ed). **Atmospheric turbulence and mesoscale meteorology**. Cambridge: University Press, 2004, p. 1-14.

KANANI, F.; TRÄUMNER, K.; RUCK, B.; RAASCH, S.. What determines the differences found in forest edge flow between physical models and atmospheric measurements? - An LES study. **Meteorol. Z.**, v. 23, n 1, p. 33-49, 2014. DOI: 10.1127/0941-2948/2014/0542.

KANDA, M.; INAGAKI, A.; LETZEL, M.; RAASCH, S.; WATANABE, T. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. **Bound.-Layer Meteor.**, v. 110, n. 3, p. 381-404, 2004.

KOLMOGOROV, A. N. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. In: **Dokl. Akad. Nauk SSSR**. 1941, p. 299-303.

KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. **Fluid mechanics**. 2^o ed, Academic Press San Diego, 2002.

LBA. Disponível em:< <http://lba2.inpa.gov.br/lba2/>>.Acesso em: 17 mai. 2015.

LESIEUR, M. **Turbulence in fluids**. Dordrecht, Netherlands: Martinus Nijhoff Publishers, 1987.

LESIEUR, M. **Turbulence in fluids** – Third revised and enlarged edition. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 1997. 515 p.

LETZEL, M. O.; RAASCH, S. Large eddy simulation of thermally induced oscillations in the convective boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 60, n. 18, p. 2328-2341, 2003.

LETZEL, M. O.; KRANE, M.; RAASCH, S. High resolution urban large-eddy simulation studies from street canyon to neighbourhood scale. **Atmos Environ**. v. 42, n. 38, p. 8770-8784, 2008.

LILLY, D. K. The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments. In: IBM SCIENTIFIC COMPUTING SYMPOSIUM ON ENVIRONMENTAL SCIENCES, 1967, New York. **Proceedings...** New York: IBM, p. 195-210. 1967.

LIMA, N. S.; TOTA, J.; BOLZAN, M. J. A.; Do VALE, R.; SANTANA, R. Característica aerodinâmica da turbulência sobre e dentro do dossel de uma floresta

terra firme na Amazônia central. **Revista Ciência e Natura**, p. 375-379, 2013. ISSN: 2179-460X.

LYRA, R. F. F.; MOLION, L. C. B.; SILVA, M. R. G. DA; FISCH, G. F.; NOBRE, C. A. Some aspects of the atmospheric boundary layer over western Amazonia: Dry Season 1994. **Rev Bras de Meteor**, v. 18, n.1, p. 79-85, 2003.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. THE CHUVA PROJECT - How does convection vary across Brazil? **American Meteorological Society**, p. 1365-1380, Sept. 2014.

MARONGA, B.; RAASCH, S. Large-eddy simulations of surface heterogeneity effects on the convective boundary layer during the LITFASS-2003 experiment. **Boundary-Layer Meteorology**, p. 1-28, 2013.

MARONGA, B.; GRYSCHKA, M. ; HEINZE, R.; HOFFMANN, F.; KANANI-SÜHRING, F.; KECK, M.; KETELSEN, K.; LETZEL, M. O.; SÜHRING, M.; RAASCH S. The parallelized large-eddy simulation model (PALM) version 4.0 for atmospheric and oceanic flows: model formulation, recent developments, and future perspectives. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 8, n. 2, p. 1539-1637, 2015.

MARSHAM, J. H., ET AL., PARKER, D. J.; GRAMS, C. M.; JOHNSON, B. T.; GREY, W. M. F.; ROSS, A. N. Observations of mesoscale and boundary layer scale circulations affecting dust transport and uplift over the Sahara. **Atmos. Chem. Phys.**, v. 8, n. 23, p. 6979-6993. 2008.

McGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A.; ZHANG, H.; DURBRIDGE, T. B.; PITMAN, A. J. Global climate sensitivity to tropical deforestation. **Global Planet Change**, v. 10, n. 1, p. 97-128, 1995.

MOENG, C-H.; SULLIVAN, P. P. Large-eddy simulation. In: HOLTON, J. R.; PYLE J.; CURY, J. A. (Ed). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. [S.l]: Academic Press, . 2002, p. 1140-1150.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Rev Bras de Meteor**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987;

MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: *Hydrology and water management in the humid tropics*". Bonell, M., Hufschmidt, M.M., Gladwell, J.S. (eds.). **International Hydrology Series**, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, p. 99 -111, 1993.

- MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. F. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e a alta da Bolívia durante a campanha “Wet-AMC/LBA”. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 21, n. 3b, p. 344-355, 2006.
- NEGRI, A. J.; ADLER, R. F.; XU, L.; SURRAT, J. The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. **J. Climate**, v. 17, n. 6, p. 1306-1319, 2004.
- NEVES, T. T. de A. T. Estudo da camada limite noturna na pastagem durante a transição entre as estações seca e chuvosa em Rondônia. 2010, 123 p. Dissertação (**Mestrado em Meteorologia**), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP. 2010.
- NEVES, T T de A T; FISCH, G. The daily cycle of the atmospheric boundary layer heights over pasture site in Amazonia. **American J of Environ Engineering**, v. 5, n. 1A, p. 39-44, 2015.
- NIEUWSTADT, F. T. M. Review of diffusion processes in the convective boundary layer. In: PLATE, E. J. (Ed). **Buoyant convection in geophysical flows**. Kluwer Academic Publishers, 1998, p. 371-399.
- NOBRE, A. D. **O future climático da Amazônia**. Relatório de avaliação científica. Disponível em: <<http://www.cst.inpe.br/destaques1/futuro-climatico-da-amazonia/>> Acessado em: novembro de 2014.
- NUNES, A. B. **Crescimento da camada limite convectiva**: estudo analítico e numérico. 2008, 190 p. (INPE-15554-TDI/1426). Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP. 2008. Disponível em:<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/34C5U9H>>. Acesso em: 16 dez. 2015.
- OKE, T.R. **Boundary layer climates**. 2. ed. Halsted, New York: Methuen, 1987. 435 p.
- OLIVEIRA, R. C.; ALMEIDA, E.; FREGUGLIA, R. DA S.; BARRETO, R. C. S. Desmatamento e crescimento econômico no Brasil: uma análise da curva de Kuznets ambiental para a Amazônia legal. **Revista de Economia e Sociologia Rural**, Brasília, v 49, n 3, p. 709-739, 2011.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of climate**. American Institute of Physics, 1992, 518p.
- PORTÉ-ANGEL, F.; PARLANGE, M. B.; MENEVEAU, C.; EICHINGER, W. E.; PAHLOW, M. Subgrid-scale dissipation in the atmospheric surface layer: effects of stability and filter dimension. **J. Hydrometeorol.**, v. 1, n. 1, p. 75-87, 2000.
- RAASCH, S., ETLING, D. Numerical simulation of rotating thermal convection. **Beitr. Phys. Atmosph.** v. 64, n. 3, p. 185-199, 1991.
- RAASCH, S.; FRANKE, T. Structure and formation of dust devil-like vortices in the atmospheric boundary layer: A high-resolution numerical study. **J. Geophys. Res.** v. 116, n. D16, 2011.

RAASCH, S.; SCHRÖTER, M. PALM – A large-eddy simulation model performing on massively parallel computers. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, n. 5, p. 363-372, 2001.

RIEHELMANN, T.; NOH, Y; RAASCH, S. A new method for large-eddy simulations of clouds with Lagrangian droplets including the effects of turbulent collision. **New Journal of Physics**, v. 14, n. 6, 27pp., 2012.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: SIOLI, H. (ed.). **The Amazon** - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin. Dr. W. Junk Publishers, 763 p. 1984;

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium, **Science**, v. 225, n. 4658, p. 129-138, 1984.

SALATI, E.; NOBRE, C. A., Possible climatic impacts of tropical deforestation. **Climate Change**. v. 19, n. 1-2, p. 177-196, 1991.

SANTOS, R. M. N. Estudos da camada limite noturna na Amazônia. 2005. 177 f. (INPE-14477-TDI/1158). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, São Paulo, 2005. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/05.25.18.40>>. Acesso em: 16 dez. 2015.

SANTOS, R. M. N. FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. Modelagem da camada limite noturna (CLN) durante a época úmida na Amazônia, sob diferentes condições de desenvolvimento. **Rev. Bras. Meteorol.**, v.22, n.3, p 387-407, 2007.

SEIBERT, P.; Beyrich, F.; Gryning, S-E.; Joffre, S.; Rasmussen, A.; Tercier, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v 34, n 7, p. 1001–1027, 2000.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, n. 4948, p. 1322-1325, 1990.

SILVA DIAS, M.; PETERSEN, W.; DIAS, P. S.; CIFELLI, R.; BETTS, A.; LONGO, M.; GOMES, A.; FISCH, G.; LIMA, M.; ANTONIO, M.; ALBRECHT, R. A case study of convective organization into precipitating lines in the southwest amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **J Geophys Res**, v. 107, n. D20, 2002.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 91, n. 3, p. 99-164, 1963.

SMAGORINSKY, J.; MANABE, S.; HOLLOWAY, J. L. Numerical results from a nine level general circulation model of the atmosphere. **Mon. Wea. Rev.**, v. 93, n. 12, p. 727-768. 1965.

SORBJAN, Z.; ULIASZ, M. Large-eddy simulation of air pollution dispersion in the nocturnal cloud-topped atmospheric boundary layer. **Bound.- Layer Meteorol.**, v. 91, n. 1, p. 145-157. 1999.

SORBJAN, Z. A numerical study of daily transitions in the convective boundary layer. **Bound.-Layer Meteorol.**, v. 123, n. 3, p. 365-383. 2007.

STEINFELD, G; LETZEL, M. O.; RAASCH, S.; KANDA, M.; INAGAKI, A. Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes: results of a large-eddy simulation study. **Bound.-Layer Meteorol.** v. 123, n. 1, p. 78–98, 2007.

STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Dordrecht: Kluwer Academic, 1988, 666 p..

SULLIVAN, P. P.; MC WILLIAMS, J. C.; MOENG, C.-H. A subgrid model for large eddy simulation of planetary boundary layer flows. **Bound.-Layer Meteorol.**, v. 71, n. 3, p. 247-276. 1994.

SULLIVAN, P. P., MOENG, C.-H., STEVENS, B., LENSCHOW, D. H., MAYOR, S. D. 1998: Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 55, n. 19, p. 3042-3064, 1998.

SULLIVAN, P. P.; PATTON, E. G.. The effect of mesh resolution on convective boundary layer statistics and structures generated by large-eddy simulation. **J. Atmos. Sci.**, v. 68, n. 10, p. 2395-2415, 2011. DOI: 10.1175/JAS-D-10-05010.1

TAVARES, J. P. N. Interação entre a vegetação e a atmosfera para formação de nuvens e chuva na Amazônia: uma revisão. **Estudos Avançados**, São Paulo, v 26, n 74, 2012.

TAYLOR, C. M.; PARKER, D. J.; HARRIS, P. P. An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture, **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, n. 15, 2007.

TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. **A first course in turbulence.** Cambridge, MA: MIT Press, 1972.

TRÄUMNER, K.; WIESER, A.; RUCK, B.; FRANK, C.; RÖHNER, L.; KOTTMEIER, C. h.. The suitability of doppler LIDAR for characterizing the wind field above forest edges. **Forestry.** v.85, p. 399-412, 2012. DOI: 10.1093/forestry/cps038.

VON RANDOW, C. VON; SA, L. D. A.; GANNABATHULA, P. S. S. D.; MANZI, A. O.; ARLINO, P. R. A.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia 1. Diurnal conditions. **J Geophys Res**, v. 107, n. D20, p. 8062. 2002.

WANG, J. F.; CHAGNON, F. J. F.; WILLIAMS, E. R.; BETTS, A. K.; RENNO, N. O.; MACHADO, L. A. T.; BISHT, G.; KNOX, R.; BRAS, R. L. Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology, **Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.**, v. 106, n. 10, p. 3670–3674, 2009.

WARNER, T. T. **Desert meteorology.** Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2004, 595 p..

WERTH, D.; AVISSAR, R. Global climate sensitivity to tropical deforestation. **J. Geophys. Res.**, v. 10, n. 1, p. 97-128, 1995.

WYNGAARD, J. C.; BROST, R. A. Top-down and bottom-up diffusion of a scalar in the convective boundary layer. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, n. 1, p. 102-112, 1984.

WYNGAARD, J. C. Experiment, numerical modeling, numerical simulation, and their roles in the study of convection, In: PLATE, E. J. (Ed). **Buoyant convection in geophysical flows**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 1998, p. 239-251.

WYNGAARD, J. C. Changing the face of small-scale meteorology, In: FEDOROVICH, E.; ROTUNNO, R.; STEVENS, B. (Ed). **Atmospheric turbulence and mesoscale meteorology**. Cambridge: University Press. 2004, p. 17-34.

XIE, F. WU, D. L.; AO, C. O.; MANNUCCI, A. J.; KURSINSKI, E. R.. Advances and limitations of atmospheric boundary layer observations with GPS occultation over southeast Pacific Ocean. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 2, p. 903-918, 2012.

ZILITINKEVICH, S. S.; GRACHEV, A. A.; HUNT, J. C. R. Surface frictional processes and non-local heat/mass transfer in the shear-free convective boundary layer. In: PLATE, E. J. (Ed). **Buoyant convection in geophysical flows**, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 1998, p. 83-113.

APÊNDICE A - VALIDAÇÃO DAS SIMULAÇÕES

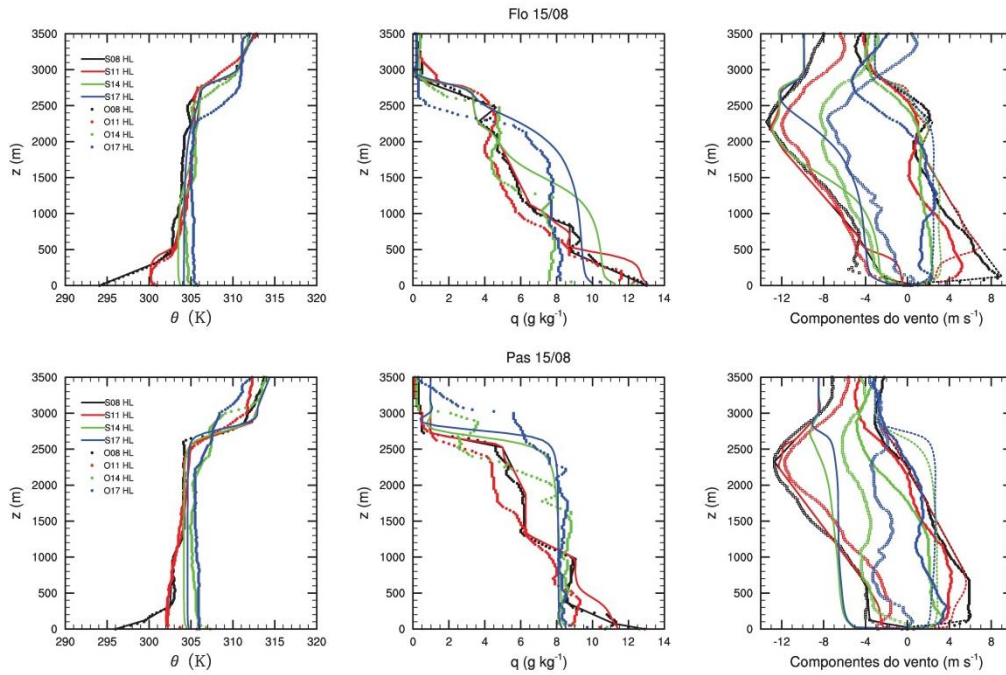


Figura A1: Perfis simulados e observados de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e componentes do vento (u, v) para as áreas de pastagem e floresta da estação seca. Simulações e radiossondas no horário padrão estabelecidos pela OMM: às 08, 11, 14 e 17 HL.

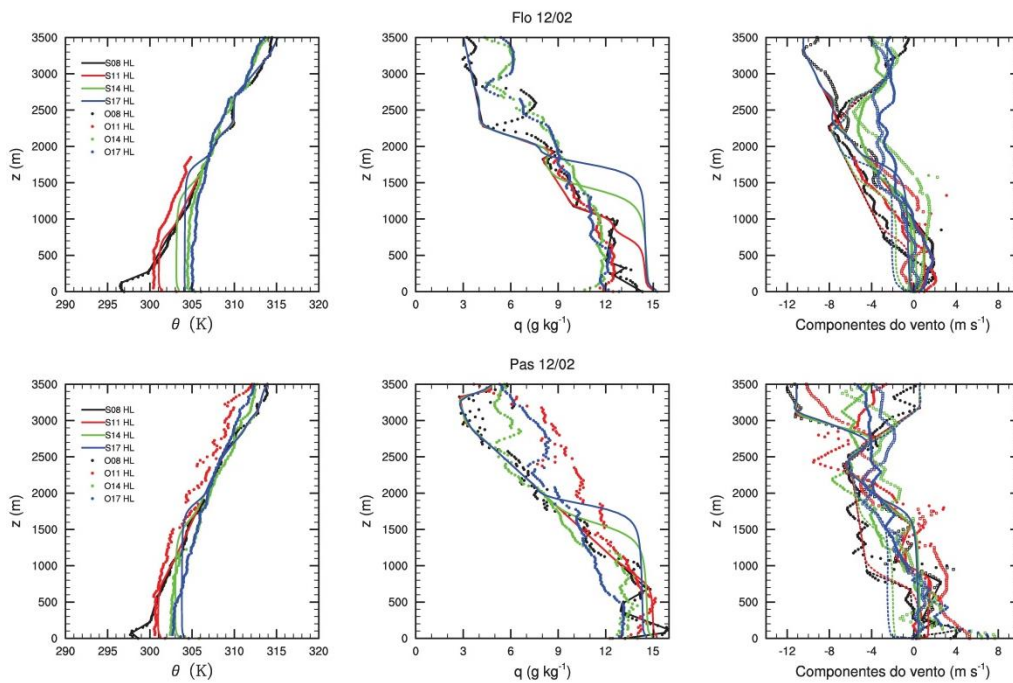


Figura A2: Perfis simulados e observados de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e componentes do vento (u, v) para as áreas de pastagem e floresta da estação chuvosa. Simulações e radiossondas no horário padrão estabelecidos pela OMM: às 08, 11, 14 e 17 HL.

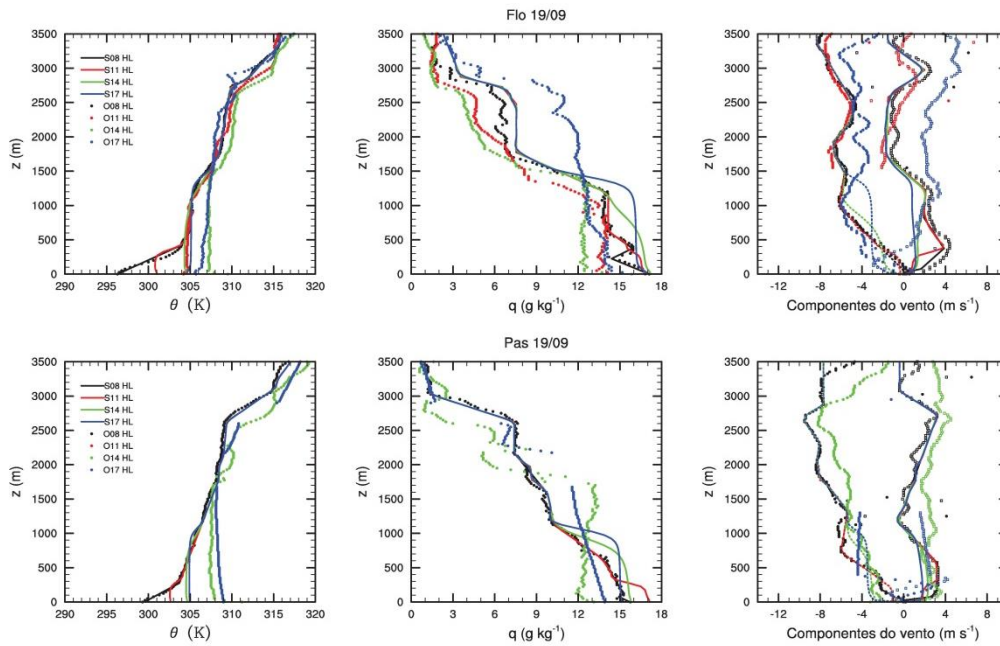


Figura A3: Perfis simulados e observados de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e componentes do vento (u, v) para as áreas de pastagem e floresta da estação de transição do dia 19/09. Simulações e radiossondas no horário padrão estabelecidos pela OMM: às 08, 11, 14 e 17 HL.

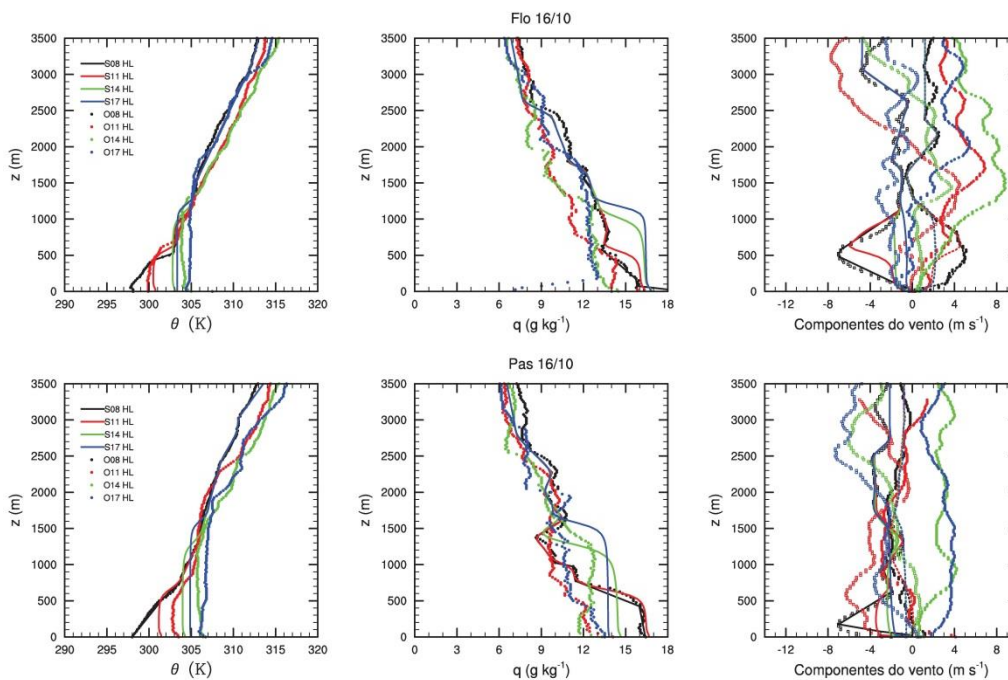


Figura A4: Perfis simulados e observados de temperatura potencial (θ), umidade específica (q) e componentes do vento (u, v) para as áreas de pastagem e floresta da estação de transição do dia 16/10. Simulações e radiossondas no horário padrão estabelecidos pela OMM: às 08, 11, 14 e 17 HL.

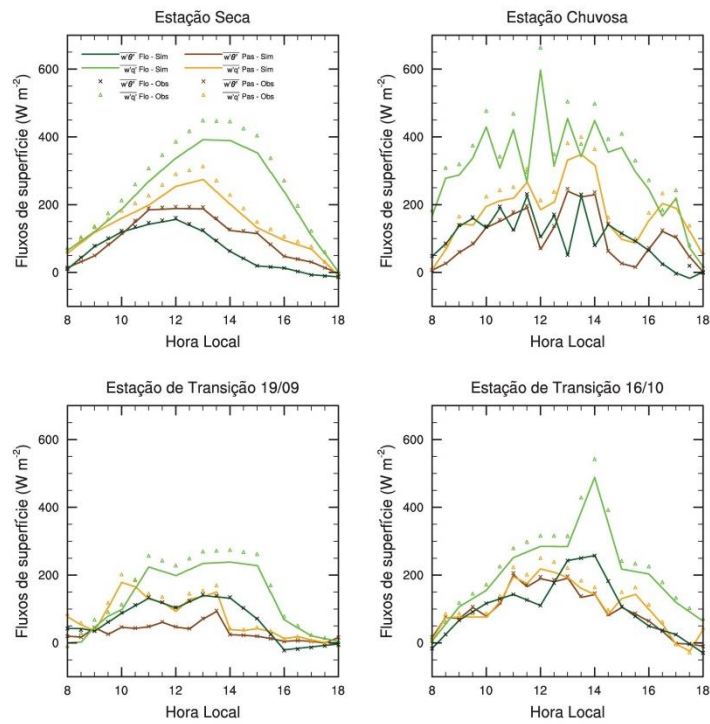


Figura A5: Séries temporais simuladas (linhas sólidas) e observadas (símbolos) dos fluxos de calor sensível e latente para as áreas de pastagem e floresta.

APÊNDICE B

SKEW T-LOG P

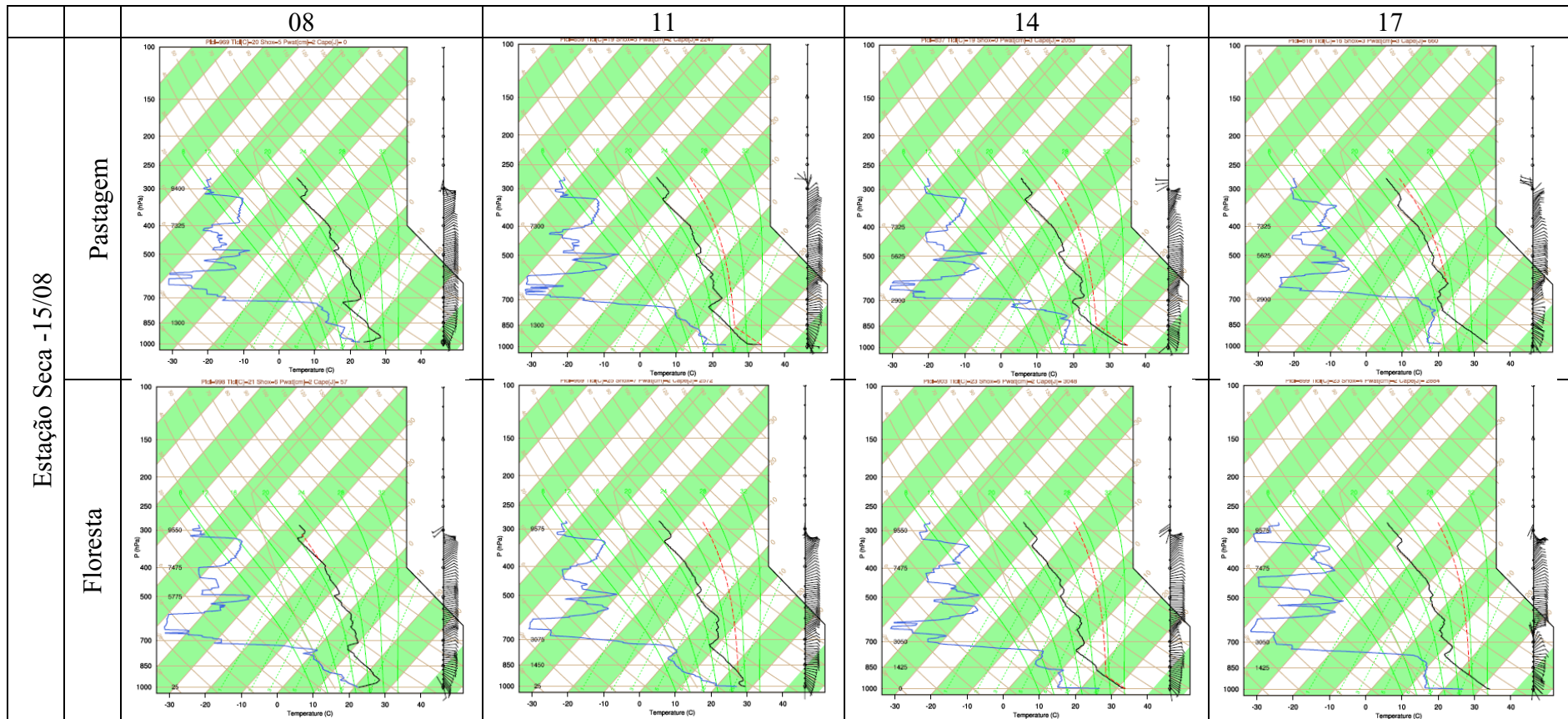


Figura B1: Skew T- Log P da pastagem e florestas para a estação seca, dia 15/08, nos horários padrões 08, 11, 14 e 17 HL.

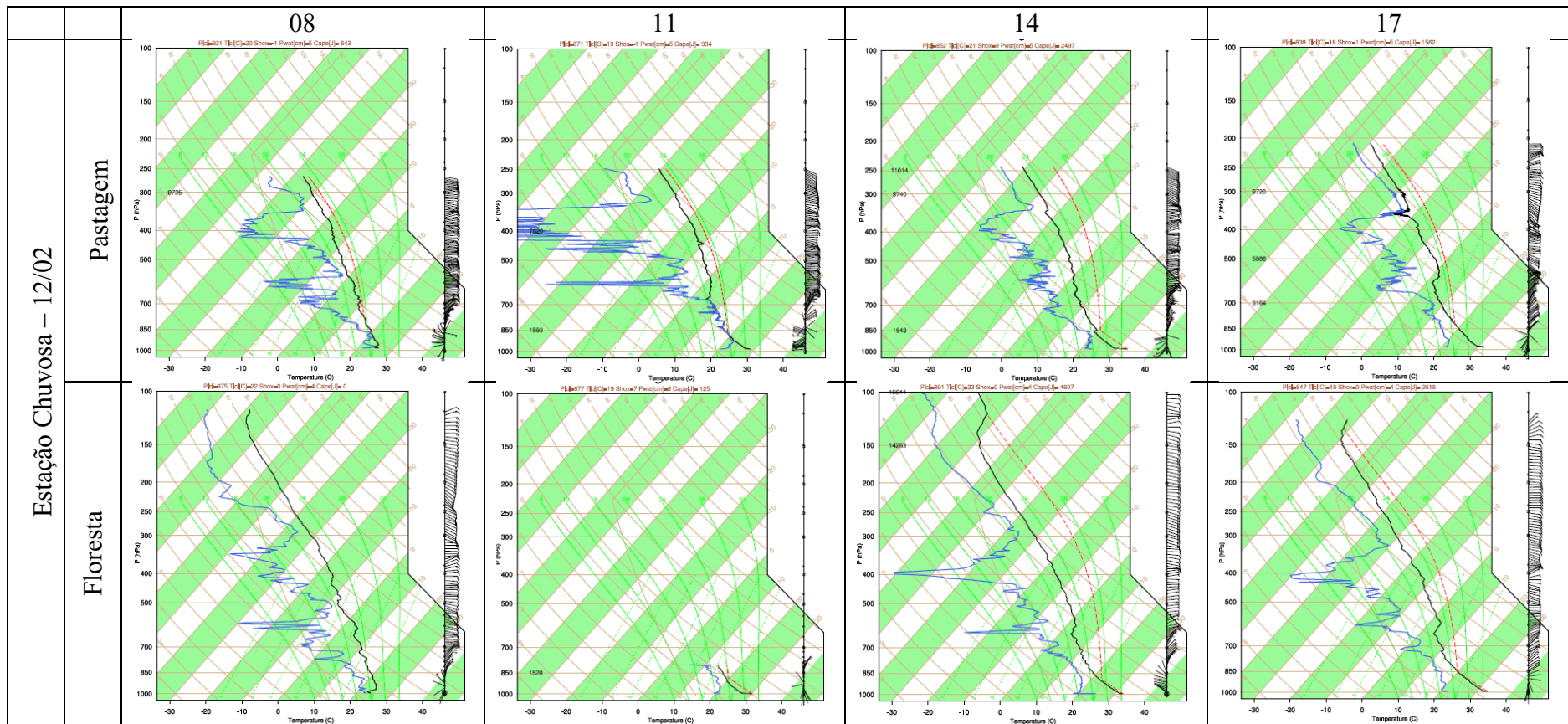


Figura B2: Skew T- Log P da pastagem e florestas para a estação chuvosa, dia 12/02, nos horários padrões 08, 11, 14 e 17 HL.

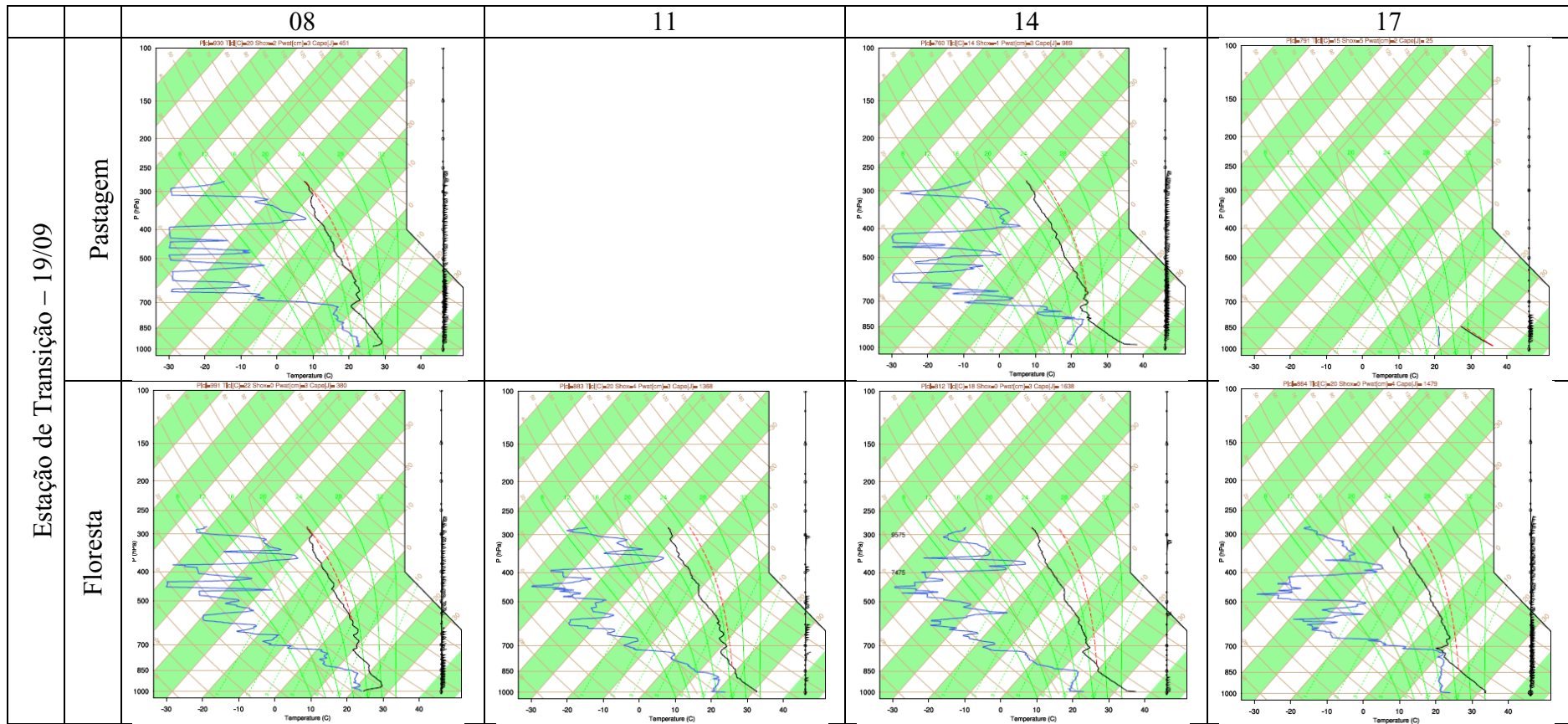


Figura B3: Skew T- Log P da pastagem e florestas para a estação de transição, dia 19/09, nos horários padrões 08, 11, 14 e 17 HL.

	08	11	14	17
--	----	----	----	----

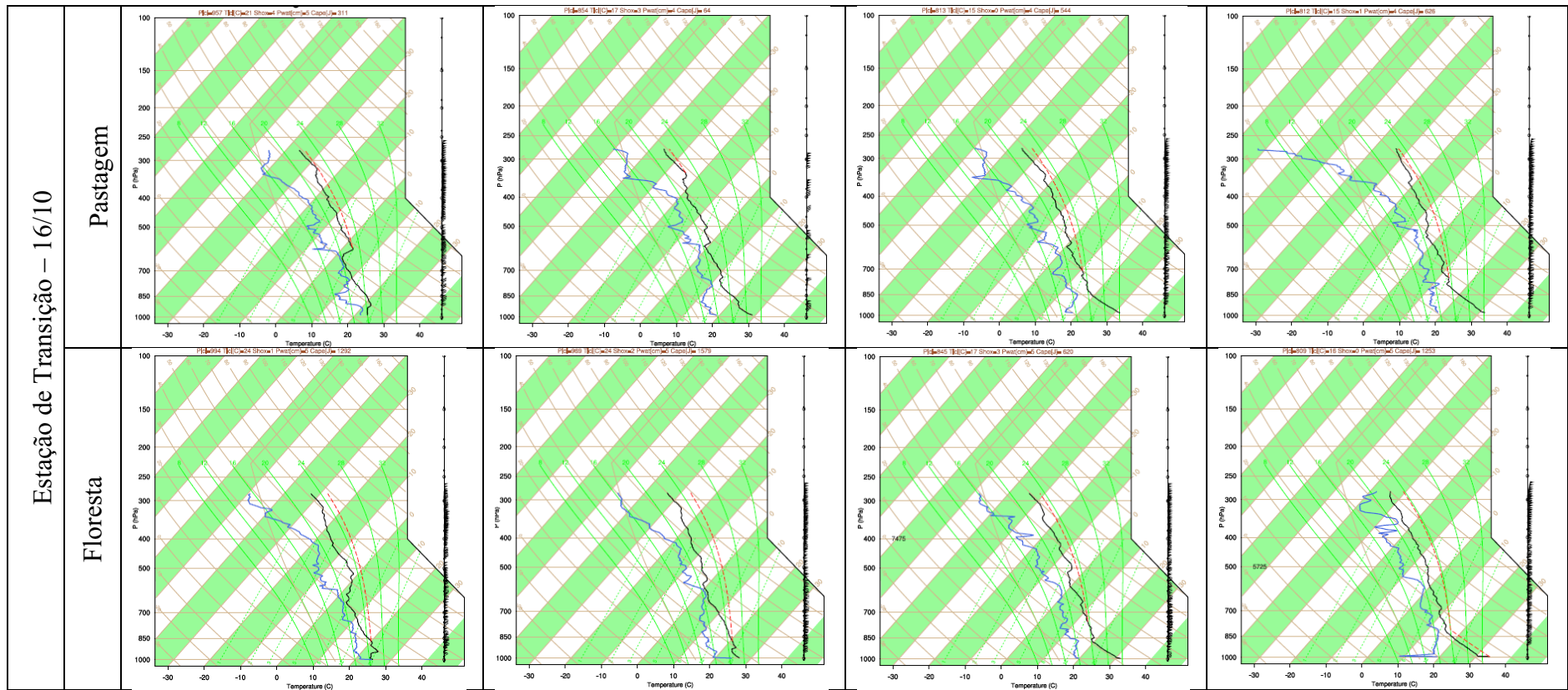


Figura B4: Skew T- Log P da pastagem e florestas para a estação de transição, dia 16/10, nos horários padrões 08, 11, 14 e 17 HL.

APÊNDICE C

CORTE XZ HORÁRIO DE TEMPERATURA POTENCIAL SOBREPONTO POR VELOCIDADE VERTICAL.

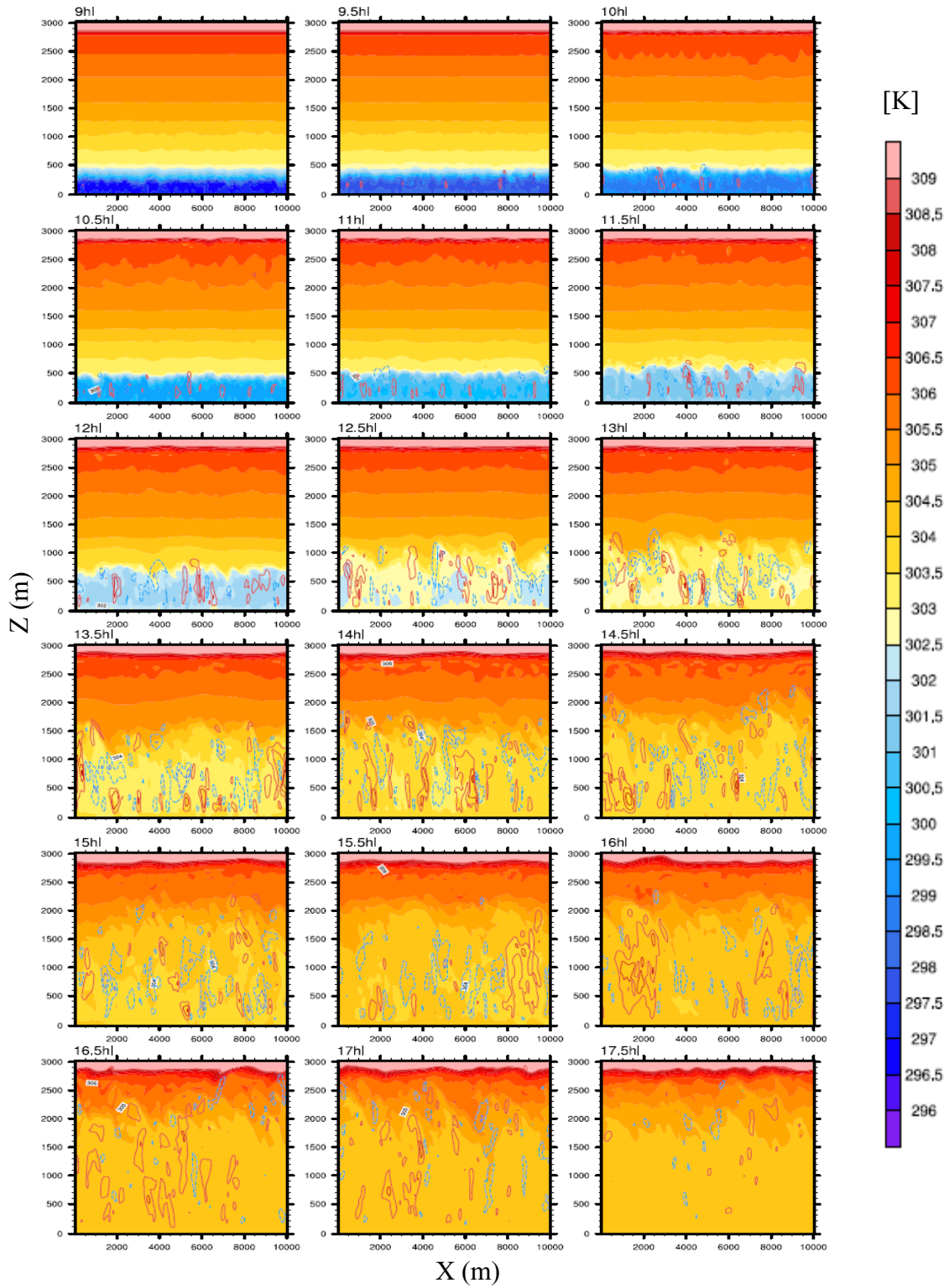


Figura C1: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de floresta na estação seca.

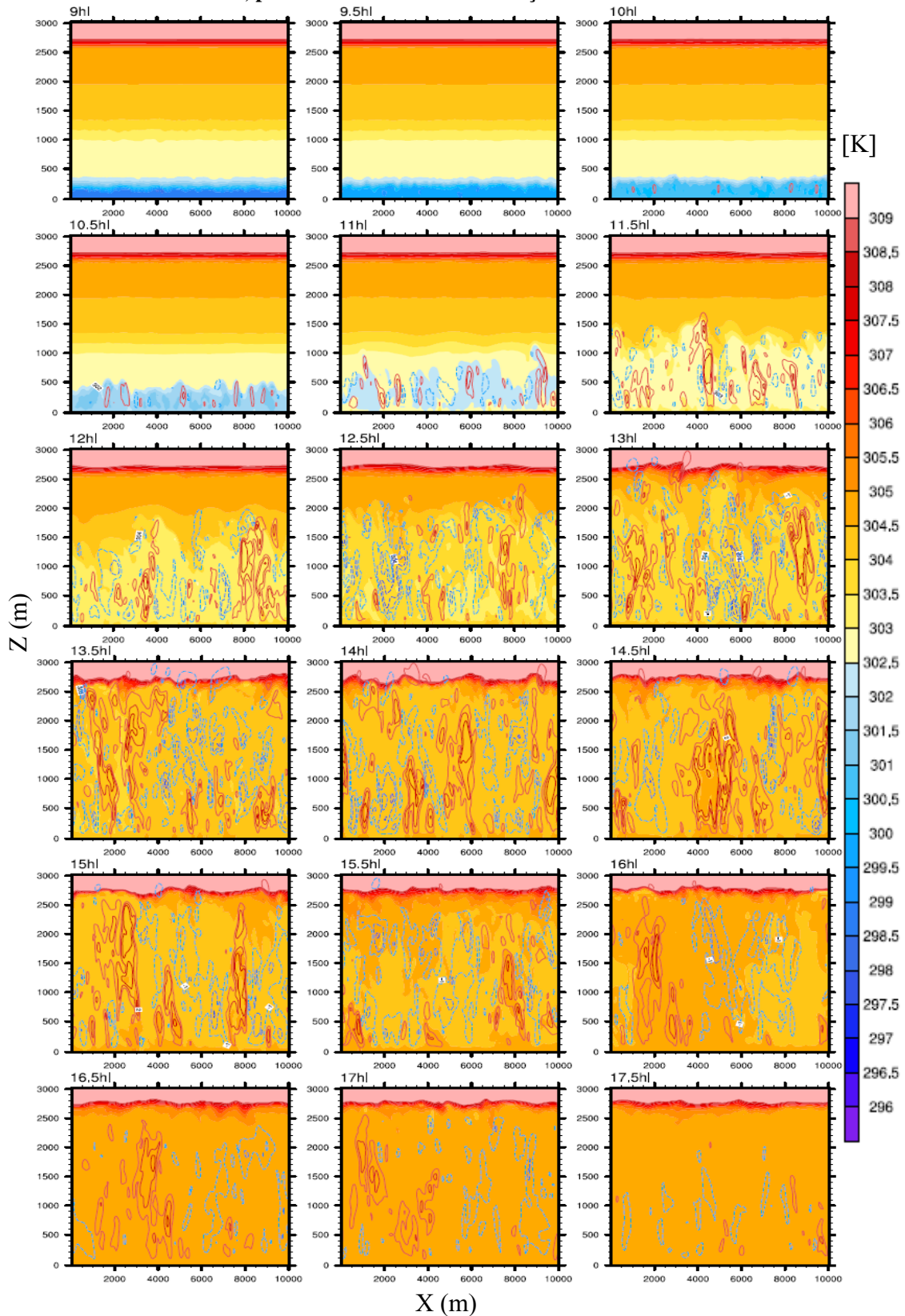


Figura C2: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de floresta na estação seca.

em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de pastagem na estação seca.

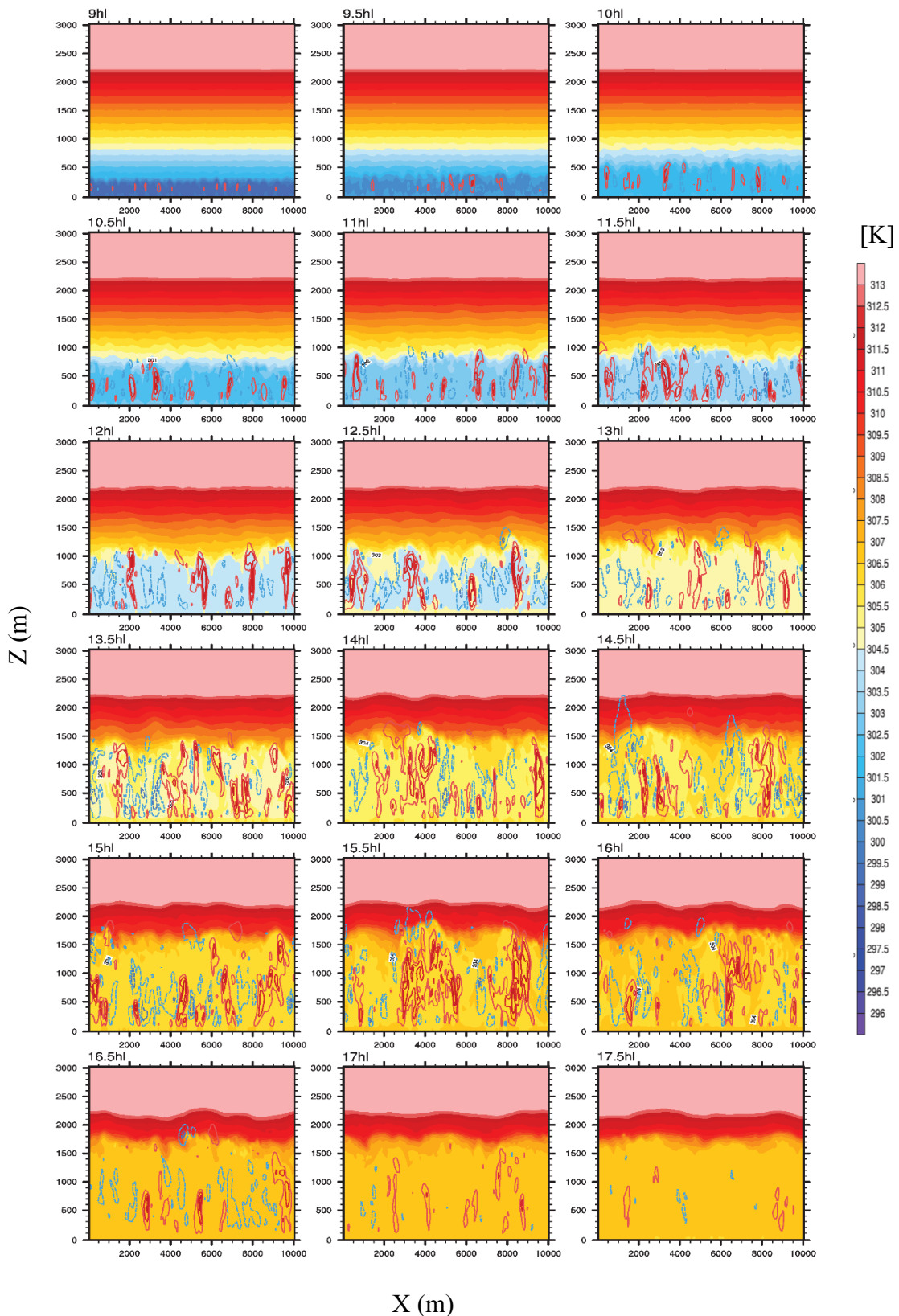


Figura C3: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço)

em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de floresta na estação chuvosa.

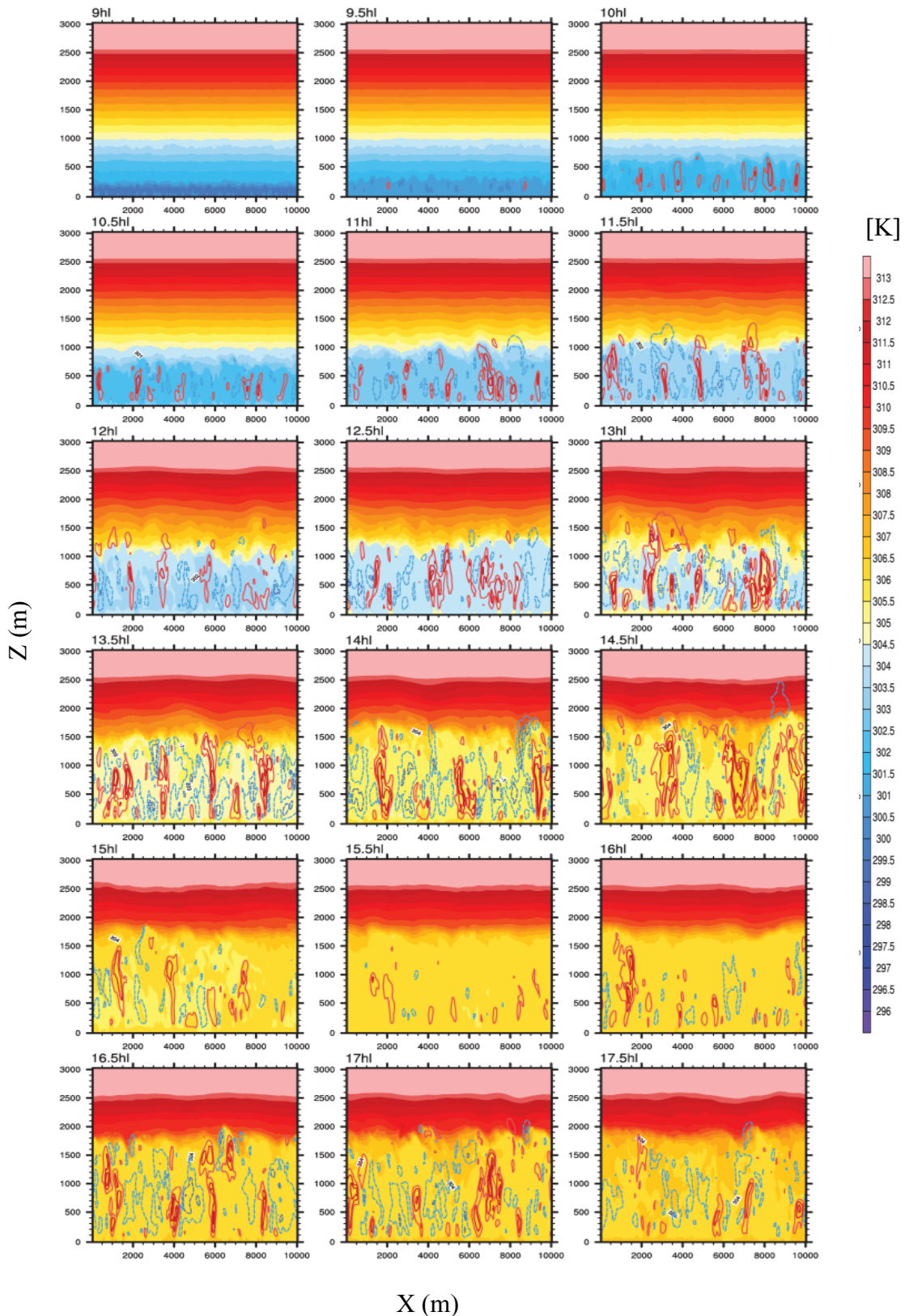
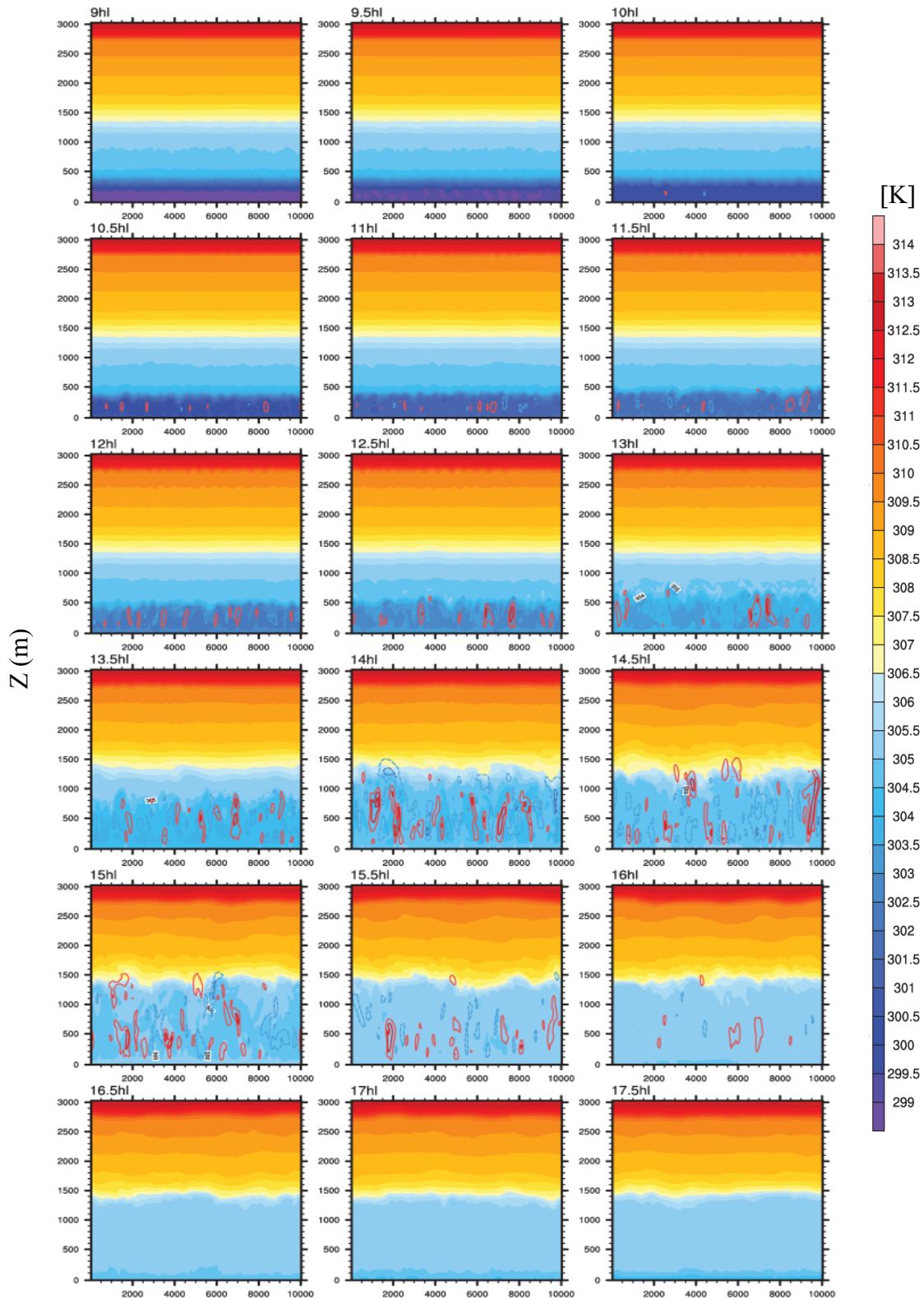


Figura C4: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço)



em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para a pastagem na estação chuvosa.

Figura C5: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em m s⁻¹), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 19/09 no sítio de floresta na estação de transição.

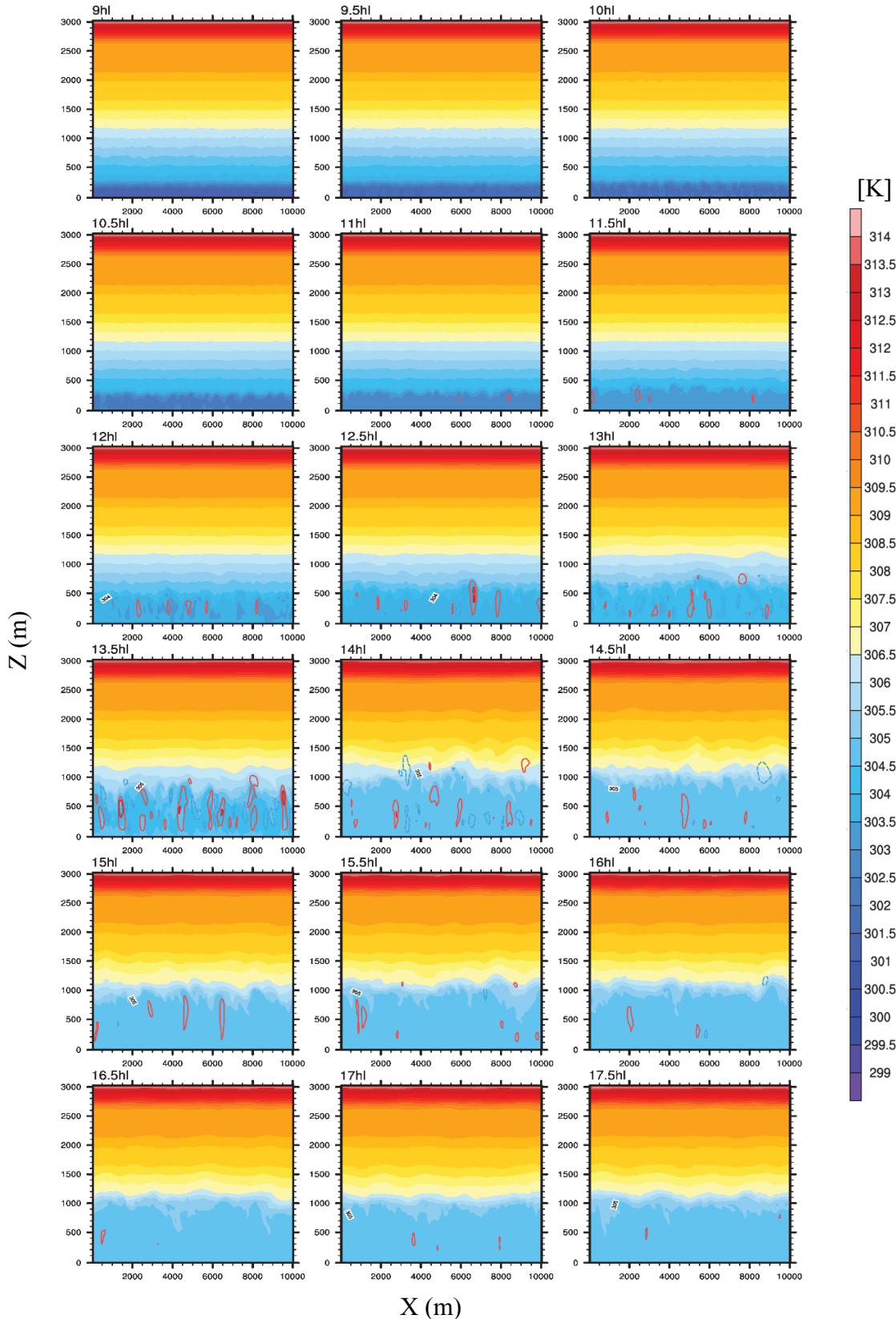


Figura C6: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m\ s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 19/09 no sítio de pastagem na estação de transição.

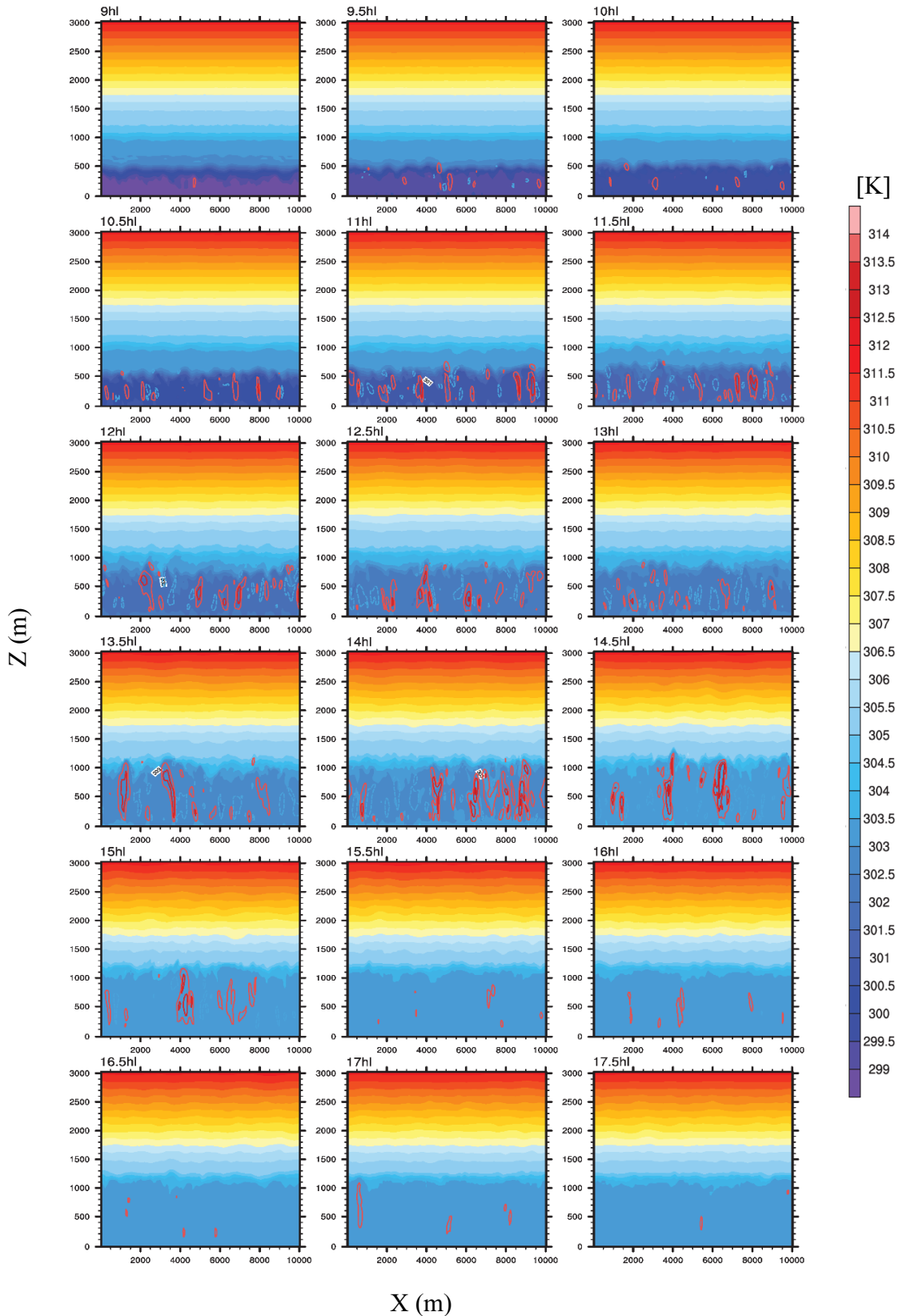


Figura C7: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 16/10 no sítio de floresta na estação de transição.

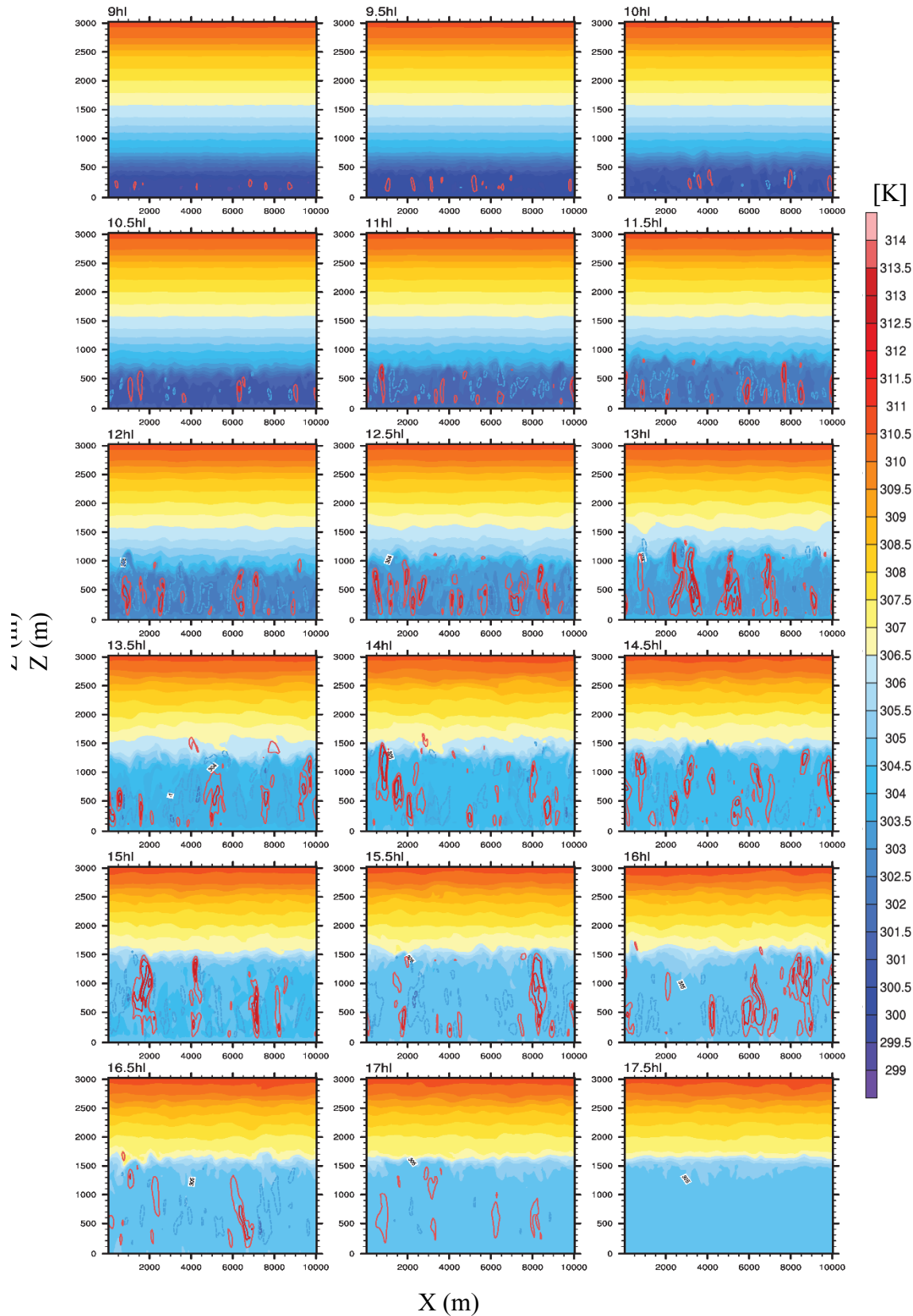


Figura C8: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de temperatura potencial (em K) e contornos de vento vertical (em $m s^{-1}$), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 16/10 no sítio de pastagem na estação de transição.

APÊNDICE D

CORTE XZ HORÁRIO DE UMIDADE ESPECÍFICA SOBREPOSTO POR VELOCIDADE VERTICAL.

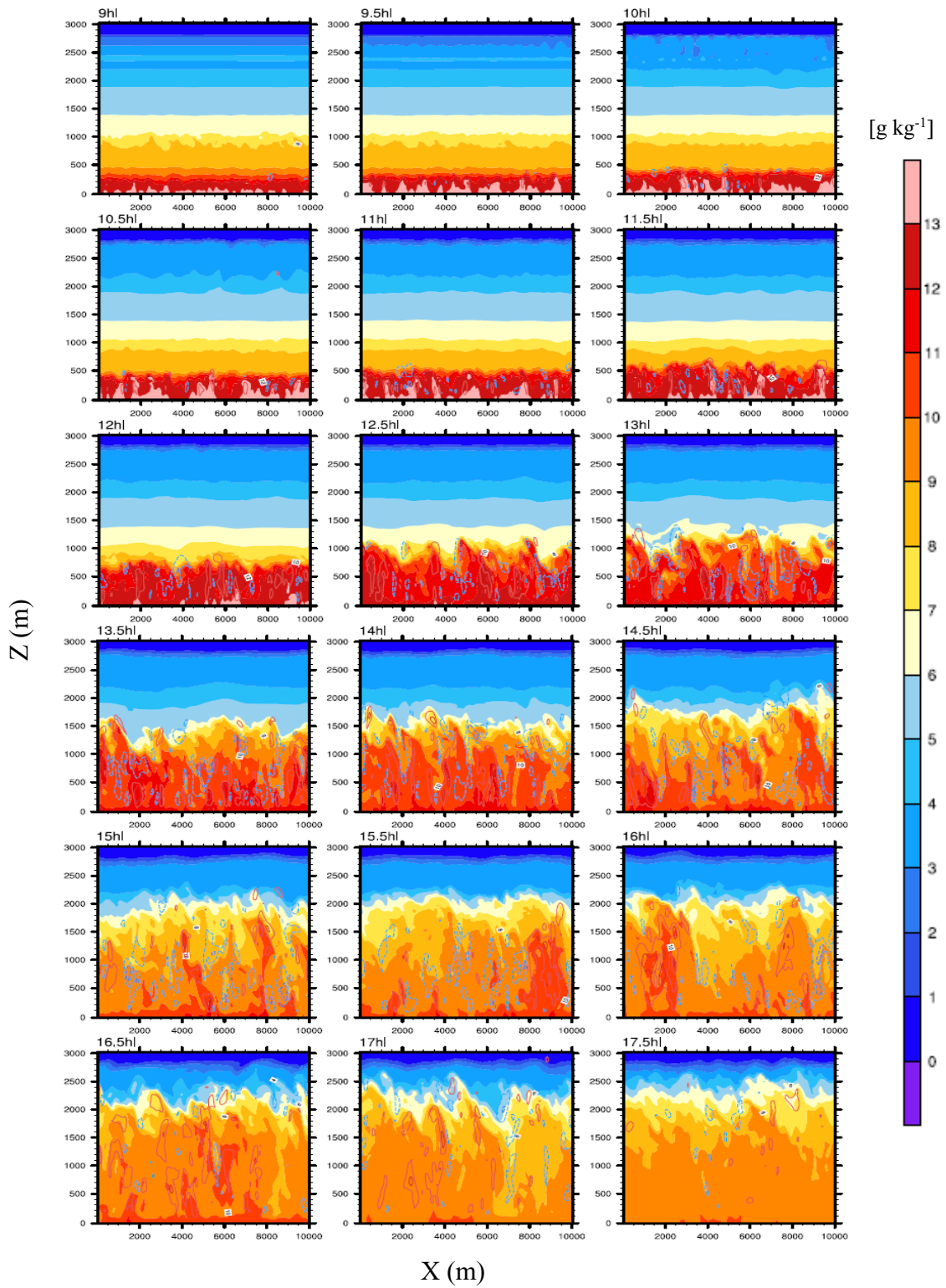


Figura D1: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de floresta na estação seca.

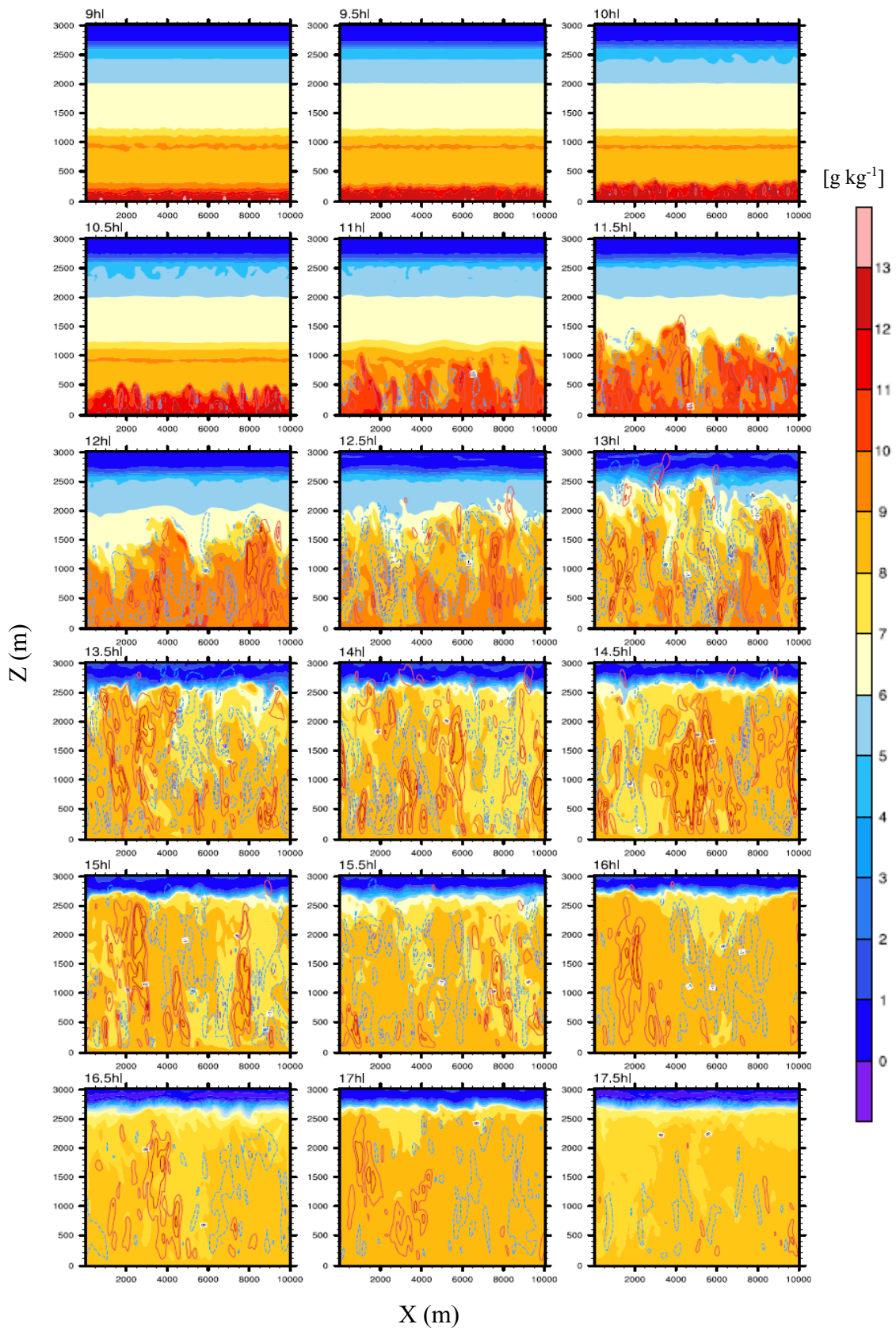


Figura D2: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de pastagem na estação seca.

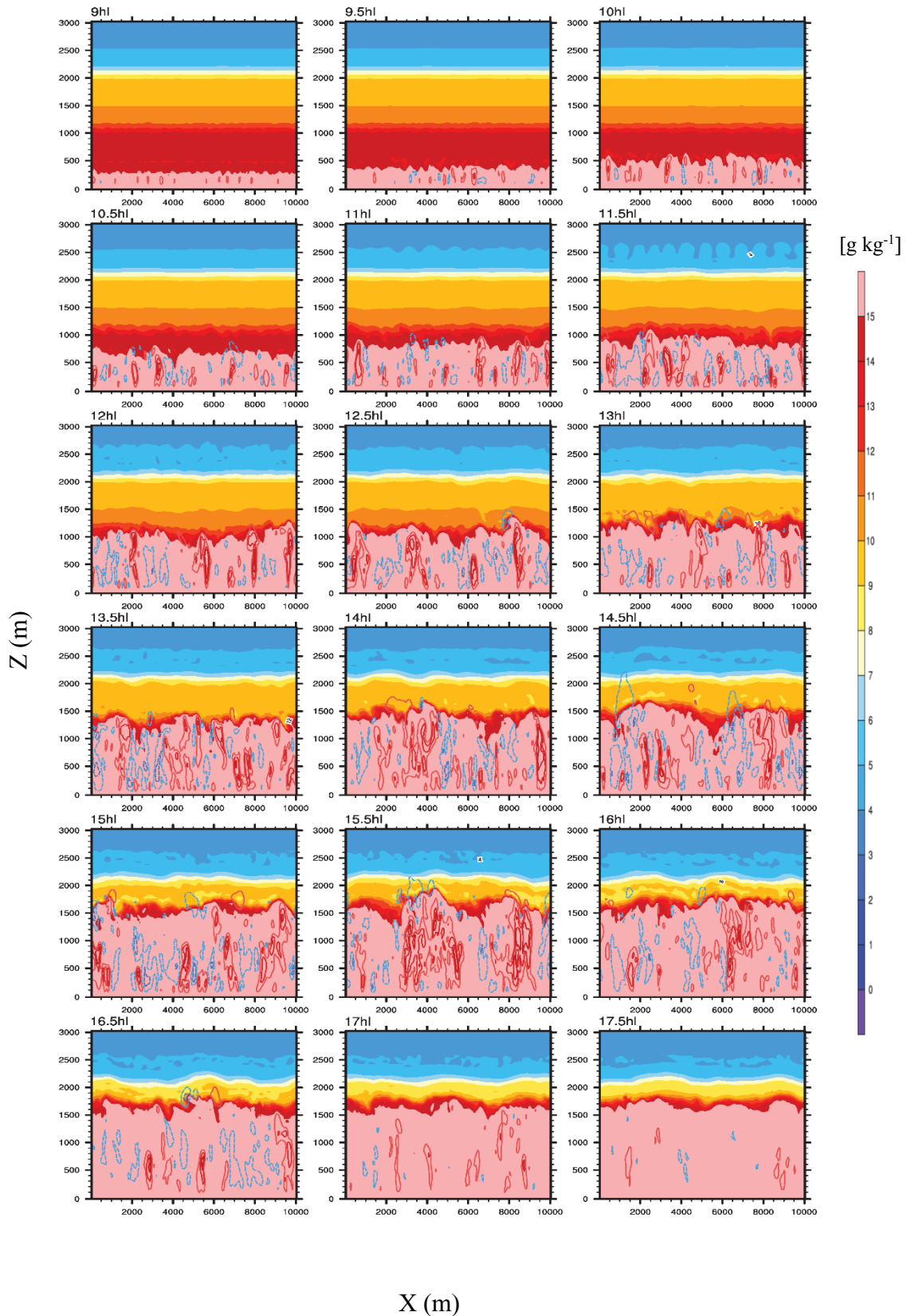


Figura D3: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de floresta na estação chuvosa.

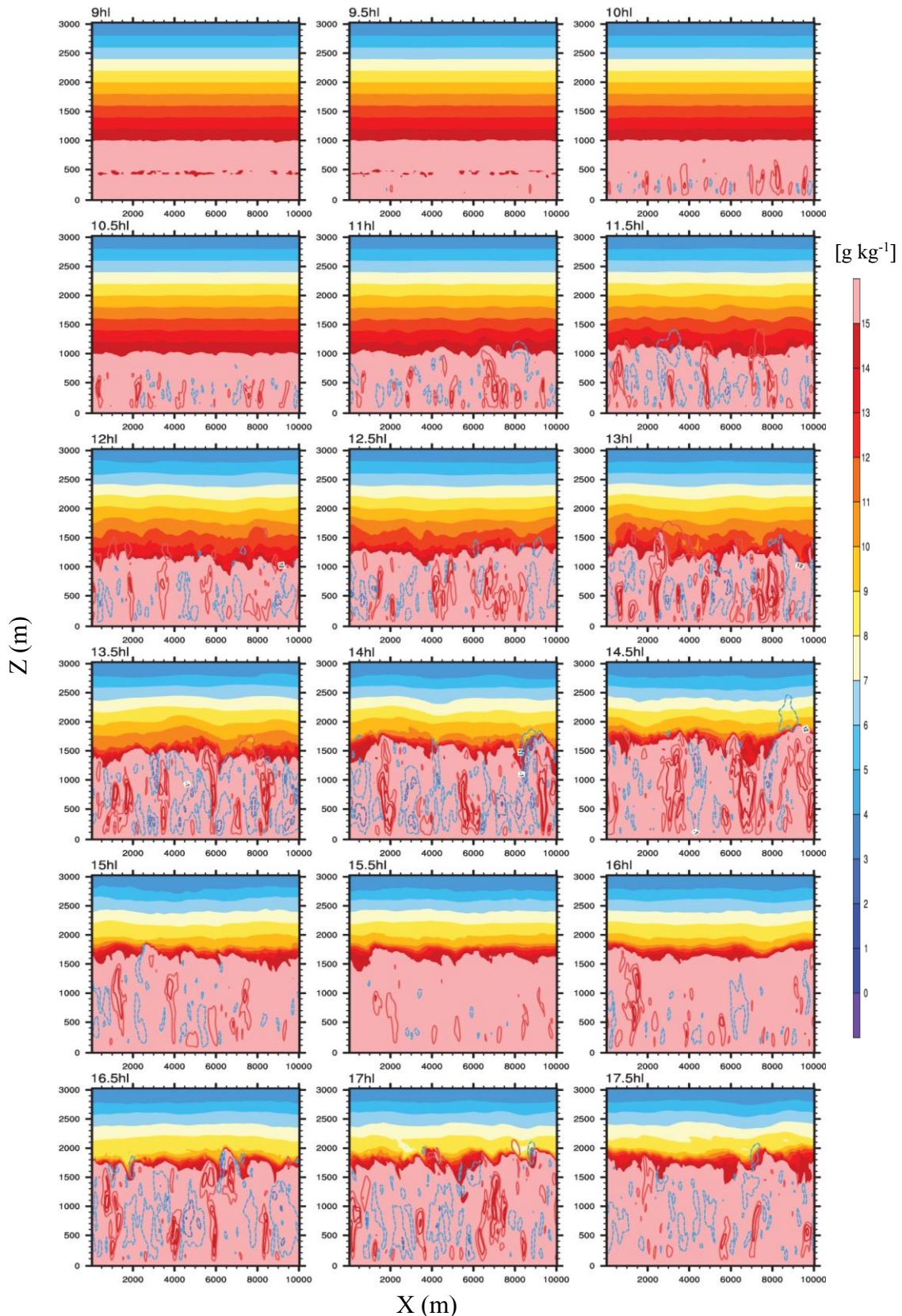


Figura D4: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o sítio de pastagem na estação chuvosa.

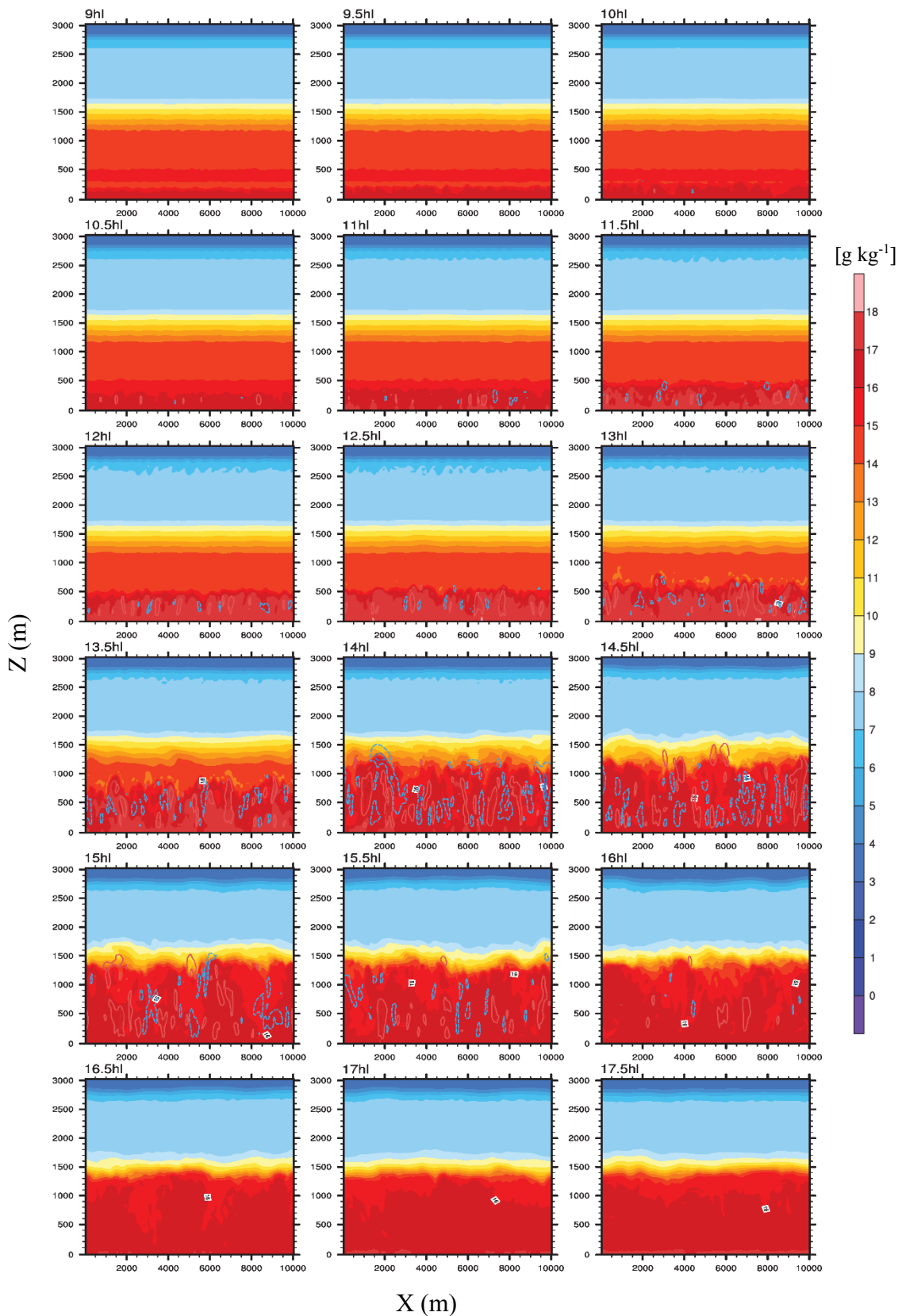


Figura D5: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 19/09 no sítio de floresta na estação de transição.

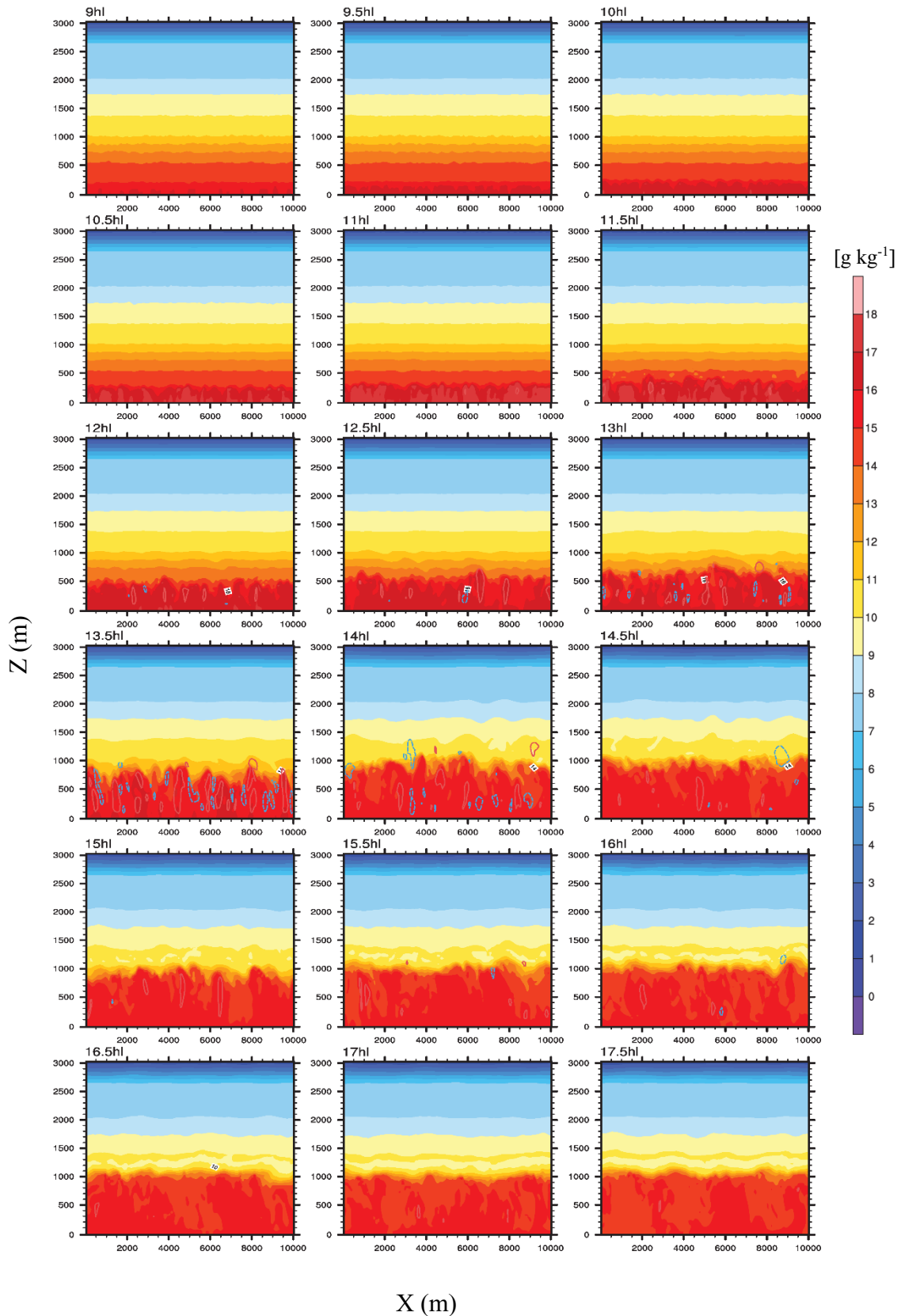


Figura D6: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 19/09 no sítio de pastagem na estação de transição.

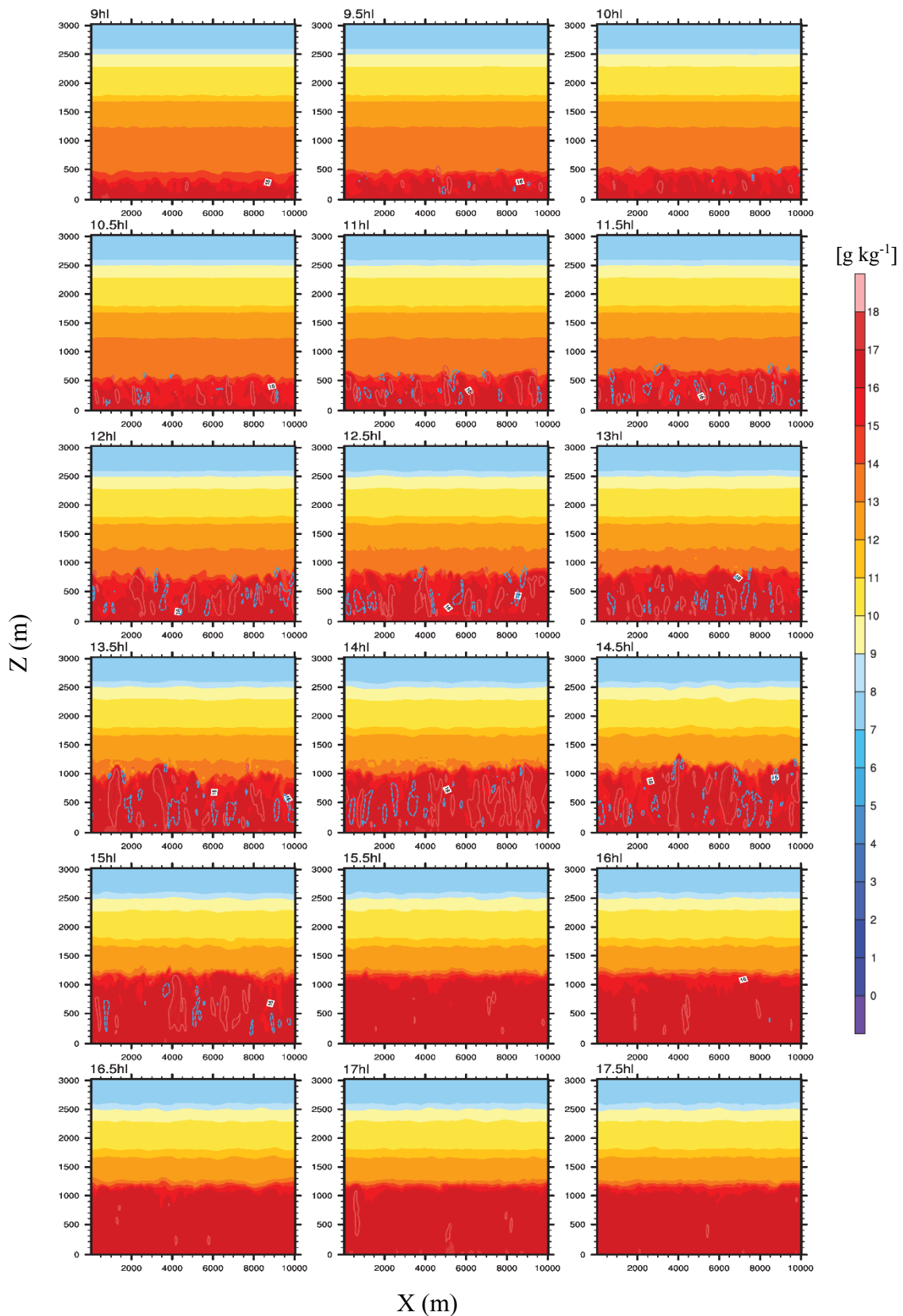


Figura D7: Plano x-z [$y = 5,0 \text{ km}$] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 16/10 no sítio de floresta na estação de transição.

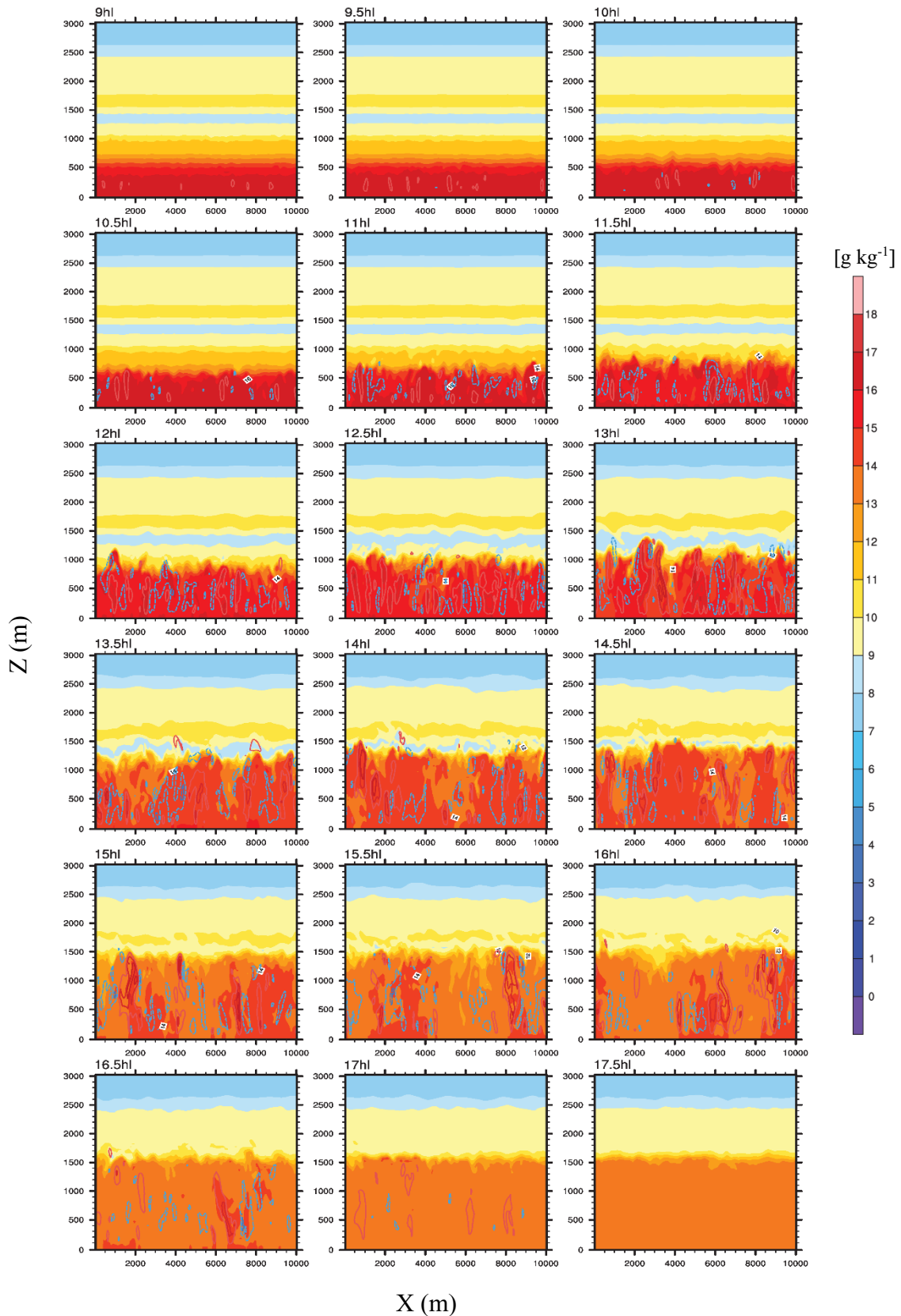


Figura D8: Plano x-z [$y = 5,0$ km] em intervalo de 30 min usando um preenchimento de umidade específica (em g kg^{-1}) e contornos de vento vertical (em m s^{-1}), cores (traço) em vermelho (contínuo) e azul (tracejado) representam movimentos ascendente e descendente, para o dia 16/10 no sítio de pastagem na estação de transição.