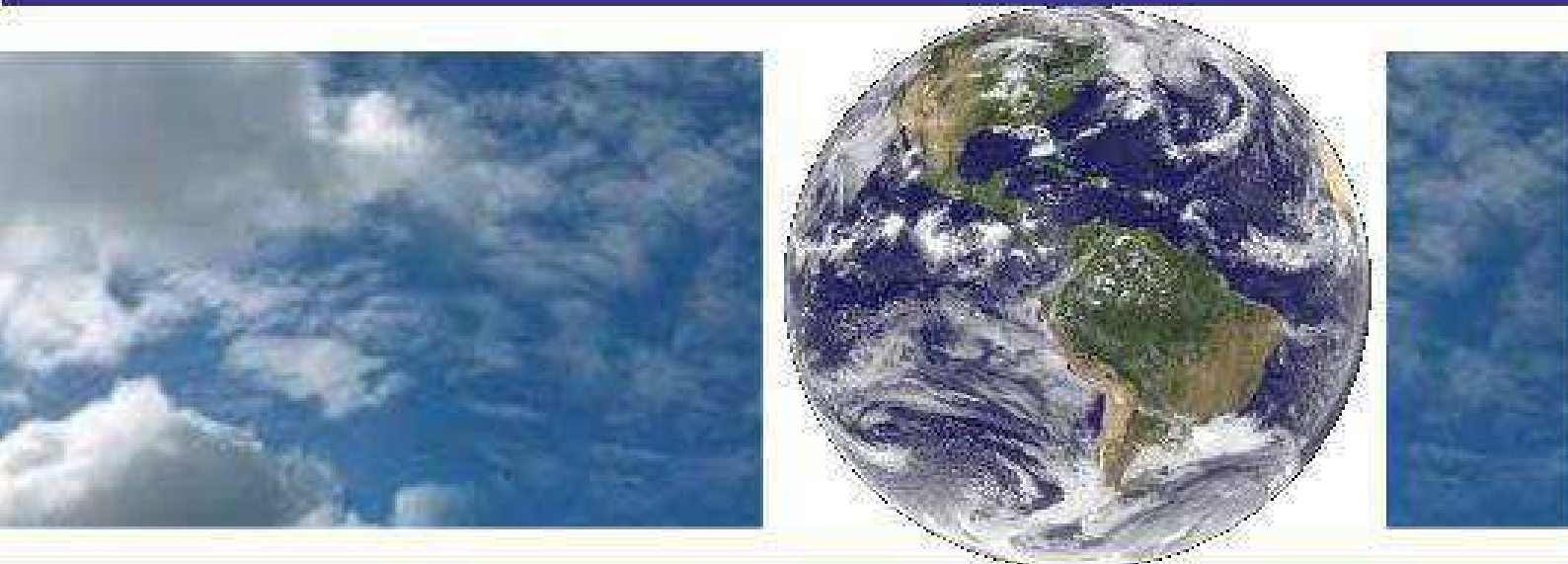


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



TESE DE DOUTORADO

Jonathan Castro Amanajás

**Modelagem do impacto das mudanças de uso e
cobertura do solo no microclima sobre área de cerrado
no Amapá**

**Campina Grande - PB
Outubro de 2015**

JONATHAN CASTRO AMANAJÁS

**MODELAGEM DO IMPACTO DAS MUDANÇAS DE USO E COBERTURA DO
SOLO NO MICROCLIMA SOBRE ÁREA DE CERRADO NO AMAPÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, da Universidade Federal de Campina Grande, como requisito para obtenção do grau de Doutor em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-Área: Sensoriamento remoto e modelagem atmosférica

Orientadora: Prof^ª. Dr^ª. Célia Campos Braga

Prof^ª. Dr^ª. Clênia Rodrigues Alcântara

Campina Grande - PB

Outubro, 2015

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A484m Amanajás, Jonathan Castro.
Modelagem do impacto das mudanças de uso e cobertura do solo no microclima sobre área de cerrado no Amapá / Jonathan Castro Amanajás. – Campina Grande, 2015.
173 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
"Orientação: Profa. Dra. Célia Campos Braga, Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara".
Referências.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Eucalipto - Silvicultura. 3. Resistência Estomática. 4. Cerrado - Amapá. I. Braga, Célia Campos. II. Alcântara, Clênia Rodrigues. III. Título.

CDU 528.8(043)

JONATHAN CASTRO AMANAJÁS

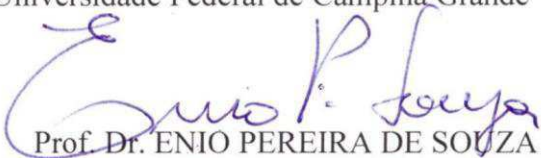
MODELAGEM DO IMPACTO DAS MUDANÇAS DE USO E COBERTURA DO
SOLO NO MICROCLIMA SOBRE ÁREA DE CERRADO NO AMAPÁ


TESE APROVADA EM 27/10/2015

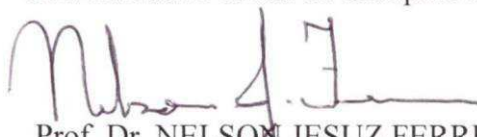
BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCANTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. NELSON JESUZ FERREIRA
Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais


Profa. Dra. MARIA LUCIENE DIAS DE MELO
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas

Existem muitas hipóteses em ciência que estão erradas. Isso é perfeitamente aceitável, eles são a abertura para achar as que estão certas.

Carl Sagan

Aos meus pais, Sidnei e Dinete, que sempre se fizeram presentes em minha vida e sempre me fizeram acreditar em meus objetivos.

AGRADECIMENTOS

Em mais de seis anos fora de casa, longe de minha cidade natal, registrei muitas memórias que, sem dúvidas, permanecerão comigo para sempre, pois ajudaram tanto na minha formação pessoal quanto profissional. Por isso, deixo aqui meus agradecimentos as pessoas que construíram essas memórias e colaboraram para a execução deste trabalho. Agradeço:

A Deus, por permitir que tudo isso acontecesse ao longo de minha vida, e não somente nestes últimos anos, mas que em todos os momentos, inclusive nos mais tortuosos, tem sido meu maior mestre.

Aos meus pais Sidnei Amanajás e Dinete Castro, meus irmãos Thassylany, Jackson e Luan e meus sobrinhos Josh Anthony, Cides Manuel, Guilherme Isis Louyne, pelo amor incondicional em todos os momentos de minha vida, sem os quais não poderia suportar a distância, demonstrando serem minha base forte.

As professoras Célia Campos Braga e Clênia Rodrigues Alcântara, por compartilharem seus conhecimentos durante a orientação deste trabalho, pela confiança, dedicação e paciência, e porque não dizer pela amizade adquirida ao longo destes anos.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, pela contribuição à minha formação profissional. Em especial a professora Magaly Correia que sempre mostrou-se disponível e solícita quando busquei sua ajuda.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, pela oportunidade de adquirir novos conhecimentos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo que possibilitou o desenvolvimento desta pesquisa.

A todos os colegas do Curso de Pós-Graduação, que sempre me apoiaram e acreditaram em meu sucesso. Em especial aos colegas Samira Azevedo, Francineide Santos,

Nilzele Vilhena, Alexandra Tavares, Roni Guedes e Edicarlos Sousa, e suas respectivas famílias, que foram minha família nos últimos anos, meu muito obrigado.

A todos os colegas de trabalho do CTGÁS-ER, pelo suporte e auxílio técnico-científico, fundamentais à minha pesquisa, bem como pelo apoio e compreensão da dupla jornada trabalho-estudos.

A funcionária do Departamento de Ciências Atmosféricas Divanete Rocha, por sua disponibilidade, competência e paciência ao ajudar.

E finalmente a todos que direta ou indiretamente contribuíram com meu sucesso profissional.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Localização da área de estudo e grade de simulação (em destaque). As áreas em laranja referem-se ao cerrado *sensu stricto*.38
- Figura 2. Distribuição das diferentes fisionomias vegetais e tipos de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo. Fonte: adaptado do IBGE.....39
- Figura 3. Mapas de relevo (a) e tipos de solo (b) da área de estudo. Fonte: adaptado do IBGE.43
- Figura 4. Diagrama conceitual da temperatura *versus* albedo da superfície para gerar a fração evaporativa usando a suposição da existência de superfícies úmidas e secas. H e LE são os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente. H_{max} é o fluxo de calor sensível máximo quando $LE = 0$; $LE_{máx}$ é o fluxo de calor latente máximo quando $H = 0$49
- Figura 5. Grades utilizadas nas simulações. A área destacada em vermelho refere-se ao cerrado *sensu stricto*.57
- Figura 6. Mapa de uso e cobertura do solo (*vtype*) descrito pelo modelo BRAMS na grade 1 (resolução do ponto de grade de 16 km): arquivo da versão 4.2 com ruído (a) e arquivo da versão 5.0 corrigido (b).61
- Figura 7. (a) Mapa de topografia, em metros, (b) IVDN e (c) uso e cobertura do solo descrito pelo modelo BRAMS na grade 3 (resolução do ponto de grade de 1 km). Os traçados em preto identificam onde foram realizados cortes transversais para análise do perfil vertical da temperatura potencial (K), razão de mistura do vapor d'água (g/kg) e vento ($u'+w'$, m/s).....62
- Figura 8. Albedo da superfície (α_s) segundo os métodos Liang (a, c, e) e Tasumi (b, d, f) obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a, b), 02/09/2006 (c, d) e 09/09/2012 (e, f).67
- Figura 9. Temperatura da superfície (T_s), em °C, obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).71

Figura 10. Índice de vegetação da diferença normalizada ($IVDN$) obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).....	73
Figura 11. Saldo de radiação à superfície (R_n), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).	77
Figura 12. Fluxo de calor no solo (G_0), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).	82
Figura 13. Fluxo de calor sensível (H), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).	85
Figura 14. Fluxo de calor latente (LE), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).	88
Figura 15. Série temporal da temperatura do ar (a), radiação de onda curta (b), velocidade do vento (c) e precipitação (d) para a simulação CTRL e dados observados entre as 00:00 UTC do dia 11/08/2002 até as 00:00 UTC do dia 14/08/2002.....	92
Figura 16. Temperatura do ar ($^{\circ}C$) a 2 m de altura entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	95
Figura 17. Razão de mistura do vapor d'água ($g.kg^{-1}$) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.....	96
Figura 18. Advecção de temperatura ($10^{-3} \text{ }^{\circ}C.s^{-1}$) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	97
Figura 19. Advecção de umidade ($10^{-3} g.kg^{-1}s^{-1}$) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	98
Figura 20. Direção e intensidade do vento (ms^{-1}) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.....	101

Figura 21. Perturbação do vento (direção e intensidade) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	102
Figura 22. Perfil da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude 0,2°N. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização do cerrado, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.	106
Figura 23. Perfil da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude 0,6°N. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, a sua esquerda tem-se floresta ombrófila densa e a direita cerrado.	108
Figura 24. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e as (h) 17:00 UTC (14:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação CTRL.	110
Figura 25. Saldo de radiação (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	113
Figura 26. Fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	114
Figura 27. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.	115
Figura 28. Fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) as 18:00 UTC (15:00 HL) para as simulações (a) ASSIM, (b) FAE100, (c) FAE200, (d) FAE500, (e) MICROFÍSICA e (f) HOMOGÊNEA.	116
Figura 29. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) as 18:00 UTC (15:00 HL) para as simulações (a) ASSIM, (b) FAE100, (c) FAE200, (d) FAE500, (e) MICROFÍSICA e (f) HOMOGÊNEA.	117

Figura 30. Média diária da umidade do solo (m^3/m^3) sobre a área de estudo.	118
Figura 31. Temperatura do ar ($^{\circ}C$) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h), para o dia 13/08/2002.	128
Figura 32. Razão de mistura do vapor d'água (g/kg) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h), para o dia 13/08/2002.	131
Figura 33. Velocidade do vento ($m.s^{-1}$) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).	133
Figura 34. Saldo de radiação (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).	135
Figura 35. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).	138
Figura 36. Variabilidade horária do fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), cidade (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).	139
Figura 37. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}N$, simulação FAE100. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.	143
Figura 38. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna	

à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$, simulação FAE200. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa..... 145

Figura 39. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$, simulação FAE500. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa..... 147

Figura 40. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE100. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita tem-se floresta ombrófila densa..... 151

Figura 41. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE200. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita tem-se floresta ombrófila densa..... 153

Figura 42. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE500. A barra preta na parte inferior da

figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita
tem-se floresta ombrófila densa..... 155

Figura 43. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00
UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE100.
..... 157

Figura 44. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00
UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE200.
..... 157

Figura 45. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00
UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE500.
..... 158

Figura 46. Diferença entre a precipitação acumulada em 24 horas nos cenários (a) ‘FAE100-
CTRL’, (b) ‘FAE200-CTRL’ e (c) ‘FAE500-CTRL’. 158

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Área e percentual de ocupação de cada classe homogênea de uso e cobertura do solo sobre a região de estudo.....	40
Tabela 2. Classes de uso e cobertura do solo do submodelo LEAF-3.....	53
Tabela 3. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 no experimento CTRL.....	54
Tabela 4. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 no experimento ASSIM.....	55
Tabela 5. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 nos experimentos FAE.	56
Tabela 6. Características gerais das simulações.	59
Tabela 7. Descrição estatística do albedo da superfície (α_s) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	70
Tabela 8. Descrição estatística de temperatura da superfície (T_s) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	72
Tabela 9. Descrição estatística do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	75
Tabela 10. Descrição estatística do saldo de radiação à superfície (R_n), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.....	79
Tabela 11. Descrição estatística do fluxo de calor no solo (G_0), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	84
Tabela 12. Descrição estatística do fluxo de calor sensível (H), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	86

Tabela 13. Descrição estatística do fluxo de calor latente (LE), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.	89
Tabela 14. Valores dos erros e coeficientes de correlação e determinação entre os dados simulados pelo modelo BRAMS e observados na PCD AMCEL.	93
Tabela 15. Valores do $IVDN_{MODIS}$ e $IVDN_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).	119
Tabela 16. Valores do $(\alpha_s)_{MODIS}$ e $(\alpha_s)_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).	120
Tabela 17. Valores do $(R_n)_{MODIS}$ e $(R_n)_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).	121
Tabela 18. Valores do H_{MODIS} e H_{BRAMS} por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).	122
Tabela 19. Valores do LE_{MODIS} e LE_{BRAMS} por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).	123

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMCEL	Amapá Florestal e Celulose S.A.
ANOVA	Análise de Variância
ASSIM	Assimilação
ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BATS	<i>Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
CCM3	<i>Community Climate Model versão 3</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CTRL	Controle
DSA	Dia Sequencial do Ano
EAM	Erro Absoluto Médio
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FAE	Floresta Antropogênica de Eucalipto
GEMBRAMS	<i>General Energy and Mass Transport Model BRAMS</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
HL	Hora Local
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IBIS	<i>Integrated Biosphere Simulator</i>
IEPA	Instituto de Pesquisas Científicas e Tecnológicas do Estado do Amapá
IVDN	Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
LEAF	<i>Land Ecosystem Atmosphere Feedbacks</i>

MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MRT	<i>MODIS Reprojection Tool</i>
NEB	Nordeste Brasileiro
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OGE	<i>Olson Global Ecosystems</i>
PAR	Radiação Fotossinteticamente Ativa
PCD	Plataforma Automática de Coleta de Dados
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RegCM3	<i>Regional Climate Model version 3</i>
REMQ	Raiz do Erro Médio Quadrático
SADS	Sistema de Assimilação de Dados do Solo
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SIPAM	Sistema de Proteção da Amazônia
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
S-SEBI	<i>Simplified Surface Energy Balance Index</i>
SSiB	<i>Simplified Simple Biosphere</i>
TEB	<i>Town Energy Budget</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
WGS	<i>World Geodetic System</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZEE	Zoneamento Ecológico Econômico

LISTA DE VARIÁVEIS E SÍMBOLOS MATEMÁTICOS

W	Água precipitável
α_s	Albedo da superfície
θ_z	Ângulo zenital solar
r	Coefficiente de correlação linear de Person
r^2	Coefficiente de determinação
K_t	Coefficiente de turbidez da atmosfera
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
S_0	Constante solar
d	Distância relativa Terra-Sol
ε_a	Emissividade atmosférica
ε_0	Emissividade da superfície
ε	Erro absoluto percentual
LE	Fluxo de calor latente
G_0	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
Λ	Fração evaporativa
g	grama
°C	graus Celsius
°N	graus norte
°W	graus oeste
K	Kelvin
m	metros
μm	micrometros

mm	milímetros
min	minutos
%	porcento
P_{atm}	Pressão atmosférica
e_a	Pressão de vapor d'água
km	quilômetros
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente na superfície
$R_{S\downarrow}$	Radiação solar de onda curta incidente na superfície
β	Razão de Bowen
ρ	Reflectância da superfície
R_n	Saldo de radiação à superfície
s	segundos
T_s	Temperatura da superfície
T_a	Temperatura do ar
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica
W	Watts
Z	altitude

RESUMO

O objetivo deste estudo foi contribuir para a compreensão dos padrões meteorológicos, de fluxos de superfície e circulações atmosféricas locais, sobre ecossistemas naturais e mudanças de uso e cobertura do solo na Amazônia Oriental. Para isso foram realizados estudos sobre dois biomas representativos, floresta amazônica e cerrado, e um antrópico, silvicultura de eucalipto, a partir da análise de imagens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo do satélite Terra, e de simulações numéricas com o modelo atmosférico de mesoescala *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS). A partir de três diferentes imagens MODIS/Terra foi possível observar que a vegetação exerce um papel importante sobre o microclima local, de modo que a conversão de cerrado para floresta de eucalipto, ocasionou redução no albedo (α_s) e na temperatura da superfície (T_s); aumento no saldo de radiação (R_n) e no fluxo de calor latente (LE) e redução nos fluxos de calor no solo (G_o) e calor sensível (H). De modo geral, os fluxos de calor sensível e latente estimados pelo algoritmo S-SEBI, com o uso de imagens MODIS/Terra, variaram de acordo com o tipo de uso e cobertura do solo e responderam às alterações biofísicas nas regiões em estudo, mostrando coerência na distribuição espacial e concordância com os valores encontrados por outros estudos. Nas simulações com o modelo BRAMS, os impactos mais significativos estatisticamente, seja de mudanças no uso do solo, como a substituição do cerrado por eucalipto, seja na cobertura do solo, como a redução da vegetação, ocorreram na razão de mistura do vapor d'água e na velocidade do vento, ambas sobre o cerrado. Foi observado ainda, em ambos os cenários, um aumento considerável na temperatura do ar, porém, sem significância estatística. A análise de sensibilidade do modelo BRAMS para três valores distintos de resistência estomática mínima de uma floresta de eucalipto (100, 200 e 500 $s.m^{-1}$), na formação de circulações atmosféricas locais, demonstraram que este foi sensível as alterações propostas. No cenário com resistência estomática de 100 $s.m^{-1}$, por exemplo, a circulação formada promoveu aumento na precipitação acumulada sobre o alvo 'cerrado', quando comparada a simulação controle. Diferente dos cenários com resistência estomática de 100 e 200 $s.m^{-1}$, a circulação formada a partir do cenário com resistência estomática de 500 $s.m^{-1}$ produziu um volume de precipitação sobre a floresta ombrófila densa, não observado nas demais simulações.

Palavras-chave: silvicultura de eucalipto, resistência estomática, cerrado, Amazônia.

ABSTRACT

The aim of this study was to contribute to the understanding of weather patterns, surface fluxes and local atmospheric circulations over natural ecosystems and changes in use and cover of land in eastern Amazon. It was studied two representative biomes, Amazon forest and cerrado, and one anthropic biome, eucalyptus silviculture, using sensor images Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), aboard the Terra satellite, and numerical simulations with Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). From three different images MODIS / Terra was observed that the vegetation plays an important role on the local microclimate, so that the cerrado conversion in eucalyptus forest reduced albedo (α_s) and surface temperature (T_s); increased net radiation (R_n) and latent heat flux (LE) and reduced ground heat flux (G_0) and sensible heat (H). Overall, the sensible and latent heat fluxes estimated by S-SEBI algorithm, using MODIS/Terra images, varied according to the type of land use/cover and responded to biophysical changes in the regions under study, showing coherence in spatial distribution and agreement with the values found in other studies. In the simulations with BRAMS, the most statistically significant impacts, either in changes in land use, as replacing the cerrado by eucalyptus, either in land cover, as reducing vegetation, occurred in the ratio of water vapor mixture and wind speed, both on the cerrado. It was also observed in both scenarios a considerable increase in air temperature, but without statistical significance. The BRAMS model sensitivity analysis for three different values of minimum stomatal resistance of a eucalyptus forest (100, 200 and 500 $s.m^{-1}$), in the formation of local atmospheric circulations, showed that it was sensitive to changes proposals. In the scenario with stomatal resistance of 100 $s.m^{-1}$, for example, the induced circulation promoted an increase in accumulated precipitation on the target 'cerrado' when compared with the control simulation. Different of scenarios with stomatal resistance of 100 and 200 $s.m^{-1}$, the circulation formed in the scenario with stomatal resistance of 500 $s.m^{-1}$, produced a volume of precipitation over tropical rain forest not observed in other simulations.

Keywords: eucalyptus silviculture, stomatal resistance, cerrado, Amazon.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	24
2 OBJETIVOS.....	27
2.1 Objetivo Geral.....	27
2.2 Objetivos Específicos	27
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	28
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	38
4.1 Descrição da área de estudo.....	38
4.1.1 Características climáticas	41
4.1.2 Características geomorfológicas.....	42
4.2 Dados orbitais e de superfície utilizados na estimativa e validação dos componentes do balanço de energia	43
4.3 Estimativa do balanço de energia utilizando sensoriamento remoto.....	44
4.3.1 Saldo de radiação à superfície	44
4.3.2 Fluxo de calor no solo	47
4.3.3 Fluxos turbulentos de superfície.....	48
4.4 Metodologia do experimento numérico.....	50
4.4.1 Descrição do modelo atmosférico BRAMS	50
4.4.2 Descrição dos cenários e simulações numéricas	54
4.4.3 Variáveis de entrada do modelo BRAMS	60
4.5 Análises estatísticas dos resultados	62

4.5.1 Validação da simulação controle.....	62
4.5.2 Análise comparativa dos resultados obtidos por sensoriamento remoto e modelagem numérica da atmosfera.....	64
4.5.3 Análise de sensibilidade do modelo BRAMS as mudanças de uso e ocupação do solo .	64
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
5.1 Estimativa do balanço de energia à superfície utilizando imagens MODIS/Terra através do algoritmo S-SEBI	66
5.1.1 Albedo da superfície (α_s)	66
5.1.2 Temperatura da superfície (T_s).....	70
5.1.3 Índice de vegetação por diferença normalizada (<i>IVDN</i>)	73
5.1.4 Saldo de radiação (R_n).....	76
5.1.5 Fluxo de calor no solo (G_0)	81
5.1.6 Fluxo de calor sensível (H)	84
5.1.7 Fluxo de calor latente (LE).....	87
5.2 Simulação numérica do impacto das mudanças de uso e cobertura do solo	90
5.2.1 Validação da simulação controle a partir de dados observados	90
5.2.2 Variabilidade espaço-temporal dos parâmetros meteorológicos simulados no experimento CTRL.....	93
5.3 Análise comparativa entre estimativas MODIS/Terra e BRAMS.....	118
5.4 Análise de sensibilidade do modelo BRAMS às mudanças de uso e cobertura do solo ..	124
5.5 Efeitos da conversão da vegetação natural para silvicultura de eucalipto: impacto do controle estomático da vegetação em circulações atmosféricas locais.....	140

6 CONCLUSÕES	159
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade climática da região amazônica, bem como suas características físicas relacionadas, está intimamente vinculada às peculiaridades fisiológicas da vegetação e sua evolução nos ecossistemas. De acordo com Malhi & Phillips (2005), as florestas tropicais são as mais ricas em biodiversidade e, provavelmente, as menos compreendidas do planeta. Devido a sua posição geográfica, as trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera são bastante intensas.

Mudanças nos ecossistemas amazônicos, decorrentes do desflorestamento ou mudanças no uso do solo, podem provocar impactos na circulação atmosférica, no transporte e balanço de umidade da região (CORREIA *et al.*, 2007; NOBRE *et al.*, 2009). Estes armazenam biomassa em forma de carbono e aportam mais biodiversidade do que qualquer outro sistema vivo na face da Terra. Contudo, só recentemente a temática tem sido tratada de forma mais adequada, não somente em decorrência do desflorestamento e fragmentação florestal, mas também das alterações relacionadas aos processos de variabilidade climática.

Neste sentido, uma maneira mais racional de se investigar as principais condições climáticas nesta região seria através de observações meteorológicas, voltadas especialmente para as interações entre o clima e a dinâmica da vegetação. Outro aspecto importante de se estudar a região amazônica está vinculado à necessidade de conhecer melhor seus sistemas abióticos e suas interações com os sistemas bióticos, uma vez que alterações provocadas no primeiro podem repercutir diretamente no segundo e vice-versa. Por exemplo, a cobertura vegetal de uma região e os diversos parâmetros meteorológicos relacionados ao tipo de clima e de solo, predominante na mesma, podem sofrer influência provocada pela ação antrópica.

Um aspecto interessante do presente estudo é a localização geográfica do Estado do Amapá, onde se podem observar fortes interações entre seus biomas representativos (floresta e cerrado) e os sistemas atmosféricos atuantes (Brisas, Linhas de Instabilidade, Zona de Convergência Intertropical), além dos fenômenos locais, que conferem ao Estado, características especiais no que diz respeito às interações climáticas com a flora e outros componentes da biodiversidade regional (FIGUEROA & NOBRE, 1990; RAO & HADA, 1990).

Na Amazônia, a variabilidade espaço-temporal pluviométrica, característica da região, resulta em modificações imediatas no escoamento produzido nas bacias hidrográficas e na disponibilidade da água nos mananciais (FISCH *et al.*, 1998). Tais implicações decorrentes de transformações em escalas reduzidas, durante breves ou longos períodos de tempo, podem repercutir negativamente, e significativamente, sobre seus ecossistemas.

Estudos realizados mundialmente apontam a modelagem numérica como uma ferramenta de fundamental importância para a melhor compreensão da dinâmica atmosférica, assim como, para a previsão do tempo e clima. Contudo, o ponto determinante para a qualidade de uma simulação numérica depende dos parâmetros iniciais introduzidos nos modelos.

Gutman & Ignatov (1998) observaram que a introdução de mapas da fração de cobertura vegetal e índice de área foliar, obtidos a partir do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) do *Advanced Very High Resolution Radiometer/National Oceanic and Atmospheric Administration* (AVHRR/NOAA), nos dois modelos de previsão numérica do *National Weather Service* (regional Eta e global) mostrou mudanças consideráveis nos fluxos de superfície, quando comparado com a fração vegetada utilizada anteriormente (invariante).

Melo (2003) analisou a influência da cobertura vegetal na configuração dos parâmetros de superfície do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) para a região Nordeste do Brasil (NEB), com a introdução de dados obtidos por sensoriamento remoto. Os resultados mostraram um aumento na radiação de onda longa emitida, com consequente aumento da temperatura em superfície.

Houborg *et al.* (2007) empregaram um método numérico de otimização do cômputo de três parâmetros biofísicos de plantios de cevada, trigo e floresta decídua, o índice de área foliar, teor de clorofila e águas totais, usando o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), a bordo do satélite Terra-Aqua, em um modelo de reflectância do dossel da vegetação. O estudo foi desenvolvido na Ilha de Zealand (Dinamarca). Os resultados apontaram melhorias consideráveis nos parâmetros biofísicos estimados quando comparados a observações *in situ*.

A estimativa da variação espacial dos processos evaporativos é fundamental em muitas aplicações relacionadas à modelagem hidrológica e climática (MOHAMED *et al.*,

2004). Devido à escassez de dados meteorológicos, os modelos atmosféricos e hidrológicos são alimentados com dados com resolução inadequada para representar as situações atmosféricas que se deseja modelar. A quantificação de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução espaço-temporal possibilita considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos de previsão do tempo e clima.

Assim, a importância de se discutir e elaborar estudos mais aprofundados, tanto em escala regional quanto local, para melhor compreender os impactos decorrentes do comportamento do clima sobre a biodiversidade tropical na Amazônia é urgente.

Do ponto de vista do desenvolvimento científico regional, é notória a carência de estudos climatológicos especificamente associados à vegetação no Estado do Amapá. Os poucos estudos existentes são insipientes para gerar informações úteis e atualizadas que possam contribuir para o desenvolvimento desta ciência acoplada às necessidades da gestão, preservação e conservação da biodiversidade tropical.

Considerando os escassos estudos realizados abordando a biodiversidade e suas interações com o meio físico abiótico na Amazônia, e em particular no Estado do Amapá, este estudo traz como contribuições, na geração de novos conhecimentos sobre os ecossistemas locais, respostas as seguintes indagações: (a) qual seria o nível de equilíbrio/desequilíbrio entre a vegetação e a atmosfera diante das mudanças de uso e cobertura do solo observadas na região? (b) E quais as consequências das mudanças de uso e cobertura do solo nas circulações locais e no transporte e balanço de umidade?

Ciente da necessidade e urgência de medidas mitigadoras de impactos ambientais sobre a biodiversidade, em especial do bioma cerrado, o uso do sensoriamento remoto, juntamente com a modelagem numérica da atmosférica, deverão ser convenientemente aplicados para avaliar os efeitos da mudança da composição da vegetação sobre as condições de tempo local.

Em meio a esta contextualização, mesmo que bastante conceitual, este estudo possui um caráter prático do ponto de vista operacional, uma vez que foram utilizadas ferramentas que permitiram a representação e análise de condições hipotéticas que não podem ser medidas ou reproduzidas em experimentos de campo.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Analisar a variabilidade das principais variáveis meteorológicas sobre áreas de cerrado *sensu stricto* e *Eucalyptus* sp, utilizando dados de sensoriamento remoto e simulações numéricas da atmosfera, discutindo-se como as mudanças de uso e cobertura do solo podem compor essa forma de variabilidade.

2.2 Objetivos Específicos

- Descrever os padrões espaciais dos fluxos de energia à superfície sobre cerrado *sensu stricto* e floresta de *Eucalyptus* sp no Estado do Amapá, estimados através de dados de sensoriamento remoto;
- Investigar como as diferenças de fluxos de energia à superfície estão correlacionadas com as mudanças de uso do solo, ou seja, troca do cerrado *sensu stricto* por silvicultura de *Eucalyptus* sp;
- Analisar a variabilidade diária dos fluxos de energia à superfície sobre a área de estudo em três cenários distintos, induzidos pela mudança de vegetação, através de simulações numéricas com o modelo *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS);
- Entender como os processos de mudanças de uso e cobertura do solo influenciam as condições de tempo local.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Um dos grandes desafios ambientais reside em compreender as inter-relações entre o recurso natural e a pressão evolutiva empreendida pelo ser humano (pressão socioeconômica). Para compreender essa relação é necessário avaliar e quantificar, de alguma forma, o padrão da ação humana sobre o espaço. Neste contexto, o uso do solo e alterações em sua cobertura se inserem como variáveis fisicamente indispensáveis para analisar a expansão da atividade antrópica de uma determinada região.

Os conceitos de cobertura e uso do solo são análogos, podendo se confundir em alguns casos, mas não são iguais. Cobertura do solo compreende a caracterização do estado físico, químico e biológico da superfície terrestre, por exemplo, floresta, pastagem, água, ou área construída; enquanto uso do solo refere-se à destinação que o homem confere a terra, fazendo uso de seus recursos ou impactando sobre eles, por exemplo, pecuária, silvicultura, recreação, conservação e área residencial (BRIASSOULIS, 1999).

De acordo com Turner & Meyer (1994), uma única classe de cobertura pode suportar múltiplos usos, ao mesmo tempo, que um único sistema de uso pode incluir diversas coberturas. Mudanças no uso do solo, normalmente, acarretam mudanças em sua cobertura, mas podem ocorrer modificações na cobertura sem que isto signifique alterações no seu uso.

Alterações nos padrões de uso e cobertura do solo têm despertado grande interesse devido ao acelerado processo de mudanças ocorridas nas últimas décadas e aos possíveis impactos ambientais dessas mudanças, que causam preocupações desde o nível local até o global. São preocupações a nível global, os processos de desertificação, perda da biodiversidade e destruição de habitats.

Em termos regionais, as questões ambientais relacionadas as mudanças no uso/cobertura do solo são bem conhecidas: poluição do ar e da água, degradação do solo, desertificação, eutroficação de corpos d'água (processo de poluição de corpos d'água, deixando-a com níveis baixíssimos de oxigênio dissolvido), acidificação, assim como as questões de perda de biodiversidade. Em nível local, podem ser citados os problemas de erosão, sedimentação, contaminação e extinção de espécies. Em áreas urbanas, é preocupante, inclusive para países desenvolvidos, a expansão dos subúrbios e áreas industriais nas periferias das grandes cidades, causando perda de áreas para agricultura e de vegetação

natural; e, finalmente, nos países subdesenvolvidos, as precárias condições de vida e ambientais resultantes do rápido crescimento de centros urbanos (LAMBIN *et al.*, 2003).

Embora sejam, principalmente, os impactos negativos que motivem o interesse pelo entendimento dos processos de mudança no uso e ocupação do solo, nem sempre as mudanças são negativas (BRIASSOULIS, 1999). A questão mais importante que se coloca atualmente é a sustentabilidade do desenvolvimento, e o balanço adequado entre as questões sociais, econômicas e ambientais envolvidas.

Em função do tipo de ação antrópica realizada, diferentes efeitos sobre determinado bioma podem ocorrer. Essas atividades podem ser basicamente classificadas em agrícolas, industriais e de ocupação urbana. Cada atividade apresenta características distintas, que resultam em impactos de maneiras diferenciadas nos recursos naturais. A ocupação urbana e as atividades industriais causam, em sua maioria, poluição do tipo pontual, diferentemente da atividade agrícola, que é difusa, de difícil estudo e detecção (PRADO & NOVO, 2005).

As condições de cobertura vegetal interferem nas vazões máximas e no potencial erosivo pluvial, ao influenciar a interceptação e infiltração das precipitações e a evapotranspiração e atenuar as variações no regime hídrico. A cobertura florestal é uma barreira física ao carreamento de sedimentos e concentra suporte à mineralização de nutrientes na solução do solo e à neutralização de compostos tóxicos e agentes patogênicos (TUCCI, 2002). Ou seja, a vegetação protege o solo contra erosões, desmoronamentos de encostas e assoreamento dos corpos d'água, contribuindo para a preservação do solo e os seus atributos. Nas práticas silviculturais de reflorestamento e colheita florestal, os maiores impactos são causados pelo carreamento para os corpos d'água dos sedimentos provenientes das estradas (BROWN & BRINKLEY, 1994).

As inquietações sobre como as mudanças no uso e cobertura do solo influenciam os processos de superfície terrestre, e conseqüentemente o clima, surgiram há várias décadas atrás. Em meados dos anos 1970, foi reconhecido que a mudança da cobertura do solo modifica o albedo da superfície e, portanto, as trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, impactando no clima regional (OTTERMAN, 1974; CHARNEY & STONE, 1975; SAGAN *et al.*, 1979). No início de 1980, destacou-se a importância dos ecossistemas terrestres como fontes e sumidouros de carbono, o que ressaltou o impacto da mudança de uso e cobertura do solo sobre o clima global através do ciclo do carbono (WOODWELL *et al.*,

1983; HOUGHTON *et al.*, 1985). Posteriormente, Eltahir & Bras (1996) destacaram a importante contribuição da evapotranspiração local para o ciclo da água em função da cobertura do solo, outro impacto considerável de mudanças no uso e cobertura do solo no clima, e neste caso da escala regional à local.

Estudos destinados a avaliar impactos climáticos decorrentes de mudanças no uso e cobertura do solo no Brasil, mais especificamente na região Amazônica, envolvendo trocas de energia e massa entre a floresta, áreas de pastagens e a atmosfera, tiveram maior visibilidade com os trabalhos de Rocha *et al.* (1996), Fisch *et al.* (1997) e Nobre *et al.* (1999).

Rocha *et al.* (1996) utilizaram o modelo unidimensional SiB-1D, de interação superfície-vegetação, para mostrar como a umidade e o estresse hídrico do solo, durante a estação seca sobre floresta e pastagem na Amazônia, modificam o balanço de energia à superfície. Através de simulações por curtos períodos (2 dias) mostraram a capacidade de calcular os componentes do balanço de energia à superfície na Amazônia e a dinâmica da camada limite, quando comparados às observações de campo. Posteriormente, em um segundo experimento, o modelo foi usado para testar a sensibilidade do esquema de convecção profunda para uma série de situações de convergência de umidade típica de baixos níveis, e um terceiro teste investigou a precipitação convectiva local, gerada a partir de floresta e pastagem em função da disponibilidade de umidade no solo. Os resultados mostraram que a precipitação sobre a floresta pareceu ser quase insensível ao estresse hídrico do solo, enquanto que sobre a área de pastagem houve redução da precipitação. Quando a água disponível no solo foi reduzida abaixo de um limiar de 60%, a precipitação calculada sobre as áreas de pastagem rapidamente diminuiu. Embora estes resultados sejam limitados pelo curto período de integração e perfis atmosféricos iniciais, eles ajudam a fortalecer a suposição de que o desmatamento reduz a evaporação e precipitação convectiva, especialmente durante a estação seca, corroborando com resultados anteriores obtidos em experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA).

Fisch *et al.* (1997) utilizaram o modelo de circulação geral da atmosfera do *United Kingdom Meteorological Office* (MCGA - *UKMet Off*) para analisar modificações microclimáticas provocadas pelo desmatamento na Amazônia, mais especificamente, em Ji-Paraná, Rondônia. De acordo com os autores, de modo geral, a substituição de floresta por pastagem provocou, em nível sazonal, redução no saldo de radiação de ondas curtas e total, aumento na temperatura média do ar, pequena redução na umidade específica do ar, aumento

da velocidade do vento, redução na evaporação e precipitação e um período de seca mais prolongado, estende-se de junho à julho no cenário floresta para maio à agosto no cenário pastagem.

Pielke *et al.* (1999) compararam simulações realizadas pelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) a dados observados, para avaliar em que grau as mudanças de uso do solo no sul da Flórida, Estados Unidos, podem ter afetado a precipitação local. Foram realizados três experimentos durante o bimestre julho-agosto usando reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). No primeiro, simularam a precipitação a partir da vegetação encontrada em 1973. No segundo, simularam a precipitação usando a condição vegetal observada em 1993. E finalmente, no terceiro experimento, simularam a paisagem de 1900, quando a região estava perto de seu estado natural. Os experimentos se diferiram apenas na definição de categoria de uso do solo (em termos de tipo e quantidade de cobertura vegetal). Durante o período avaliado, houve uma redução de 9% na precipitação média sobre o sul da Flórida na condição simulada para o ano de 1973, e de 11% para o ano de 1993, em comparação com os resultados do modelo para a situação encontrada em 1900. As observações disponíveis sobre esta região foram consistentes com essas tendências. Além da redução no volume da precipitação pluviométrica, também foram observados, pelos autores, mudanças nos fluxos de calor sensível e latente, e na temperatura do ar. Segundo os mesmos, tais alterações podem estar relacionadas à conversão generalizada das classes de vegetação natural a solo urbano, agrícola e pastagem.

Tucci (2002) estudando as características fisiográficas regionais e as circulações de menores escalas a elas associadas, sugere que estas podem causar significativa influência no clima regional ou local, a exemplo das brisas marítimas e terrestres, e vento de vale e montanha. Ou seja, diferenças no uso do solo podem provocar circulações atmosféricas do tipo brisa. Florestas e pastagens têm sido mais detalhadamente estudadas em função dos intensos gradientes impostos nas trocas de calor sensível e evapotranspiração. Entretanto, circulações atmosféricas podem também ser geradas por contrastes de umidade de solo associados aos processos de irrigação, chuvas preferenciais em algumas regiões e outros processos análogos.

Correia & Dias (2003) realizaram uma simulação com o modelo RAMS, juntamente com dados observacionais, para avaliar a ocorrência de mudanças climáticas sobre a Bacia do Rio São Francisco (Submédio) ligadas à construção da represa de Sobradinho. Segundo as

autoras, a modificação da cobertura da terra faz com que as propriedades físicas de superfícies inundadas se tornem distintas daquelas das áreas não-inundadas, resultando em diferenças entre as trocas de energia destas superfícies com a atmosfera e, conseqüentemente, entre a temperatura do ar sobre a água e a temperatura do ar acima do terreno vizinho, bem como sobre a umidade atmosférica e a intensidade do vento, causando queda nos valores de temperatura máxima na área atingida pela brisa lacustre. Ressaltam ainda que a intensidade da brisa lacustre é altamente dependente da configuração das margens e uso do solo nas áreas circundantes.

Gandu *et al.* (2004) realizaram simulações numéricas com o modelo RAMS sobre o leste da Amazônia, durante um período de 13 meses, de 01 de agosto de 2000 a 01 de setembro de 2001. O objetivo foi avaliar os impactos decorrentes da substituição de floresta por pastagem sobre o clima. Duas simulações foram realizadas e, posteriormente, comparadas: uma mantendo os padrões da vegetação original e outra substituindo os parâmetros biofísicos da vegetação do tipo floresta pelos do tipo pastagem. Esses autores verificaram alguns impactos resultantes desta alteração, como por exemplo, diminuição da precipitação em áreas costeiras e seu aumento em áreas mais internas do continente, aumento do fluxo de calor sensível e diminuição do fluxo de calor latente. A velocidade do vento próximo à superfície foi a variável meteorológica que apresentou a mudança mais significativa. A redução do coeficiente de rugosidade, resultante da mudança de floresta por pastagem, aumentou a velocidade de vento próximo as regiões costeiras. Ainda segundo os autores, o aumento da velocidade do vento diminuiu a convergência de umidade local e, conseqüentemente, reduziu os totais de precipitação em regiões próximas.

Negrón Juárez (2004), através de simulações numéricas com o modelo BRAMS, abordou como as mudanças de uso do solo afetam os padrões de variabilidade climática e de fluxos de superfície no Sudeste do Brasil. Seus resultados indicam que a mudança de uso da terra influencia na distribuição espacial de chuvas, acentuando-a sobre algumas áreas, e reduzindo-a sobre outras, e ainda aumentando a temperatura do ar à superfície.

Estudos realizados por Casagrande (2005) na bacia hidrográfica do ribeirão dos Marins, Estado de São Paulo, utilizando diferentes técnicas de geoprocessamento, mostraram que a ausência de floresta e o uso e cobertura inadequados do solo são responsáveis pela perda de fertilidade, aumento da ocorrência de enxurradas e inundações, deslizamento de encostas, redução das áreas úteis para agricultura e pecuária, assoreamento das nascentes e

leitos dos ribeirões.

Correia *et al.* (2006) avaliaram as consequências climáticas decorrentes de alterações da cobertura vegetal da Amazônia Legal a partir de três cenários de desflorestamento: (i) alterações atuais (PROVEG); (ii) previstas para o ano de 2033 (CEN2033) e (iii) desflorestamento total da Amazônia (DESFLOR). Para isso utilizaram o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), acoplado ao esquema de superfície *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB). Nos três cenários, grande parte da energia disponível foi direcionada para aquecer a atmosfera (calor sensível). Observou-se, também para os três cenários, o mecanismo de retroalimentação negativo, com maior quantidade de umidade sendo transportada para a região desflorestada, como forma de minimizar os efeitos da redução na evapotranspiração. O aumento da convergência de umidade foi maior que a redução na evapotranspiração nos cenários CEN2033 e PROVEG, conduzindo a um aumento na precipitação. Situação diferente foi observada pelo autor no cenário extremo DESFLOR, em que o aumento local na convergência de umidade não foi intenso o suficiente para gerar aumento na precipitação. Com o MCGA, as mudanças decorrentes dos três cenários afetaram significativamente os balanços de radiação, de energia e de água, bem como a estrutura dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, a convergência de umidade e de massa em baixos níveis, principalmente na estação seca, pois o solo estava sob estresse hídrico. A redução do saldo de radiação, nos três cenários, foi governada pelo aumento da perda de radiação de onda longa causado por mudanças significativas na temperatura da superfície.

Ostwald & Chen (2006) usaram dados dos sensores MODIS e *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), ambos a bordo do satélite Terra, para mostrar como as mudanças de uso do solo estão correlacionadas com as variações climáticas. Ambos forneceram informações úteis ao monitoramento da mudança de vegetação, bem como para estudar os impactos destas no clima. Seus resultados mostraram que, em geral, os índices de vegetação apresentam maior correlação com a temperatura do que com a precipitação, indicando que a umidade disponível é muito importante para a vegetação nesta área. Baixa temperatura, muitas vezes implica em menor evapotranspiração e, portanto, menos estresse hídrico. Por outro lado, se há mais vegetação há também mais transpiração, o que por sua vez tem um efeito de arrefecimento da temperatura.

França *et al.* (2007) utilizaram imagens de satélite da série LANDSAT e incorporaram estas a simulações numéricas do modelo BRAMS, a fim de tornar a cobertura da terra no modelo mais próxima da realidade e, assim, detectar e avaliar possíveis mudanças na cobertura do solo e suas implicações climáticas. Duas simulações foram realizadas, levando em consideração as características atuais da superfície e de trinta anos atrás. Os autores mostraram que mudanças no uso e cobertura da terra decorrentes do aumento de áreas urbanas, da construção de novos reservatórios e da modificação da cobertura vegetal sobre o vale do Paraíba e vizinhanças, foram capazes de influenciar a circulação atmosférica local. As alterações climáticas nas áreas onde foram construídas as represas de Paraibuna e Jundiá, como o aumento nos valores de temperatura do ar, de umidade específica, de calor latente e velocidade do vento, indicaram a contribuição da implantação destes reservatórios na geração de microclimas na região.

Correia *et al.* (2008) investigaram os possíveis impactos das mudanças de cobertura do solo no clima regional na Amazônia a partir de quatro cenários: (a) sem desmatamento; (b) alterações atuais; (c) desmatamento previsto para o ano de 2033 e (d) desflorestamento total da Amazônia, utilizando o modelo regional Eta, juntamente com o *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB). A partir das simulações com o Eta, os impactos mais significativos observados pelo autor ocorreram nos balanços de radiação e de energia, para todos os cenários, durante o período seco da região, pois menos água no solo estava disponível para a evapotranspiração. Em todos os cenários houve aumento da temperatura da superfície. Nos cenários (b) e (c), o fluxo de radiação de onda curta incidente a superfície diminuiu devido a um aumento na cobertura de nuvens sobre as áreas desmatadas, o que contribuiu para a redução do saldo de radiação a superfície. Nos cenários (a), (b) e (c), um mecanismo de *feedback* negativo foi observado no ciclo hidrológico, com maior quantidade de umidade sendo transportada para as áreas desmatadas. O aumento da convergência de umidade foi maior que a redução na evapotranspiração nos cenários (b) e (c), que em conjunto com os processos termodinâmicos de mesoescala causaram um aumento na precipitação. Situação diferente foi observada no cenário (d), em que o aumento local da convergência de umidade não foi suficientemente intenso para gerar um aumento na precipitação. Assim, o desmatamento parcial na Amazônia pode realmente levar a um aumento na precipitação local. No entanto, se aumentar o desmatamento, esta condição torna-se insustentável, levando a condições mais secas e, conseqüentemente, a redução da precipitação na região.

Costa & Pires (2010) investigaram o impacto de diferentes cenários de desmatamento na Amazônia e no Brasil Central sobre o regime de chuvas no arco do desmatamento, a partir de oito cenários de desflorestamento para os anos de 2030 e 2050. Utilizando o modelo *Community Climate Model* versão 3 (CCM3) acoplado ao *Integrated Biosphere Simulator* (IBIS), demonstraram que os efeitos climáticos do desmatamento variam consideravelmente, dependendo se considerarmos a região da floresta tropical como um todo, ou apenas o arco do desmatamento. Especificamente, na região da floresta, mudanças no regime de chuvas são mais dependentes do desmatamento da floresta tropical. Na região do arco do desmatamento, as reduções na precipitação são dependentes tanto do desmatamento da floresta tropical como da região do cerrado adjacente. Combinando os efeitos de ambos os cenários, concluíram que a estação seca pode aumentar de 5 a 6 meses, levando a alterações consideráveis no equilíbrio da biosfera-atmosfera na região. Esse estudo demonstrou, ainda, que a avaliação de cenários futuros de uso da terra no cerrado também é necessária para entender o futuro do clima e saúde dos ecossistemas da Amazônia.

Recentemente, estudos realizados por Gomes *et al.* (2009) e Silva *et al.* (2010) utilizando imagens TM - Landsat 5, e Santos *et al.* (2015) utilizando imagens MODIS/Terra, atestaram que os padrões de albedo, temperatura do ar e outras componentes dos balanços de radiação e energia claramente indicam que a substituição do Cerradão por cana-de-açúcar na bacia hidrográfica do Mogi-Guaçu, promove alterações climáticas capazes de aumentar a temperatura do ar substancialmente, com diferença de temperatura sempre de 2,0 °C a 3,0 °C entre os dois biomas.

Beltrán-Przekurat *et al.* (2012) utilizaram o modelo acoplado biosfera-atmosfera, GEMRAMS, para avaliar os potenciais efeitos de mudanças no uso e cobertura do solo sobre o sul da América do Sul, em escala de tempo sazonal (primavera/início do verão austral). Foram simulados três cenários de uso e cobertura do solo: situação atual (paisagem agrícola), natural (antes da colonização europeia) e de arborização para três períodos associados com condições ENOS. Os autores obtiveram como resultado, no cenário caracterizado como paisagem agrícola, um aumento generalizado do albedo, reduzindo a energia disponível próxima da superfície, o que resultou em mudanças no particionamento dos fluxos de energia, levando a distintas respostas de temperatura. As variações de temperatura, induzidas pelas mudanças no uso e cobertura do solo, foram espacialmente heterogêneas e com um componente sazonal associado à fenologia da vegetação. A arborização resultou, de modo

geral, em temperaturas mais baixas. No geral, os impactos foram reforçados durante anos secos, mas a resposta também dependeu do tipo de vegetação envolvida na conversão. Os efeitos sobre a precipitação foram insignificantes no cenário de conversão para agricultura e um aumento foi encontrado no cenário com arborização.

Rocha *et al.* (2012) realizaram um estudo de vulnerabilidade climática utilizando o modelo de área limitada GEMBRAMS, com o intuito de avaliar os impactos na temperatura da superfície e no balanço de umidade na Amazônia, decorrentes das mudanças no uso e cobertura do solo e do aumento nas emissões dos gases de efeito estufa na atmosfera. Os resultados encontrados por esses autores revelaram aumento na temperatura da superfície e redução no regime de precipitação sobre a bacia amazônica. Estes resultados estão intimamente relacionados ao desflorestamento e o aumento nas emissões dos gases do efeito estufa, ambos ocorrendo simultaneamente. Tal mudança no ciclo hidrológico e a elevação da temperatura da superfície podem levar a uma estação seca prolongada, conduzindo a um novo estado de equilíbrio do sistema clima-bioma, ou seja, um novo domínio morfoclimático mais adaptável a estas condições climáticas.

Lee & Bae (2012) avaliaram o efeito local da mudança climática sobre a Coreia do Sul, a partir de dados de um modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) e do modelo climático regional RegCM3, para o qual um cenário de aumento de gases de efeito estufa foi aplicado. Os resultados mostraram um aumento na temperatura anual a 2 m de altura sobre a Coreia do Sul de cerca de 4,6 °C no final do século 21. Esse aumento seria maior no inverno do que em outras épocas do ano. A precipitação anual teria um aumento global de cerca de 30%, sendo maior em agosto e variando por regiões climáticas. Os autores observaram, ainda, uma estreita relação entre o aumento de precipitação e o aumento no vapor d'água atmosférico. Além disto, as mudanças de temperatura e precipitação acompanharam o aumento da altitude, tendo estreita relação com o enfraquecimento das monções.

Rodriguez *et al.* (2014) estudaram os possíveis impactos da fragmentação da paisagem, devido a mudanças de uso e cobertura do solo, na precipitação sobre a bacia do Ji-Paraná, na região amazônica, usando o modelo atmosférico Eta. De acordo com estudos observacionais, os resultados encontrados por esses autores, a partir de simulações de cenários com fragmentação da paisagem e em condições imaculadas, não mostraram impactos estatisticamente significativos sobre a precipitação na região. Os resultados indicaram que a variabilidade da precipitação na região é controlada, principalmente, por sistemas

atmosféricos de grande escala e condições de umidade do solo. Observaram, ainda, que diferentes padrões de fragmentação da paisagem resultaram na interação de diferentes processos locais, que, conseqüentemente, resultaram em diferentes impactos sobre os campos de precipitação, principalmente no que diz respeito ao aumento e redução da precipitação em pontos isolados. Contudo, algumas limitações foram identificadas nas simulações do modelo, associadas principalmente ao tempo de integração, que pode não ter sido suficiente para atingir o equilíbrio entre a umidade e a cobertura do solo.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo é dividido em três partes. Inicialmente, uma visão geral sobre a fisionomia vegetal da área de estudo, bem como os diferentes tipos de uso encontrados na região e suas características biofísicas serão apresentados. Posteriormente, em duas outras seções, serão apresentadas as técnicas utilizadas para a estimativa do balanço de energia à superfície e os diferentes cenários simulados de mudanças na cobertura do solo.

4.1 Descrição da área de estudo

O Estado do Amapá está situado em dois importantes domínios geográficos – o amazônico e o oceânico, que lhe confere singular e exuberante diversidade de ambientes naturais. Possui uma área de 142.828,520 km² (IBGE, 2010). Faz fronteira com o Estado do Pará a sudeste e sudoeste, os países Suriname e Guiana Francesa a noroeste, e o Oceano Atlântico a leste (Figura 1).

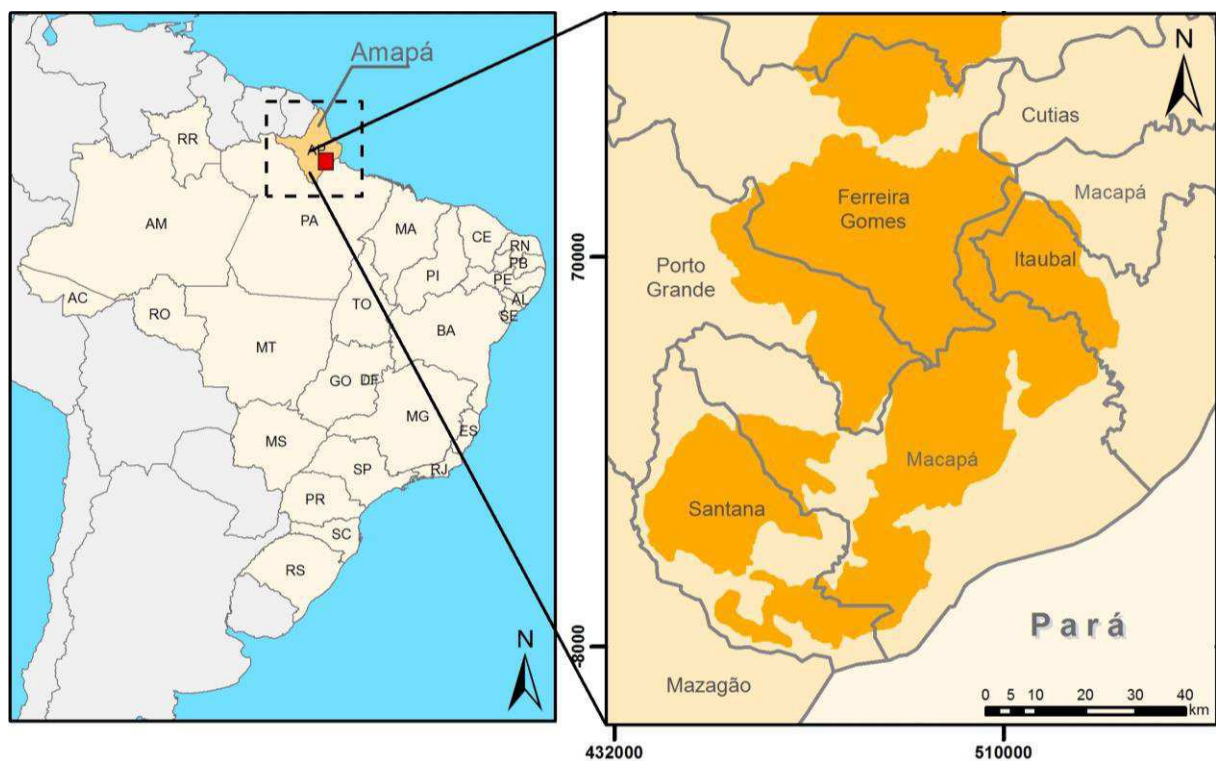


Figura 1. Localização da área de estudo e grade de simulação (em destaque). As áreas em laranja referem-se ao cerrado *sensu stricto*.

Sua cobertura florestal apresenta três padrões dominantes: de natureza inundável, savanítica (cerrado) e florestal de terra firme (ZEE, 2008), como mostra a Figura 2. Para se avaliar mais detalhadamente as estimativas dos fluxos de superfície para diferentes tipos de uso e cobertura do solo, sobre a grade de simulação, foram selecionadas oito áreas homogêneas: área urbana (A); cerrado (B); floresta ombrófila densa (C) e silvicultura de eucalipto e/ou pinus (D1 a D5). Na Tabela 1, encontram-se as informações quanto a extensão das oito áreas homogêneas analisadas e suas respectivas taxas percentuais de uso e/ou ocupação do solo em relação a área total simulada.

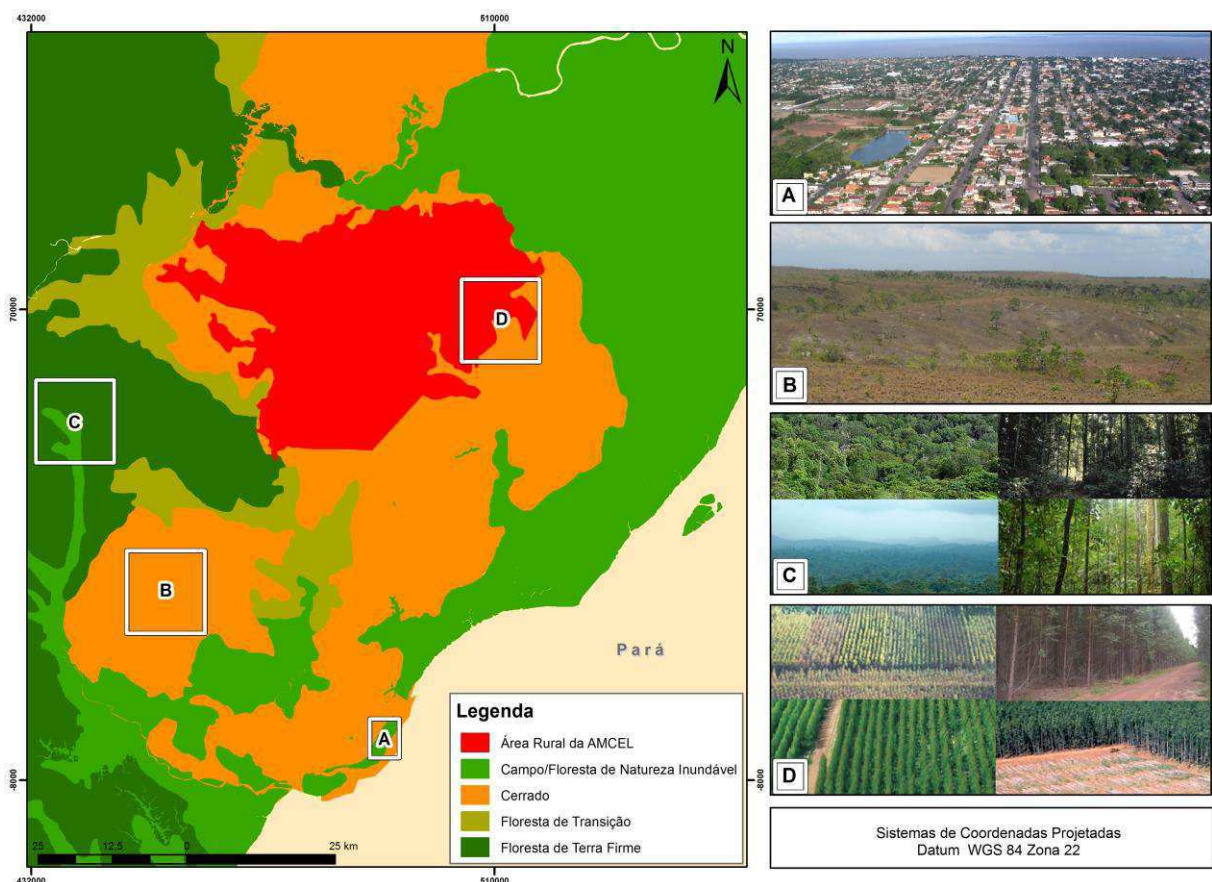


Figura 2. Distribuição das diferentes fisionomias vegetais e tipos de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo. Fonte: adaptado do IBGE.

Tabela 1. Área e percentual de ocupação de cada classe homogênea de uso e cobertura do solo sobre a região de estudo.

Classes de uso e/ou cobertura do solo		Área	
		km ²	%
A	Área urbana	10,82	0,07
B	Cerrado	165,71	1,00
C	Floresta ombrófila densa	210,61	1,27
D1	Silvicultura 1	37,28	0,23
D2	Silvicultura 2	25,73	0,16
D3	Silvicultura 3	21,80	0,13
D4	Silvicultura 4	21,21	0,13
D5	Silvicultura 5	41,77	0,25

O Estado do Amapá é um dos mais preservados do Brasil, com cerca de 70,4% de suas terras protegidas (VERÍSSIMO *et al.*, 2011). Os recursos florestais do Estado exercem fundamental importância no equilíbrio paisagístico da floresta amazônica como um todo, seja no estabelecimento de projetos de desenvolvimento turístico seja em planos de conservação ambiental.

O cerrado é um ambiente regulado por condições naturais particulares, dentre as quais se destacam os gradientes climático e pedológico. No caso particular do cerrado amapaense, embora conservem algumas similaridades com os cerrados do planalto central, apresentam características particulares, atribuídas à sua própria história evolutiva no âmbito dos regimes amazônicos. De fato, no conjunto de suas particularidades, algumas são facilmente reconhecíveis, como é o caso de seus padrões florísticos e gradientes físico-químicos do solo. Sua fisionomia vegetativa se apresenta na forma campestre, marcada por uma flora lenhosa dispersa, com profundas adaptações fisiológicas e morfológicas às condições limitantes do meio físico e às formas de manejo inadequados - queimadas sazonais (ZEE, 2008).

A análise comparativa, das características específicas, das áreas cobertas por floresta de eucalipto e cerrado, partiu da premissa de que a área escolhida deveria ser uma área representativa, que contemplasse os mais expressivos tipos de uso do solo, buscando possibilitar a subdivisão desta, em microrregiões com características diversas. Logo, a área deveria ser uma região delimitada por vegetação específica, passível de expansão urbana e/ou agrícola, mas com remanescentes florestais de onde partiria a hipótese de existência de bioma natural não degradado. Atrelado a estes motivos e o interesse em estudar a região amazônica,

foi escolhida uma área de cerrado *sensu stricto*, no sudeste do Estado do Amapá, compreendendo os Municípios de Macapá, Porto Grande, Ferreira Gomes, Itaubal e Santana (Figura 1).

A região do estudo compõe a maior porção de cerrado amapaense, onde se localiza, também, uma das três áreas do empreendimento da Amapá Florestal e Celulose S.A – AMCEL, empresa de base florestal, que produz mudas, planta e colhe florestas renováveis de *Eucalyptus spp* – com predomínio de híbridos de espécies deste gênero, principalmente *E. urophylla* e *E. grandis*, para fins de produção de cavacos e biomassa (Figura 2D). A área de plantio da AMCEL estende-se ao longo de quatro municípios no Estado do Amapá: Macapá, Ferreira Gomes, Porto Grande e Itaubal, uma área de 954,03 km² às margens da BR - 156, representando 47,3% da área total concedida a empresa para reflorestamento (Figura 2).

4.1.1 Características climáticas

A área de estudo está localizada na região equatorial do globo, onde as trocas de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera são bastante intensas. Mudanças em superfície, decorrentes do desflorestamento/reflorestamento, podem provocar impactos na circulação atmosférica, no transporte de umidade para e da região e no balanço de umidade (CORREIA *et al.*, 2007; NOBRE *et al.*, 2009).

Estudos climáticos realizados na Amazônia Oriental apresentam como o tipo climático característico dessa região, segundo a classificação de Köppen, o megatérmico Af, caracterizando-a como clima quente tropical úmido, com chuvas em todas as estações (tendo período menos chuvoso de curta duração) e temperatura média no mês mais frio acima de 18°C, com médias entre 24 e 26 °C (FISCH *et al.*, 1998; PEREIRA *et al.* 2002). As altas temperaturas estão associadas à intensa radiação solar incidente na região, embora grande parte da energia seja convertida em calor latente de evaporação, já que esta região do globo, é uma das principais fontes continentais de vapor d'água que, em grande parte, é advectado para as latitudes mais elevadas, sendo outra parte levada para a atmosfera superior e liberada na forma de calor latente (VIANELLO & ALVES, 2000).

A umidade relativa do ar média anual varia de 80% a 85% e é uma consequência da alta evapotranspiração reinante sobre a área. Os valores pluviométricos médios anuais variam de 2.500 mm a 3.000 mm, os quais estão concentrados, principalmente, nos períodos do verão

e outono austral, quando se tem sobre a Região Amazônica a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), associada aos sistemas frontais do Hemisfério Sul e aos movimentos convectivos locais. Essa composição sinótica, que provoca chuvas intensas e de longa duração, notabilizando o período chuvoso, pode sofrer grande variação devida à influência do fenômeno El Niño - Oscilação Sul (AMANAJÁS & BRAGA, 2012).

4.1.2 Características geomorfológicas

Tanto o relevo quanto o tipo de solo podem influenciar na resposta termal dos alvos de determinada superfície terrestre, haja vista fatores como o teor de água, a cor e a composição mineral presentes, em diferentes proporções, nas diferentes classes de solo (RICKLEFS, 1996). De oeste para leste, a área de estudo abrange as seguintes unidades geomorfológicas: depressão marginal norte-amazônica, tabuleiros costeiros e planícies fluviomarinhas/lacustres (ROSS, 2009).

As áreas representativas da unidade depressão marginal norte-amazônica apresentam altimetrias que oscilam entre 200 e 300 metros, caracterizada por colinas médias e pequenas com formas de topos e vertentes levemente convexas e alta densidade de canais de drenagem, e alguns pequenos morros residuais geralmente associados a intrusões graníticas (Figura 3a). O tipo de solo que recobre, predominantemente, esses terrenos é o argissolo vermelho-amarelo distrófico, cuja porcentagem de saturação por bases é inferior a 50%, sendo portanto, bastante ácido e de fertilidade média ou baixa (Figura 3b).

Os tabuleiros costeiros apresentam relevo na forma de colinas amplas e de topos convexas em alguns trechos e topos planos em outros, vales entalhados e vertentes escarpadas, com altimetrias entre 20 e 50 metros (Figura 3a). Os tipos de solos que recobrem essa unidade geomorfológica são o latossolo amarelo distrófico (de cor nitidamente amarela) e o latossolo vermelho-amarelo distrófico (de cor nitidamente laranja), como se observa na Figura 3b.

As planícies fluviomarinhas/lacustres apresentam relevo plano, com altitudes entre 1 e 10 metros (Figura 3a). O tipo de solo que recobre essa unidade geomorfológica é o gleissolo háplico eutrófico, cuja concentração de nutrientes é considerado em níveis ótimos, ou quase ótimos, para o crescimento de plantas e animais (Figura 3b).

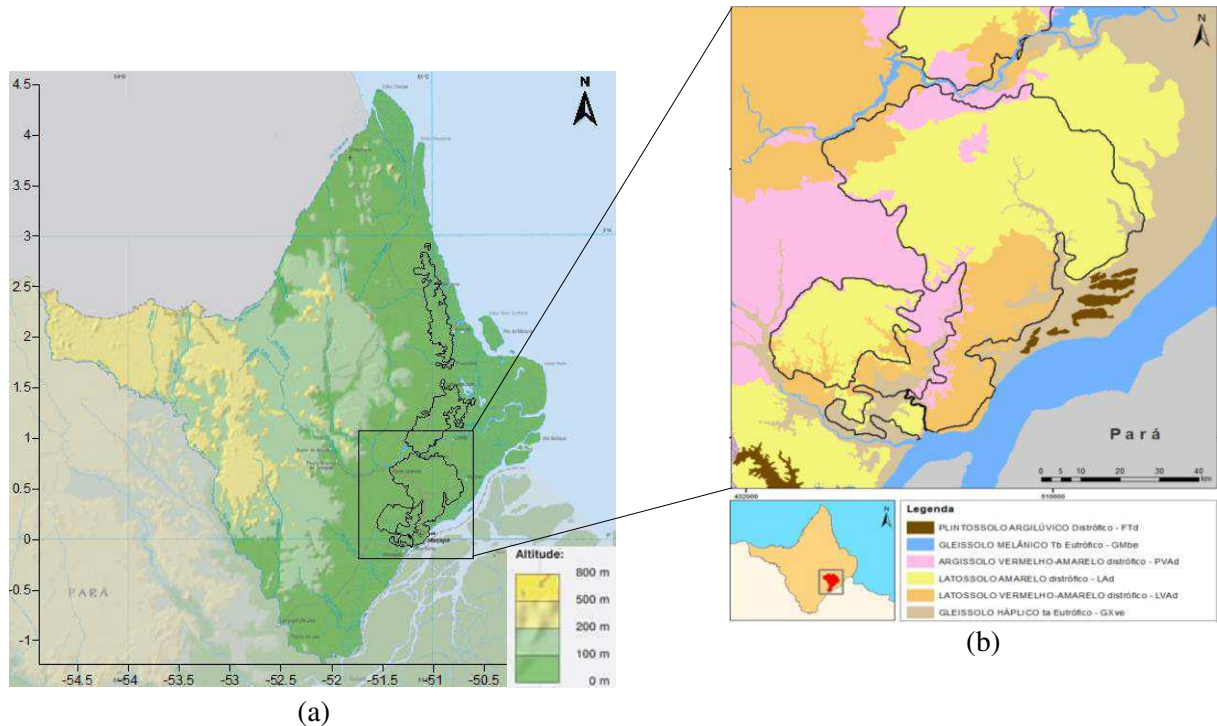


Figura 3. Mapas de relevo (a) e tipos de solo (b) da área de estudo. Fonte: adaptado do IBGE.

4.2 Dados orbitais e de superfície utilizados na estimativa e validação dos componentes do balanço de energia

Os componentes do balanço de energia à superfície (saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente) foram estimados usando dados orbitais gerados pelo sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), a bordo do satélite Terra, referentes aos dias 13/08/2002, 02/09/2006 e 09/09/2012.

Para a escolha das imagens levou-se em consideração os seguintes fatores: (a) disponibilidade de dados de superfície; (b) ausência (ou mínima presença) de nebulosidade nas imagens MODIS/Terra; (c) ausência de precipitação em no mínimo 10 dias antes da coleta dos dados orbitais, a fim de evitar que o excesso de umidade do solo pudesse comprometer as análises; e (d) pertencerem a anos com mesmas características climáticas.

Os produtos MODIS/Terra utilizados neste estudo, correspondentes aos *Tiles* V08H12 e V09H12, foram os seguintes: MOD09GA - reflectância da superfície nas bandas 1 a 7 (vermelho, infravermelho próximo, azul, verde e infravermelho médio) com resolução espacial de 500 m; e MOD11A1 - emissividade e temperatura da superfície (em Kelvin) com resolução espacial de 1000 m.

Os dados MODIS/Terra são disponibilizadas em formato HDF (*Hierarchical Data Format*) e para convertê-los em formato GeoTIFF utilizou-se o aplicativo *MODIS Reprojection Tool* (MRT), onde foram efetuadas operações de reprojeção, mosaicagem e reamostragem dos *pixels* dos produtos MOD09GA e MOD11A1 para 1000 m, de modo a padronizar a resolução espacial das estimativas e, posteriormente, compará-las as simulações realizadas com o modelo BRAMS. Os dados foram reprojetoados para coordenadas UTM zona 22, datum *World Geodetic System 84* (WGS84).

Os dados de superfície (valor observado às 12:00 HL) empregados na validação da radiação solar de onda curta incidente na superfície (radiação global) e na estimativa da transmissividade atmosférica (umidade relativa do ar), calculadas com base nas imagens geradas pelo sensor MODIS/Terra (com passagem às 11:40 HL), foram obtidos de três estações meteorológicas. Duas das estações estão instaladas no município de Macapá (zona urbana e zona rural, de coordenadas geográficas 0° 2' 9,89" N; 51° 5' 20,21" W e 0° 47' 38,40" N; 50° 46' 4,81" W, respectivamente) e uma no município de Porto Grande (dentro da área rural da AMCEL, de coordenadas geográficas 0° 33' 28,80" N; 51° 14' 36,63" W).

4.3 Estimativa do balanço de energia utilizando sensoriamento remoto

4.3.1 Saldo de radiação à superfície

O saldo de radiação pode ser entendido como o processo, segundo o qual, são contabilizados os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma dos balanços de radiação solar e radiação infravermelha termal na superfície (HURTADO & SOBRINO, 2001). O saldo de radiação para o momento da passagem do sensor MODIS/Terra foi estimado a partir dos valores de reflectância *in-band* da superfície contidos no produto MOD09GA, conforme a Equação 1:

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (1)$$

em que R_n é o saldo de radiação à superfície (Wm^{-2}); α_s é o albedo da superfície; $R_{s\downarrow}$ representa a radiação solar de onda curta incidente na superfície (Wm^{-2}); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente na superfície (Wm^{-2}), estimada a partir da equação de Stefan-Boltzmann com base na temperatura do ar na passagem do satélite (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998a);

$R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa (termal) emitida pela superfície (Wm^{-2}) e ε_0 é a emissividade da superfície obtida dos produtos MOD11A1.

A estimativa do albedo à superfície, definido pela razão entre a radiação solar global refletida por cada pixel e a radiação solar incidente no mesmo, em todo o domínio da radiação de onda curta (0,3 a 3,0 μm), foi realizada de acordo com Liang (2000) e Tasumi *et al.* (2008). O albedo segundo o método Liang (2000) fundamenta-se na Equação 2:

$$\alpha_{s_L} = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,116\rho_4 + 0,112\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (2)$$

Para o cômputo do albedo conforme a metodologia descrita em Tasumi *et al.* (2008) utilizou-se a Equação 3:

$$\alpha_{s_T} = 0,215\rho_1 + 0,215\rho_2 + 0,242\rho_3 + 0,129\rho_4 + 0,101\rho_5 + 0,062\rho_6 + 0,036\rho_7 \quad (3)$$

Em ambas as equações, $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_7$ representam as reflectâncias da superfície relativas a cada uma das sete bandas espectrais do MODIS, distribuídas por meio do produto MOD09GA.

As duas metodologias para a obtenção do albedo foram utilizadas com o objetivo de testar qual representaria melhor as características da superfície sobre a área de estudo, a partir da análise supervisionada dos alvos estudados, uma vez que sobre a área em estudo não há observações meteorológicas.

A radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) corresponde ao fluxo de radiação solar (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre e que para condição de céu claro pode ser obtida, segundo Allen *et al.* (2007), pela Equação 3:

$$R_{s\downarrow} = \frac{S_0 \cdot \cos\theta_z \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (3)$$

em que S_0 é a constante solar (1367 W m^{-2}); θ_z é ângulo zenital solar, em graus, obtido do produto MOD09GA; d^2 é o quadrado da distância relativa Terra-Sol, obtido segundo a Equação 4 (DUFFIE & BECKMAN, 1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{DSA \cdot 2\pi}{365}\right)} \quad (4)$$

em que DSA é o dia sequencial do ano. Já a transmissividade atmosférica (τ_{sw}) foi estimada de acordo com Allen *et al.* (2007), segundo a Equação 5:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp\left[-\frac{0,00146 P_{atm}}{K_t \cos\theta_z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos\theta_z}\right)^{0,4}\right] \quad (5)$$

em que θ_z é o ângulo zenital solar, obtido do produto MOD09A1; P_{atm} é a pressão atmosférica em kPa ; K_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo $K_t = 1$ para céu claro e $K_t = 0,5$ para turbidez extrema (ALLEN, 1996); e W é a água precipitável (mm), calculada de acordo com Equação 6, proposta por Garrison & Adler (1990):

$$W = 0,14 e_a P_{atm} + 2,1 \quad (6)$$

em que e_a é a pressão de vapor d'água. A pressão atmosférica (P_{atm}) foi obtida conforme a Equação 7 (BURMAN *et al.*, 1987):

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065Z}{T_a}\right)^{5,26} \quad (7)$$

em que T_a é a temperatura do ar em Kelvin; e Z representa a altitude de cada pixel da imagem em metros, obtida do modelo de elevação digital, gerado pelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), junto ao site <http://srtm.csi.cgiar.org>.

A radiação de onda longa incidente na superfície ($R_{L\downarrow}$) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (8)$$

em que T_a é a temperatura do ar próximo à superfície; σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e ε_a é a emissividade atmosférica, calculada segundo modelo proposto por Bastiaanssen *et al.* (1998b), qual seja:

$$\varepsilon_a = a(-\ln\tau_{sw})^b \quad (9)$$

em que a e b são coeficientes de calibração cujos valores, de acordo com Bastiaanssen *et al.* (1998b), são respectivamente iguais a 1,08 e 0,265.

Neste estudo, admitiu-se T_a igual a T_s , sugerindo que $R_{L\downarrow}$ varia proporcionalmente com a temperatura da superfície adjacente (ALLEN *et al.*, 2007). O uso de um valor fixo para T_a seria conveniente para representar as condições atmosféricas, relativamente, homogêneas de uma região, o que não é o caso deste estudo.

A radiação de onda longa (termal) emitida pela superfície ($R_{L\uparrow}$) foi calculada também segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (10)$$

em que ε_0 é a emissividade de cada pixel e T_s é a temperatura da superfície, em Kelvin, obtidos do produto MOD11A2. A emissividade da superfície foi considerada igual à média aritmética das emissividades das bandas 31 e 32, conforme proposto por Bisht *et al.* (2005).

4.3.2 Fluxo de calor no solo

O fluxo de calor no solo G_0 (Wm^{-2}), pixel a pixel, foi obtido segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

$$G_0 = \left[\frac{T_s}{\alpha_s} (0,0038\alpha_s + 0,0074\alpha_s^2) (1 - 0,98IVDN^4) \right] R_n \quad (11)$$

em que T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$); α_s é o albedo da superfície; R_n é o saldo de radiação e $IVDN$ é o índice de vegetação por diferença normalizada. O $IVDN$ é uma medida do vigor da vegetação, e foi obtido através da razão entre a diferença das reflectâncias nas faixas do infravermelho próximo e do vermelho pela soma das mesmas (Equação 12):

$$IVDN = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (12)$$

As estimativas do *IVDN* para determinada área devem variar entre 1 e -1. Se determinado pixel é coberto com vegetação densa, seu *IVDN* se aproxima de 1. Espera-se que nenhuma vegetação seja encontrada para valores de *IVDN* igual a 0, os valores negativos indicam a presença de água. Neste estudo, não serão discutidos os valores do fluxo de calor no solo para corpos d'água ($IVDN < 0$).

4.3.3 Fluxos turbulentos de superfície

Neste estudo, utilizou-se para a estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente o algoritmo S-SEBI (ROERINK *et al.*, 2000). Sua grande vantagem perante outros métodos, a exemplo do SEBAL (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a,b), é que não são necessários dados meteorológicos adicionais aos disponíveis em estações meteorológicas de superfície, a exemplo de dados de temperatura do ar e pressão atmosférica, tornando o algoritmo S-SEBI especialmente útil para este estudo. Outra vantagem é que não precisamos determinar pixels frios e quentes fixos de temperatura da superfície.

No algoritmo S-SEBI os fluxos não são calculados como parâmetros separados, mas através da fração evaporativa (Λ) (SOBRINO *et al.*, 2005). As vantagens da fração evaporativa são: (a) é um índice de *LE* (SHUTTLEWORTH *et al.*, 1989) e evapotranspiração; (b) atua como um indicador de estresse hídrico (NISHIDA *et al.*, 2003); (c) é útil para estimar observações instantâneas para período diurno; (d) é computacionalmente simples, versátil, independentemente dos tipos de vegetação e não depende de dados meteorológicos de superfície, tais como velocidade do vento, déficit de pressão de vapor e a estabilidade da camada limite.

De acordo com Roerink *et al.* (2000), a fração evaporativa para cada pixel da imagem de satélite pode ser extraída através da representação gráfica de todos os pixels da imagem, por um sistema de coordenadas da temperatura da superfície versus o albedo da superfície.

O cálculo da fração evaporativa para cada pixel da imagem foi obtido da seguinte forma (ROERINK *et al.*, 2000; SOBRINO *et al.*, 2007):

1) determinação da reflectância dependente da temperatura T_{LE} , em que $LE_{max}(\alpha_s) = R_n - G_0$ e $H = 0$;

2) determinação da reflectância dependente da temperatura T_H , em que $H_{\max}(\alpha_s) = R_n - G_0$ e $LE = 0$.

A fração evaporativa (Λ) para um pixel particular foi calculada pela Equação 13:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_S}{T_H - T_{LE}} \quad (13)$$

A Figura 4 mostra as características do diagrama conceitual de dispersão do albedo e da temperatura da superfície. No diagrama é possível identificar o limite inferior, no qual o fluxo de calor latente é assumido ser máximo $LE_{\max}(\alpha_s)$, e o limite superior onde o fluxo de calor sensível é assumido ser máximo $H_{\max}(\alpha_s)$ (SOBRINO *et al.*, 2005; GÓMEZ *et al.*, 2005; SANTOS & SILVA, 2008).

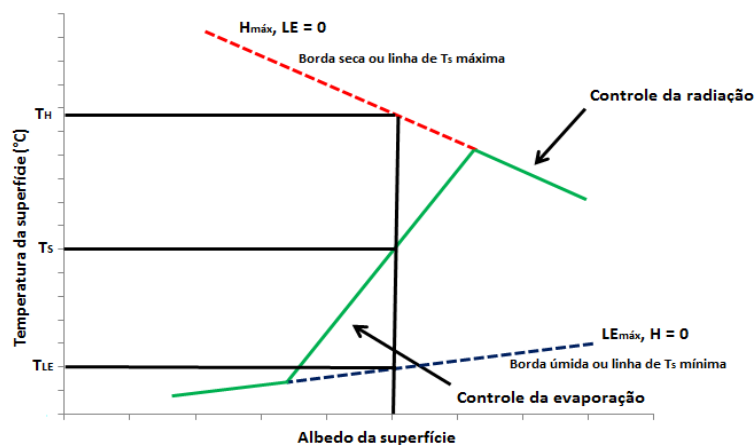


Figura 4. Diagrama conceitual da temperatura *versus* albedo da superfície para gerar a fração evaporativa usando a suposição da existência de superfícies úmidas e secas. H e LE são os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente. H_{\max} é o fluxo de calor sensível máximo quando $LE = 0$; LE_{\max} é o fluxo de calor latente máximo quando $H = 0$.

A equação linear, que representa o limite máximo e mínimo, pode ser escrita como:

$$T_H = a_H + b_H \alpha_s \quad (14)$$

e

$$T_{LE} = a_{LE} + b_{LE} \alpha_s \quad (15)$$

Substituindo a relação observada por T_H e T_{LE} , a fração evaporativa (Λ) pode ser escrita como:

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \alpha_s - T_s}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \alpha_s} \quad (16)$$

Uma vez determinada a fração evaporativa (Λ), os fluxos de calor sensível e latente foram calculados conforme descrito em Roerink *et al.* (2000). O fluxo de calor sensível é a transferência de calor entre o solo e a atmosfera, reforçada por convecção forçada ou livre. É calculado a partir da radiação líquida disponível e da fração evaporativa,

$$H = (1 - \Lambda)(R_n - G_0) \quad (17)$$

O fluxo de calor latente é a quantidade de energia utilizada para o processo de evaporação do solo e do processo de transpiração das plantas. É calculada a partir da radiação líquida disponível e da fração evaporativa

$$LE = \Lambda(R_n - G_0) \quad (18)$$

4.4 Metodologia do experimento numérico

4.4.1 Descrição do modelo atmosférico BRAMS

As variações microclimáticas observadas, decorrentes de mudanças no uso e cobertura do solo, foram obtidas a partir de simulações numéricas com o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) versão 4.2 (FREITAS *et al.*, 2009), que é uma adaptação do modelo RAMS (PIELKE *et al.*, 1992; WALKO *et al.*, 1995; COTTON *et al.*, 2003).

O modelo atmosférico BRAMS baseia-se num conjunto completo de equações primitivas não-hidrostáticas que governam a evolução do estado atmosférico, fundamentadas nas leis de movimento de Newton e na termodinâmica de um fluido, incluindo parametrizações dos diversos processos físicos presentes nestas equações. Foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementadas com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos, incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, calor sensível e latente, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, efeitos cinemáticos do terreno e convecção cúmulus.

Salienta-se que todas essas parametrizações e características do modelo podem ser alteradas de maneira a melhor se adequarem às condições específicas de determinado local, ou a condições idealizadas para simulações de situações, o que se constitui numa excelente ferramenta para pesquisas meteorológicas. A versão BRAMS, além de melhorias do código, dispõe de outras opções de parametrização de convecção profunda e ainda, uma parametrização para convecção rasa (SOUZA, 1999).

A radiação é o processo mais importante da atmosfera, responsável por todo balanço de energia que alimenta os demais processos atmosféricos. O esquema de parametrização de radiação reproduz os efeitos da radiação de ondas curta e longa na atmosfera e no solo e sua interação com alguns componentes da atmosfera. No modelo BRAMS existem quatro esquemas de parametrização para a radiação: o esquema de Mahrer & Pielke (1977), o esquema de Chen & Cotton (1983), o esquema proposto por Meyers *et al.* (1997) e o esquema CARMA (TOON *et al.*, 1989). Neste estudo, o esquema radiativo utilizado, tanto para a radiação de onda curta como para a radiação de onda longa, foi o de Chen & Cotton (1983), cuja principal vantagem em relação às demais parametrizações de radiação é a inclusão do efeito de nuvens na simulação.

No modelo BRAMS, os processos convectivos, associados na maioria das vezes à formação de nuvens e, conseqüente, precipitação, podem ser representados por dois esquemas de parametrização de convecção, o proposto por Kuo (1974) e o esquema proposto por Grell & Devenyi (2002). Neste estudo, para representar os processos convectivos foi utilizada, apenas na grade de menor resolução, e em todas as simulações, a parametrização de convecção profunda de Grell & Devenyi (2002) com fechamento Grell (1993). Nas demais grades a parametrização foi desativada.

A parametrização dos coeficientes de difusão turbulenta na horizontal foi baseada na formulação de Smagorinsky (1963), os quais são calculados como o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala de comprimento. Na vertical, a difusão turbulenta foi parametrizada segundo o esquema de Mellor & Yamada (1982) através da energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo.

A parametrização de microfísica de nuvens calcula fontes e sumidouros para diferentes categorias de hidrometeoros, como vapor d'água, gota de nuvem, *pristine ice*, neve,

agregados, *graupel* e granizo (FLATAU *et al.*, 1989; MEYERS *et al.*, 1997). O início dos processos microfísicos na atmosfera ocorre a partir de núcleos de condensação. Nestes modelos de microfísica podem ser especificados a quantidade e tipos de núcleos de condensação, além de ser levados em consideração a presença de aerossóis na atmosfera. Portanto, uma vez nucleado o vapor d'água, o crescimento das gotículas é governado pela difusão de vapor e calor. Após isto, as gotículas maiores irão crescer por colisão e coalescência, em que uma categoria de água cresce pela conversão de uma categoria em outra. Para uma simulação mais realística dos processos microfísicos de nuvens na atmosfera, neste estudo, a parametrização de microfísica de nuvens foi utilizada ao nível de complexidade 3, ou seja, todos os tipos de hidrometeoros são considerados e o processo de precipitação é incluído (WALKO *et al.*, 1995).

Os fluxos de energia, momentum e massa entre a superfície e a camada mais baixa do modelo são determinados pelo esquema de superfície LEAF-3 (*Land Ecosystem Atmosphere Feedbacks, version 3*, WALKO *et al.*, 2000). O LEAF é uma representação dos aspectos da superfície, incluindo vegetação, solo, lagos e oceanos e suas influências uns sobre os outros e sobre a atmosfera e é usado para descrever trocas de calor e umidade, vegetação, dossel, superfície de água e atmosfera. Inclui, ainda, equações para a estimativa do índice de área foliar; temperatura e umidade do solo em múltiplas camadas; temperatura da vegetação e água na superfície; altura de rugosidade; cobertura vegetal, temperatura e razão de mistura do vapor d'água do ar do dossel (FREITAS, 2003). Este modelo também representa com detalhes as trocas turbulentas, transferência de radiação de onda curta e onda longa, evaporação, transpiração, precipitação, fluxos de calor e umidade entre o solo e a atmosfera, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo.

A condutância estomática, no LEAF-3, é calculada utilizando fatores de estresse ambiental, que dependem da temperatura, do *déficit* de vapor d'água, radiação de ondas curtas e do potencial hídrico do solo. A principal diferença do LEAF-3 e suas versões anteriores é a inclusão do índice de vegetação da diferença normalizada (IVDN) para a definição dos parâmetros da vegetação, permitindo uma variação sazonal das propriedades da vegetação, aspecto não considerado anteriormente.

De acordo com Gouvêa (2007), a implementação do LEAF no BRAMS trouxe a vantagem de permitir múltiplos tipos de superfície (floresta, grama, solo nu, por exemplo) dentro de uma mesma célula de grade, onde cada tipo de superfície ocupa uma fração da

grade e é tratado separadamente. O tipo de vegetação do LEAF é composto de uma combinação do esquema de *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (BATS, DICKINSON *et. al.*, 1986) e o Sistema de Assimilação de Dados do Solo (SADS). Os parâmetros de vegetação adotados no BATS incluem o índice de área foliar, comprimento de raízes, fração de cobertura vegetal, altura do plano de deslocamento, rugosidade, albedo e emissividade. Atualmente, o LEAF conta com 21 categorias diferentes de vegetação (Tabela 2), obtidos através de dados originalmente no formato *Olson Global Ecosystems* (OGE, OLSON, 1994).

Tabela 2. Classes de uso e cobertura do solo do submodelo LEAF-3.

Código	Classes de uso e cobertura do solo
0	Oceano
1	Lagos, rios, cursos d'água
2	Gelo
3	Deserto, solo nu
4	Coníferas sempre-verdes
5	Coníferas decíduas
6	Decíduas de folhas largas
7	Sempre-verdes de folhas largas
8	Gramma curta
9	Gramma alta
10	Semiárido
11	Tundra
12	Arbustos sempre-verde
13	Arbustos decíduos
14	Bosque
15	Cultivos
16	Cultivos irrigados
17	Pântano, brejo
18	Cerrado
19	Urbano, ecossistema construído
20	Sempre-verdes de folhas largas de banhado
21	Urbano intenso

Um dos aspectos importantes do LEAF-3 é a sua capacidade de representar variações de pequena escala nas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo, umidade e corpos d'água, os quais, frequentemente, variam consideravelmente sobre curtas distâncias horizontais. Cada tipo de superfície responde às influências da atmosfera adjacente de uma maneira própria.

Outro aspecto relevante é a maneira como as simulações de chuva são tratadas. Como o LEAF-3 foi desenvolvido para tratar exclusivamente de áreas vegetadas, de solo nu e corpos d'água, faz-se necessário um tratamento mais apropriado e específico para áreas urbanas. Então, quando os *patches* são identificados com algum tipo de solo urbano, o LEAF-3 utiliza-se de outro esquema de parametrização de superfície, que é capaz de fazer uma representação mais realista da cidade, chamado *Town Energy Budget* – TEB, proposto por Masson (2000). No TEB, a representação de áreas urbanizadas é feita utilizando uma geometria de *canyon* local em vez da representação usual de solo nu ou da modificação dos parâmetros da vegetação.

4.4.2 Descrição dos cenários e simulações numéricas

Foram realizados cinco experimentos que consistiram em simular numericamente as condições meteorológicas sobre uma porção de cerrado amazônico, testando-se três cenários distintos denominados: Controle (CTRL), Assimilação (ASSIM) e Floresta Antropogênica de Eucalipto (FAE). No experimento CTRL, representou-se a situação atual de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, tal como prescrito originalmente no LEAF-3 (Tabela 3).

Tabela 3. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 no experimento CTRL.

alb. verde	alb. marrom	emiss.	sr_max	iat_max	iac	veg. clump	frac_veg	alt_veg	root dep	frac. dead	rc_min	Classes do LEAF-3
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	0 Oceano
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	1 Lagos, rios, corpos d'água
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	2 Gelo
.00	.00	.00	.0	0.0	.0	.0	.00	.0	.0	.0	0.	3 Deserto, solo nu
.14	.24	.97	5.4	8.0	1.0	1.0	.80	20.0	1.5	.0	500.	4 Coníferas sempre-verdes
.14	.24	.95	5.4	8.0	1.0	1.0	.80	22.0	1.5	.0	500.	5 Coníferas decíduas
.20	.24	.95	6.2	7.0	1.0	.0	.80	22.0	3.5	.0	500.	6 Decíduas de folhas largas
.12	.18	.95	4.1	6.5	1.0	.0	.90	32.0	3.5	.0	500.	7 Sempre-verdes de folhas largas
.13	.30	.96	5.1	4.0	1.0	.0	.75	.3	.7	.7	100.	8 Grama curta
.24	.43	.96	5.1	5.0	1.0	.0	.80	1.2	1.0	.7	100.	9 Grama alta
.24	.24	.96	5.1	1.0	.2	1.0	.20	.7	1.0	.0	500.	10 Semiárido
.20	.24	.95	5.1	4.5	.5	1.0	.60	.2	1.0	.0	50.	11 Tundra
.14	.24	.97	5.1	5.5	1.0	1.0	.70	1.0	1.0	.0	500.	12 Arbustos sempre-verde
.20	.28	.97	5.1	5.5	1.0	1.0	.70	1.0	1.0	.0	500.	13 Arbustos decíduos
.16	.24	.96	6.2	7.0	1.0	.5	.80	22.0	2.0	.0	500.	14 Bosque
.22	.40	.95	5.1	5.0	.5	.0	.85	1.0	1.0	.0	100.	15 Cultivos
.18	.40	.95	5.1	5.0	.5	.0	.80	1.1	1.0	.0	500.	16 Cultivos irrigados
.12	.43	.98	5.1	7.0	1.0	.0	.80	1.6	1.0	.0	500.	17 Pântano, brejo
.13	.30	.96	5.1	6.0	1.0	.0	.80	7.0	1.0	.0	100.	18 Cerrado
.20	.36	.90	5.1	3.6	1.0	.0	.74	6.0	.8	.0	500.	19 Urbano, ecossistema construído
.17	.24	.95	4.1	7.0	1.0	.0	.90	32.0	1.5	.0	500.	20 Sempre-verdes de folhas largas de banhado
.16	.24	.96	5.1	2.0	1.5	1.0	.10	20.0	1.5	.0	500./	21 Urbano intenso

Legenda. alb. verde: albedo verde; alb. marrom: albedo marrom; emiss: emissividade; sr_max: $(1+IVDN)/(1-IVDN)$; iat_max: índice de área total máximo; iac: índice de área do caule; veg. clump: fator de aglutinação da vegetação; frac_veg: fração de cobertura vegetal; alt_veg: altura da vegetação; root dep: profundidade das raízes; frac. dead: fração de vegetação morta; rc_min: resistência estomática mínima.

No experimento ASSIM, realizaram-se ajustes nos parâmetros de cada tipo de vegetação encontrada sobre a área de estudo e representada no LEAF-3 (classes 7, 8 e 18). Esse procedimento foi importante para a reprodução adequada do ciclo diário da temperatura, umidade e vento em superfície, e dos fluxos de momentum, água e energia. Esses ajustes foram realizados assimilando dados obtidos por sensoriamento remoto, e outros descritos na literatura, ao LEAF-3 (Tabela 4).

Tabela 4. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 no experimento ASSIM.

alb. verde	alb. marrom	emiss.	sr_max	iat_max	iac	veg. clump	frac_veg	alt_veg	root dep	frac. dead	rc_min	Classes do LEAF-3
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	0 Oceano
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	1 Lagos, rios, corpos d'água
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	2 Gelo
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	3 Deserto, solo nu
.14,	.24,	.97,	5.4,	8.0,	1.0,	1.0,	.80,	20.0,	1.5,	.0,	500.,	4 Coníferas sempre-verdes
.14,	.24,	.95,	5.4,	8.0,	1.0,	1.0,	.80,	22.0,	1.5,	.0,	500.,	5 Coníferas decíduas
.20,	.24,	.95,	6.2,	7.0,	1.0,	.0,	.80,	22.0,	3.5,	.0,	500.,	6 Decíduas de folhas largas
.11,	.16,	.98,	17.0,	6.6,	1.0,	.0,	.74,	32.0,	3.5,	.0,	500.,	7 Sempre-verdes de folhas largas
.13,	.30,	.96,	5.1,	4.0,	1.0,	.0,	.75,	.3,	.7,	.7,	100.,	8 Grama curta
.24,	.43,	.96,	5.1,	5.0,	1.0,	.0,	.80,	1.2,	1.0,	.7,	100.,	9 Grama alta
.24,	.24,	.96,	5.1,	1.0,	.2,	1.0,	.20,	.7,	1.0,	.0,	500.,	10 Semiárido
.20,	.24,	.95,	5.1,	4.5,	.5,	1.0,	.60,	.2,	1.0,	.0,	50.,	11 Tundra
.14,	.24,	.97,	5.1,	5.5,	1.0,	1.0,	.70,	1.0,	1.0,	.0,	500.,	12 Arbustos sempre-verde
.20,	.28,	.97,	5.1,	5.5,	1.0,	1.0,	.70,	1.0,	1.0,	.0,	500.,	13 Arbustos decíduos
.16,	.24,	.96,	6.2,	7.0,	1.0,	.5,	.80,	22.0,	2.0,	.0,	500.,	14 Bosque
.22,	.40,	.95,	5.1,	5.0,	.5,	.0,	.85,	1.0,	1.0,	.0,	100.,	15 Cultivos
.18,	.40,	.95,	5.1,	5.0,	.5,	.0,	.80,	1.1,	1.0,	.0,	500.,	16 Cultivos irrigados
.12,	.43,	.98,	5.1,	7.0,	1.0,	.0,	.80,	1.6,	1.0,	.0,	500.,	17 Pântano, brejo
.12,	.16,	.98,	5.5,	1.9,	1.0,	.0,	.36,	7.0,	2.0,	.0,	100.,	18 Cerrado
.20,	.36,	.90,	5.1,	3.6,	1.0,	.0,	.74,	6.0,	.8,	.0,	500.,	19 Urbano, ecossistema construído
.17,	.24,	.95,	4.1,	7.0,	1.0,	.0,	.90,	32.0,	1.5,	.0,	500.,	20 Sempre-verdes de folhas largas de banhado
.16,	.24,	.96,	5.1,	2.0,	1.5,	1.0,	.10,	20.0,	1.5,	.0,	500./	21 Urbano intenso

Legenda. alb. verde: albedo verde; alb. marrom: albedo marrom; emiss: emissividade; sr_max: $(1+IVDN)/(1-IVDN)$; iat_max: índice de área total máximo; iac: índice de área do caule; veg. clump: fator de aglutinação da vegetação; frac_veg: fração de cobertura vegetal; alt_veg: altura da vegetação; root dep: profundidade das raízes; frac. dead: fração de vegetação morta; rc_min: resistência estomática mínima.

No último experimento, FAE, substituiu-se todo o cerrado por floresta de eucalipto (classe 18 no LEAF-3). O intuito foi obter os principais parâmetros meteorológicos induzidos pela mudança de vegetação, ou seja, avaliar o papel da mudança dos parâmetros físicos que controlam a troca de energia entre superfície e a atmosfera através da vegetação. Neste experimento foram testados três diferentes valores para a resistência estomática mínima (rc_min) do eucalipto, 100, 200 e 500 $s.m^{-1}$ (Tabela 5). Os valores de rc_min de 100 e 500 $s.m^{-1}$, utilizados nesta simulação, são os mesmos utilizados para as vegetações arbóreas caducifólia e perenifólia, respectivamente, descritas no LEAF-3. Já o valor de rc_min de 200 $s.m^{-1}$ foi encontrado por Carneiro *et al.* (2008) para plantios de eucalipto em tratamentos irrigados e não-irrigados, durante o início do período seco em Belo Oriente, Estado de Minas Gerais.

Tabela 5. Classes de uso e cobertura do solo e variáveis do modelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3 nos experimentos FAE.

alb. verde	alb. marrom	emiss.	sr_max	iat_max	iac	veg. clump	frac_veg	alt_veg	root dep	frac. dead	rc_min	Classes do LEAF-3
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	0 Oceano
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	1 Lagos, rios, corpos d'água
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	2 Gelo
.00,	.00,	.00,	.0,	0.0,	.0,	.0,	.00,	.0,	.0,	.0,	0.,	3 Deserto, solo nu
.14,	.24,	.97,	5.4,	8.0,	1.0,	1.0,	.80,	20.0,	1.5,	.0,	500.,	4 Coníferas sempre-verdes
.14,	.24,	.95,	5.4,	8.0,	1.0,	1.0,	.80,	22.0,	1.5,	.0,	500.,	5 Coníferas decíduas
.20,	.24,	.95,	6.2,	7.0,	1.0,	.0,	.80,	22.0,	3.5,	.0,	500.,	6 Decíduas de folhas largas
.12,	.18,	.95,	4.1,	6.5,	1.0,	.0,	.90,	32.0,	3.5,	.0,	500.,	7 Sempre-verdes de folhas largas
.13,	.30,	.96,	5.1,	4.0,	1.0,	.0,	.75,	.3,	.7,	.7,	100.,	8 Grama curta
.24,	.43,	.96,	5.1,	5.0,	1.0,	.0,	.80,	1.2,	1.0,	.7,	100.,	9 Grama alta
.24,	.24,	.96,	5.1,	1.0,	.2,	1.0,	.20,	.7,	1.0,	.0,	500.,	10 Semiárido
.20,	.24,	.95,	5.1,	4.5,	.5,	1.0,	.60,	.2,	1.0,	.0,	50.,	11 Tundra
.14,	.24,	.97,	5.1,	5.5,	1.0,	1.0,	.70,	1.0,	1.0,	.0,	500.,	12 Arbustos sempre-verde
.20,	.28,	.97,	5.1,	5.5,	1.0,	1.0,	.70,	1.0,	1.0,	.0,	500.,	13 Arbustos decíduos
.16,	.24,	.96,	6.2,	7.0,	1.0,	.5,	.80,	22.0,	2.0,	.0,	500.,	14 Bosque
.22,	.40,	.95,	5.1,	5.0,	.5,	.0,	.85,	1.0,	1.0,	.0,	100.,	15 Cultivos
.18,	.40,	.95,	5.1,	5.0,	.5,	.0,	.80,	1.1,	1.0,	.0,	500.,	16 Cultivos irrigados
.12,	.43,	.98,	5.1,	7.0,	1.0,	.0,	.80,	1.6,	1.0,	.0,	500.,	17 Pântano, brejo
.11,	.23,	.98,	7.1,	8.0,	1.0,	1.0,	.80,	20.0,	2.5,	.0,	100., 200., 500.,	18 Eucalipto
.20,	.36,	.90,	5.1,	3.6,	1.0,	.0,	.74,	6.0,	.8,	.0,	500.,	19 Urbano, ecossistema construído
.17,	.24,	.95,	4.1,	7.0,	1.0,	.0,	.90,	32.0,	1.5,	.0,	500.,	20 Sempre-verdes de folhas largas de banhado
.16,	.24,	.96,	5.1,	2.0,	1.5,	1.0,	.10,	20.0,	1.5,	.0,	500./	21 Urbano intenso

Legenda. alb. verde: albedo verde; alb. marrom: albedo marrom; emiss: emissividade; sr_max: $(1+IVDN)/(1-IVDN)$; iat_max: índice de área total máximo; iac: índice de área do caule; veg. clump: fator de aglutinação da vegetação; frac_veg: fração de cobertura vegetal; alt_veg: altura da vegetação; root dep: profundidade das raízes; frac. dead: fração de vegetação morta; rc_min: resistência estomática mínima.

A resistência estomática é função da disponibilidade de água para as plantas, sendo o déficit hídrico um dos fatores que limitam a abertura dos estômatos, reduzindo, consequentemente, a transpiração e o suprimento de CO₂ para a fotossíntese, uma vez que os estômatos constituem as principais vias de trocas gasosas entre as folhas e o meio externo (CASTRO NETO, 2003; AMARAL *et al.*, 2006). Para a realização da fotossíntese, as plantas abrem seus estômatos para captar CO₂ do ar. Entretanto, durante o processo, ocorrem perdas de água pelas folhas. Esta perda é controlada pelos estômatos, a partir do seu grau de abertura e o controle é atribuído à condutância estomática foliar, definida como o inverso da resistência estomática. Uma resistência estomática mais alta indica maior controle dos estômatos sobre a perda de água da planta e quanto melhor a condição hídrica de uma região, menor será a resistência estomática das plantas.

Cada experimento consistiu de uma integração de 72 horas, durante o período menos chuvoso da região (mesmo período das análises de satélite), com início às 0000 UTC do dia 11/08/2002 e término às 0000 UTC do dia 14/08/2002, com condições iniciais e de contorno das reanálises de 0.25° provenientes do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), disponível em: <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl>. Todas as simulações foram realizadas por 3 dias; os primeiros 2 dias foram

deixados para o modelo se aproximar de um estado de equilíbrio, especificamente, no que diz respeito a umidade do solo e as condições iniciais, enquanto o último dia, 13/08/2002, foi o utilizado nas análises. Este dia é o mesmo analisado no sensoriamento remoto, uma vez que os resultados obtidos pelo sensoriamento remoto, quanto as variáveis biofísicas da vegetação, foram assimilados ao LEAF-3 nos experimentos ASSIM e FAE.

Quanto ao domínio, nestas simulações utilizou-se o aninhamento de três grades, com decaimento de espaçamento entre pontos de grade na razão 4:1. A primeira grade, com menor resolução (16 km), foi alimentada pela condição inicial e pelo forçamento de campos de análise de modelos globais durante a simulação (NEGRÓN JUÁREZ, 2004). As duas grades internas tiveram maior resolução, 4 km e 1 km (mesma resolução das imagens de satélite), e foram colocadas em áreas estratégicas (Figura 5).

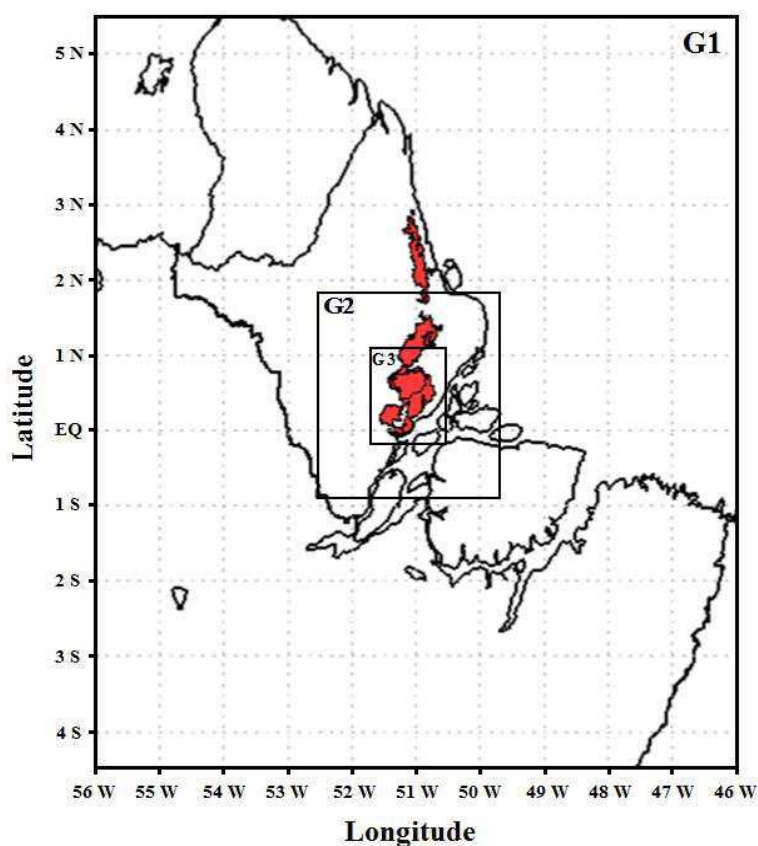


Figura 5. Grades utilizadas nas simulações. A área destacada em vermelho refere-se ao cerrado *sensu stricto*.

O BRAMS contém a flexibilidade de grades aninhadas que permite resolver as equações do modelo simultaneamente sobre um conjunto de malhas computacionais, que estão interagindo em diferentes resoluções espaciais. As malhas de maior (menor) resolução

são usadas para modelar os detalhes dos sistemas atmosféricos de escalas menores (maiores). Também, as malhas de menor resolução possibilitam que os sistemas atmosféricos de grande escala interajam com os sistemas de mesoescala, resolvidos na grade de maior resolução.

Na vertical, foram utilizados 42 níveis, com espaçamento inicial de 50 m e uma amplificação por um fator de 1,1 até a altura de 1000 m (grade telescópica) para permitir um melhor detalhamento da Camada Limite. Acima de 1000 m, o espaçamento permaneceu constante e igual a 1000 m. Nas três simulações utilizou-se a temperatura da superfície do mar (TSM) semanal. As condições de contorno inferior (topografia, temperatura da superfície do mar, uso e umidade do solo) também foram as mesmas usadas em todas as simulações. A inicialização da umidade do solo é de Gevaerd & Freitas (2006), e para isso utilizou-se a umidade do solo estimada para o dia da simulação com resolução espacial de 0.25° do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP). A fração de área verde relativa à cobertura da vegetação é baseada no IVDN. Para todos os experimentos foram geradas saídas com frequência de 60 min. As características comuns às simulações são apresentadas na Tabela 6.

Tabela 6. Características gerais das simulações.

Variável	Descrição
Tempo de simulação	72 horas
Início	00 UTC de 11 de agosto de 2002
Saídas	60 min
Número de grades	3
Pontos em x, y, z e camadas de solo em cada grade	G1: (69 x 69); 42; 9
	G2: (110 x 110); 42; 9
	G3: (194 x 194); 42; 9
Δx e Δy	G1: 16 km; G2: 4 km; G3: 1 km
Δz_0 , razão e Δz máxima	50; 1.1; 1000
Centro do domínio	0.6°N; 51.1°W
Arquivos de topografia	USGS, com 1 km de resolução
Arquivos de TSM	NCEP, semanal
Microfísica	Nível 3
	ICLOUD = 4; IRAIN = 2; IPRIS = 5; ISNOW = 2; IAGGR = 2;
	IGRAUP = 2; IHAIL = 2; CPARM = 0.1e9; RPARM = 1e-3;
	PPARM = 0; SPARM = 1e-3; APARM = 1e-3; GPARM = 1e-3;
	HPARM = 3e-3; GNU = 2.,2.,2.,2.,2.,2.,2.,
Radiação de ondas curta e longa	Chen & Cotton
Parametrização de cúmulos	Grell & Devenyi
Umidade do solo	GPCP, heterogênea

Foram realizadas, ainda, duas simulações testes. Na primeira, denominada MICROFÍSICA, manteve-se a microfísica com nível 3, mas alterou-se os valores das variáveis ICLOUD, IRAIN, IPRIS, ISNOW, IAGGR, IGRAUP e IHAIL, todas assumindo o valor 5 (MARTINS *et al.*, 2009). Ainda nesta simulação, a variável GNU assumiu os valores 2, 1, 2, 1, 1, 1, 1. O objetivo foi analisar a contribuição da precipitação sobre a área em estudo nos fluxos de calor sensível e latente. Na segunda simulação teste, denominada HOMOGENEA, a umidade do solo foi assumida horizontalmente homogênea sobre toda a grade de simulação. Os nove níveis de profundidade do solo (-2,00; -1,75; -1,50; -1,25; -1,00; -0,75; -0,50; -0,25 e -0,05) foram definidos com o mínimo possível de umidade (0,20; 0,20; 0,20; 0,15; 0,15; 0,10; 0,10; 0,08 e 0,05). Nessa simulação, o objetivo foi analisar a contribuição da umidade do solo nos fluxos de calor sensível e latente sobre a área em estudo. As demais parametrizações e condições iniciais e de fronteira foram mantidas iguais as das demais simulações descritas anteriormente.

4.4.3 Variáveis de entrada do modelo BRAMS

Inicialmente, para se compreender melhor os resultados gerados pelo modelo, foram confeccionados, após uma simulação teste, mapas de vegetação, topografia e IVDN, a fim de entender como essas variáveis de superfície são representadas pelo modelo. A princípio, houve grande dificuldade na interpretação dos resultados, uma vez que o arquivo de vegetação disponível para *download* na *web* página do modelo BRAMS 4.2 (<http://brams.cptec.inpe.br/inputdata/landuse>) e usado para representar suas classes de vegetação (*vtype*), encontrava-se com ruídos, como pode-se observar na Figura 6a. Ao analisar os tipos de vegetação captados pelo modelo de acordo com a Tabela 2 e descritos no submodelo LEAF-3, para as três grades, e comparar com o mapa de vegetação nativa (Figura 2), foi observado que o mesmo não estava representando de forma coerente os tipos de vegetação existentes sobre a área de estudo. Somente após a substituição dos arquivos disponíveis para a versão 4.2 pelos arquivos da versão 5.0, foi possível proceder com as simulações, uma vez que o último representou de forma satisfatória as diferentes fisionomias vegetais nativas encontradas sobre a área de estudo (Figura 6b).

Os tipos de vegetação representados pelo modelo foram basicamente dois: floresta ombrófila densa – floresta amazônica (classe 7 do submodelo LEAF-3) e cerrado (classe 18 do submodelo LEAF-3), como observa-se na Figura 6b. Além das duas vegetações predominantes, também foi representada pelo modelo a presença de grama curta (classe 8 do submodelo LEAF-3), ou seja, latifúndios com extensas pastagens ou áreas desmatadas em regeneração. Todas as três classes de cobertura do solo foram observadas nas três grades de simulação. No entanto, a atividade agrícola, mais especificamente silvicultura de eucalipto, por não se tratar de um bioma natural não foi representada pelo modelo (Figura 7c), embora atualmente já seja tratada como uma vegetação presente e permanente na região pelos órgãos ambientais e de pesquisa, a exemplo do IEPA, SIPAM e IBGE.

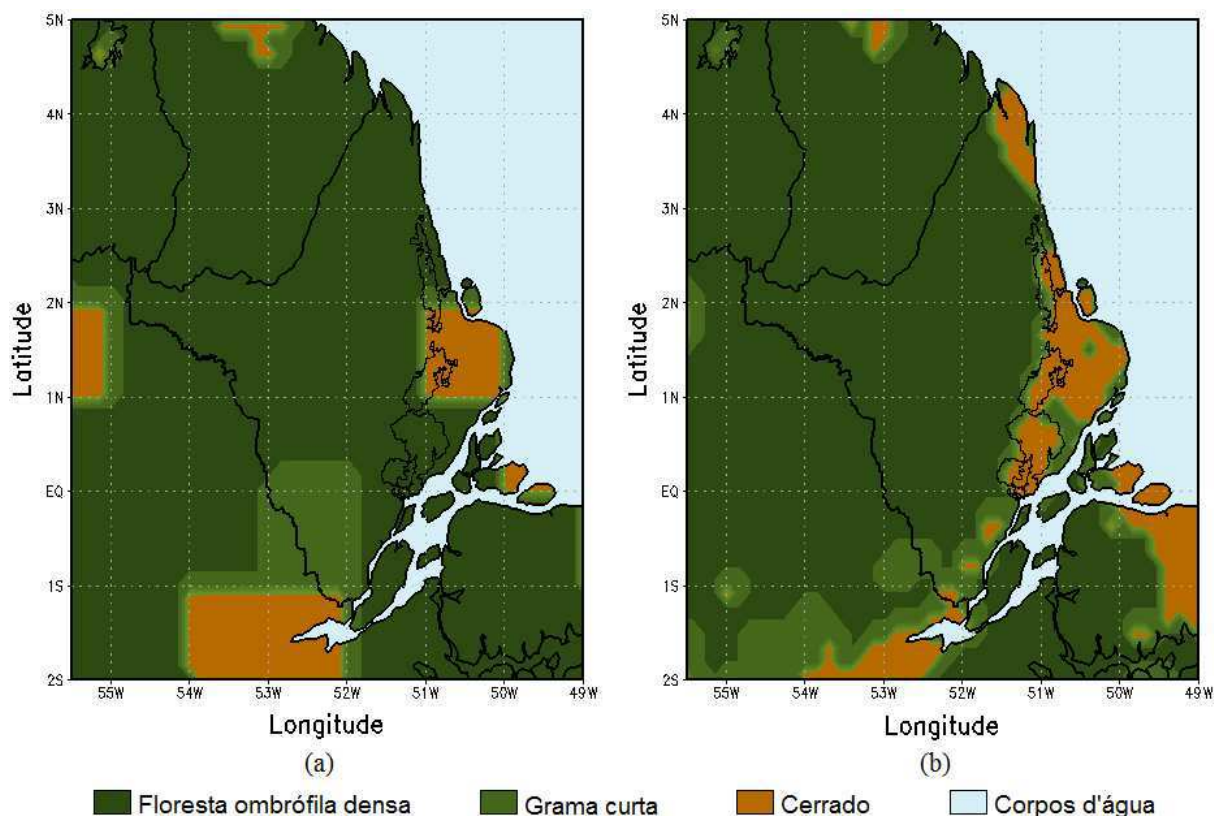


Figura 6. Mapa de uso e cobertura do solo (*vtype*) descrito pelo modelo BRAMS na grade 1 (resolução do ponto de grade de 16 km): arquivo da versão 4.2 com ruído (a) e arquivo da versão 5.0 corrigido (b).

A topografia da área de estudo é pouco acidentada próximo a plataforma costeira, aumentando à medida que atinge a floresta, onde alcança valores que variam de 50 a 100 m (Figura 7a).

O IVDN é representado no modelo BRAMS por médias mensais dos anos 2001 e 2002, obtido a partir de imagens do sensor MODIS. Isto tornou as análises presentes neste estudo mais realísticas, uma vez que as simulações foram geradas para o ano de 2002. Pode-se observar que o IVDN médio do modelo (Figura 7b) e o instantâneo medido pelo satélite (Figura 10a) para o dia em análise são semelhantes, principalmente sobre os alvos em estudo. Tanto a análise topográfica como de vegetação, seja o IVDN ou tipos de uso e cobertura do solo, são importantes, principalmente, para a avaliação do campo de vento, pois estas podem intensificá-lo ou desintensificá-lo, bem como mudar seu curso, dependendo da complexidade do terreno ou rugosidade da vegetação.

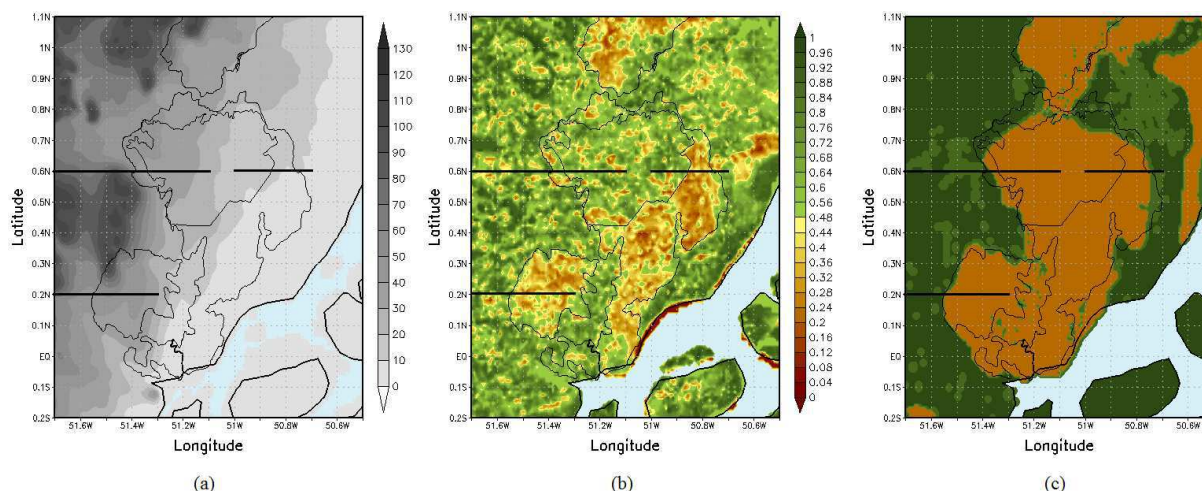


Figura 7. (a) Mapa de topografia, em metros, (b) IVDN e (c) uso e cobertura do solo descrito pelo modelo BRAMS na grade 3 (resolução do ponto de grade de 1 km). Os traçados em preto identificam onde foram realizados cortes transversais para análise do perfil vertical da temperatura potencial (K), razão de mistura do vapor d'água (g/kg) e vento ($u'+w'$, m/s).

Como descrito anteriormente, o arquivo de uso e cobertura do solo, presente no modelo, não reconhece a área de reflorestamento de eucalipto como um de seus usos, bem como a área urbana, embora no arquivo de IVDN possam-se observar ambos. Sugere-se que estas incompatibilidades possam gerar erros sistemáticos nas simulações, uma vez que não há correspondência entre as informações descritas nos arquivos de IVDN e *vtype* (submodelo LEAF-3) em determinados pontos de grade. Vale salientar que as áreas reflorestadas passam por cortes rasos a cada sete anos, como descrito na seção 5.1.3. Logo, o uso de um arquivo climatológico para representar esta região pode não ser o mais adequado, sendo conveniente, nestes casos, a realização de assimilação de dados de IVDN observados por satélite para anos específicos em análise.

4.5 Análises estatísticas dos resultados

4.5.1 Validação da simulação controle

Para a validação do modelo BRAMS, mais especificamente a simulação CTRL, verificou-se a relação entre os valores simulados e observados pela plataforma automática de coleta de dados (PCD) da AMCEL, através de alguns testes estatísticos. Nesta verificação foram calculados, além do coeficiente de correlação linear de Pearson (r), e seu respectivo coeficiente de determinação (r^2), os erros através das medidas da raiz do erro médio

quadrático (*REMQ*), do erro absoluto médio (*EAM*) e do erro absoluto percentual (ε) entre os valores observados e simulados, expressos, respectivamente, por:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o}_i)(s_i - \bar{s}_i)}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o}_i)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{s}_i)^2 \right]}} \quad (19)$$

$$REMQ = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (s_i - o_i)^2}{n}} \quad (20)$$

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^n |s_i - o_i|}{n} \quad (21)$$

$$\varepsilon = \frac{|s_i - o_i|}{o_i} \cdot 100\% \quad (22)$$

em que, O_i representa o valor observado, S_i representa o valor simulado e n indica o número de observações.

O coeficiente de determinação (r^2) é uma medida de ajustamento entre dados simulados e observados, varia entre 0 e 1, indicando, em percentagem, o quanto os dados simulados se aproximam dos observados. Para saber sua eficácia, e garantir que as variáveis envolvidas são correlacionáveis, aplicou-se o teste de significância *t-Student* bicaudal ($\alpha = 0,01$ e $\alpha = 0,05$). O *REMQ* mede a variação dos valores simulados ao redor dos valores observados, enquanto que o *EAM* indica o afastamento (desvio) médio absoluto dos valores simulados em relação aos observados. Em ambos os métodos, altos valores indicam altos níveis de discrepância entre as simulações e os dados observados. Já o ε representa o afastamento percentual entre o valor real medido e o simulado. O ideal seria que os valores de *REMQ*, *EAM* e de ε fossem o mais próximo de zero. Todos esses testes encontram-se descritos em Wilks (2006).

4.5.2 Análise comparativa dos resultados obtidos por sensoriamento remoto e modelagem numérica da atmosfera

Os resultados obtidos na simulação CTRL foram, ainda, comparados aos resultados obtidos por sensoriamento remoto através de imagens MODIS/Terra. As comparações deram-se entre os resultados obtidos para o dia 13 de agosto de 2002, às 12:00 HL. Nesta comparação, os dados de sensoriamento remoto foram admitidos como dados observados.

Os testes utilizados nesta análise foram o *EAM* (Equação 21) e o ε (Equação 22), descritos anteriormente na seção 4.9.1.

4.5.3 Análise de sensibilidade do modelo BRAMS as mudanças de uso e ocupação do solo

A identificação de diferenças estatísticas entre o cenário CTRL e os cenários ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500, foram analisadas através de dois testes estatísticos: análise de variância (ANOVA) e o *t-Student* ou *test-t*, ambos para $\alpha = 0,05$.

A ANOVA foi utilizada com o objetivo de identificar se as alterações realizadas nas variáveis biofísicas das vegetações, encontradas na área de estudo, foram capazes de causar diferenças entre os experimentos, ou seja, se suas médias eram significativamente iguais ou não. Já o *test-t* foi utilizado com o objetivo de discutir a significância estatística dos impactos da mudança no uso e cobertura do solo, uma vez que verifica se os valores médios entre dois experimentos diferem estatisticamente, levando-se também em consideração a variabilidade da distribuição de cada experimento. Ambos os testes encontram-se descritos em Wilks (2006).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Este capítulo é dividido em três seções, nas quais são discutidos os resultados obtidos neste estudo. A seção 5.1 trata da estimativa e avaliação das componentes do balanço de energia à superfície a partir do algoritmo S-SEBI com o uso de dados MODIS/Terra. Nas imagens do dia 13/08/2002, as áreas homogêneas definidas como Silvicultura 4 e 5 estavam reflorestadas com pinus. A partir de 2004, ano em que a AMCEL deixou de plantar mudas de pinus, estas mesmas áreas passaram a ser reflorestadas com eucalipto, caso das imagens dos dias 02/09/2006 e 09/09/2012. Para cada área, nas três datas estudadas, foram extraídos os valores dos *pixels* e geradas estatísticas descritivas básicas (mínimo, máximo, média e desvio padrão) e aplicado um teste de homogeneidade (*p*-valor).

Na seção 5.2, primeiramente, apresenta-se a validação da simulação CTRL em relação as observações de superfície, por meio dos testes estatísticos descritos na seção 4.9.1. Foram avaliadas as variáveis temperatura do ar e velocidade do vento medidas e simuladas a 2 e 10 metros acima do solo, respectivamente, e radiação solar de onda curta e precipitação para o primeiro nível vertical do modelo (em torno de 24 metros de altura). Posteriormente, avalia-se a simulação CTRL quanto a resposta das principais variáveis meteorológicas a heterogeneidade da superfície, cujo objetivo foi, apenas, demonstrar se o modelo foi capaz, ou não, de simular satisfatoriamente o ciclo diário das variáveis analisadas, mas não sua destreza em simular sobre diferentes superfícies da área de estudo, bem como suas diferenças espaço-temporais. Por fim, compararam-se os resultados da simulação CTRL e os estimados por sensoriamento remoto.

Finalmente, na seção 5.3, analisou-se as simulações idealizadas, desenvolvidas com o modelo BRAMS e o submodelo de interação solo-vegetação-atmosfera LEAF-3, para mostrar como as mudanças de uso e cobertura do solo influenciam na formação e/ou mudanças das circulações locais do tipo brisa, por exemplo, permitindo inferir os efeitos futuros que possíveis alterações nos padrões de cobertura da superfície podem exercer sobre a atmosfera.

5.1 Estimativa do balanço de energia à superfície utilizando imagens MODIS/Terra através do algoritmo S-SEBI

5.1.1 Albedo da superfície (α_s)

Na Figura 8, são observados os mapas temáticos do albedo da superfície (α_s) estimados pelos métodos de Liang (2000) e Tasumi *et al.* (2008). Comparando os resultados obtidos pelos dois métodos, nota-se que o método Tasumi apresentou melhores resultados que o método Liang, uma vez que reproduziu melhor os diferentes tipos de uso e cobertura do solo. Ambos os métodos estimaram valores, significativamente, semelhantes de albedo sobre a região de estudo, no entanto, pelo método Liang, obteve-se sobre áreas de floresta valores iguais ou superiores de albedo aos observados sobre cerrado, diferente do esperado, visto que estas áreas apresentam diferentes tipos de vegetação e solo (Figuras 2 e 3, respectivamente).

Devido ao cerrado apresentar superfícies bem drenadas e de vegetação mais seca durante o período menos chuvoso, com presença de solo exposto e mais claro (predominantemente latossolo amarelo e vermelho-amarelo), ao contrário das formações florestadas, de superfícies rugosas, onde existem áreas permanente ou sazonalmente inundadas, esperava-se encontrar maiores valores de albedo sobre o cerrado, como pode ser observado nas estimativas pelo método Tasumi (Figura 8b, 8d e 8f). Por este motivo, para a estimativa dos demais componentes do balanço de energia à superfície sobre a área de estudo, utilizou-se os resultados obtidos segundo o método Tasumi.

O albedo das áreas com presença de corpos d'água, nas três imagens analisadas, variou entre 0,05 e 0,11 e compreendem as classes dos mais baixos valores de albedo da superfície (áreas em azul). Bastiaanssen (2000) encontrou valores entre 0,03 a 0,10 para albedo em superfícies com água na bacia de Gediz, na Turquia; Silva *et al.* (2005a) mostraram que corpos d'água, tais como o lago de Sobradinho e pequenos açudes do perímetro irrigado Nilo Coelho, apresentaram valores entre 0,02 e 0,12. Já Meireles (2007), em estudo na bacia do Acaraú, Ceará, encontrou valores entre 0,03 e 0,10 para corpos d'água; Giongo *et al.* (2009) encontraram valores entre 0,04 a 0,10 em lagos e superfícies inundadas do Pantanal; enquanto Silva *et al.* (2010) encontraram valores inferiores a 0,09 sobre a bacia do Mogi-Guaçu. Logo, os valores obtidos neste estudo corroboram com os encontrados pelos autores mencionados acima.

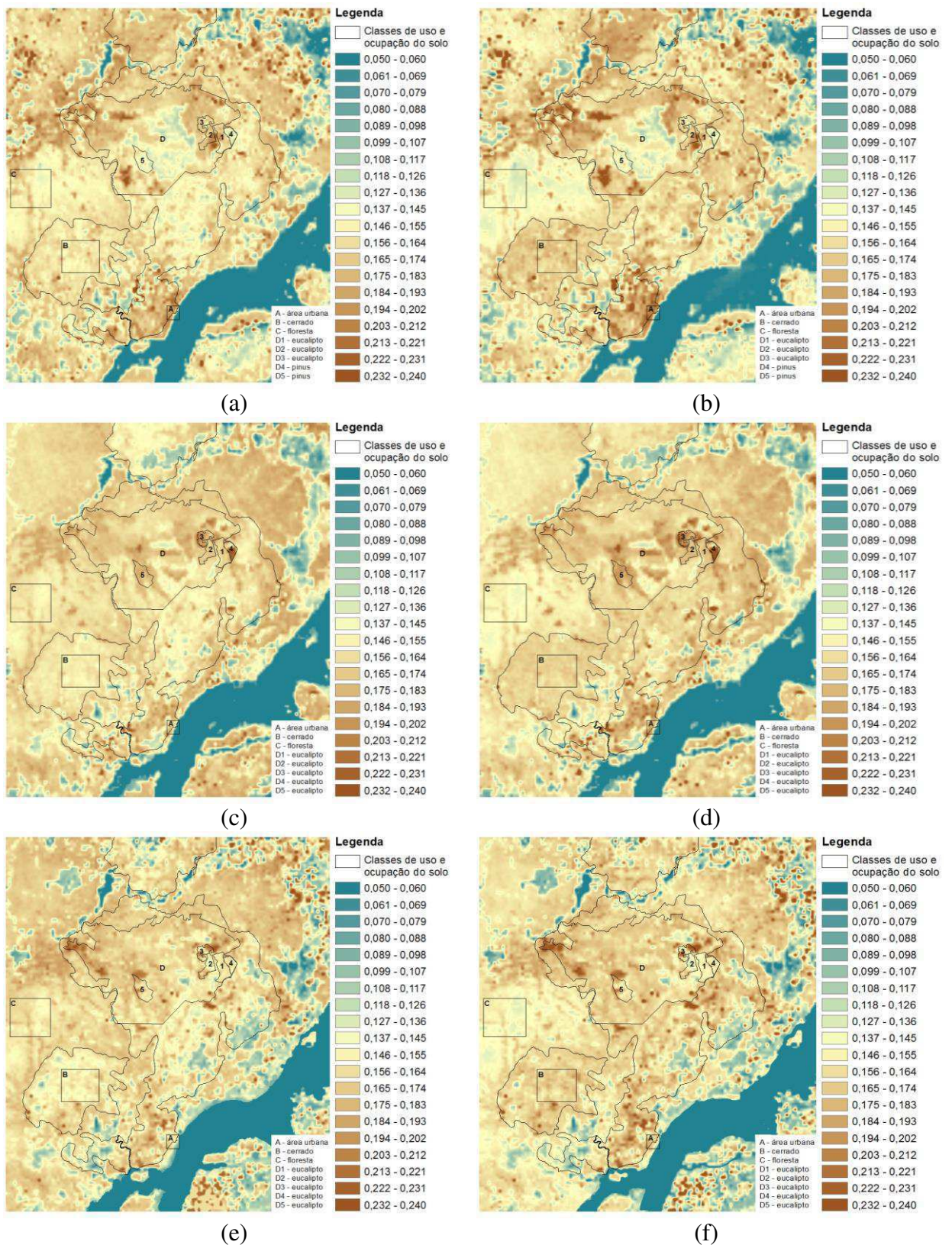


Figura 8. Albedo da superfície (α_s) segundo os métodos Liang (a, c, e) e Tasumi (b, d, f) obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a, b), 02/09/2006 (c, d) e 09/09/2012 (e, f).

Na Tabela 7, são apresentados os valores de albedo nas áreas homogêneas selecionadas. Os maiores valores médios de albedo foram observados sobre a área urbana: 0,16 (13/08/2002), 0,16 (02/09/2006) e 0,17 (09/09/2012). Contudo, este alvo foi o que apresentou a menor variabilidade interanual do albedo à superfície, 5,0%. Dentre os atributos da morfologia urbana, o albedo é um dos que exercem influência significativa para as mudanças de suas condições térmicas, pois está relacionado à capacidade do ambiente em absorver e dissipar calor advindo da radiação solar. Sugere-se que com o passar dos anos, mesmo com a intensificação do processo de urbanização, poucas alterações ocorreram no que diz respeito ao tipo de cobertura do solo, mais especificamente quanto à rugosidade e permeabilidade da superfície, o que explica a baixa variabilidade interanual do albedo à superfície sobre a área urbana.

O albedo das superfícies vegetadas (floresta, cerrado arbóreo e silvicultura) foi fortemente controlado pela variação climática interanual, particularmente o cerrado, que apresenta significativa sazonalidade intra-anual. Em média, o albedo sobre a área de cerrado *censu stricto* variou, entre os anos analisados, 15,9%, passando de 0,14 em 13/08/2002 para 0,16 em 09/09/2012.

Para a área de floresta ombrófila densa, os valores médios estimados foram de 0,12 (13/08/2002), 0,15 (02/09/2006) e 0,15 (09/09/2012), cuja variação interanual foi de 21,1%. Liberato (2011), em um estudo na região central de Rondônia utilizando imagens TM/Landsat 5, encontrou valores médios de albedo em áreas de floresta nativa de 0,12 (13/07/2005) e 0,13 (16/07/2006).

Nas cinco áreas selecionadas de silvicultura de eucalipto e/ou pinus foram observadas as maiores variações interanuais de albedo, 21,6%, 17,9%, 34,1%, 36,5% e 39,5%, respectivamente, uma vez que ao longo das três datas analisadas estas regiões passaram por diferentes estágios de plantio, desde o corte raso, pousio, plantio, rebrota até a floresta adulta.

A área homogênea definida como “Silvicultura 5”, que no momento da passagem do satélite em 13/08/2002 encontrava-se reflorestada com pinus, apresentou o menor valor médio de albedo dentre as áreas de reflorestamento selecionadas, 0,124, valor muito próximo a área homogênea definida como “Floresta ombrófila densa”, que foi de 0,123. Isso se deve ao fato de que no momento da passagem do satélite, a área homogênea “Silvicultura 5” encontrava-se em seu estágio de desenvolvimento máximo, com pinus de cerca de 17 metros de altura e

copa com raio em torno de 3 metros. No entanto, quando se avalia a mesma área para o dia 02/09/2006, ocorre uma variabilidade no valor do albedo de 39,5%, passando de 0,124 para 0,173, uma vez que a vegetação desta área havia passado por corte raso, deixando o solo completamente exposto no momento da passagem do satélite, o que ocasionou uma maior interferência do solo e, conseqüentemente, aumento do albedo à superfície. Na imagem do dia 09/09/2012, a área homogênea “Silvicultura 5” encontrava-se com reflorestamento de eucalipto, apresentando valor médio de albedo da superfície de 0,159, valor próximo ao encontrado sobre o cerrado na mesma imagem (0,160).

As distintas espécies vegetais encontradas sobre a região de estudo tendem a reagir de formas diferentes as condições climáticas locais. As espécies lenhosas, como é o caso do cerrado, com algum grau de decíduidade, durante o período seco iniciam seu processo de senescência; espécies sempre verdes, como é o caso das florestas ombrófilas, reduzem suas atividades fotossintéticas; e espécies graminóides, como as formações savaníticas também encontradas sobre a região de estudo, reagem ao estresse hídrico através da dormência. Isto explica as diferenças intra-anuais encontradas nos valores estimados de albedo sobre os alvos analisados.

De modo geral, observa-se que os menores valores de albedo estão associados a corpos d'água e áreas de vegetação permanente, como a floresta ombrófila densa, enquanto que os maiores estão relacionados às áreas de cerrado, de vegetação rala ou de solo exposto.

Tabela 7. Descrição estatística do albedo da superfície (α_s) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Albedo da superfície (α_s)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p</i> -valor
13/08/2002	Área urbana	0,15	0,18	0,16	0,01	0,00
	Cerrado	0,12	0,16	0,14	0,01	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	0,11	0,14	0,12	0,01	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,11	0,16	0,13	0,01	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,11	0,16	0,14	0,01	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,11	0,15	0,14	0,01	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	0,11	0,14	0,13	0,01	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	0,11	0,14	0,12	0,01	0,00
02/09/2006	Área urbana	0,13	0,18	0,16	0,02	0,01
	Cerrado	0,15	0,17	0,16	0,01	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	0,14	0,16	0,15	0,01	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,14	0,17	0,16	0,01	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,15	0,17	0,17	0,01	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,15	0,21	0,18	0,02	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	0,14	0,23	0,17	0,02	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	0,15	0,19	0,17	0,01	0,00
09/09/2012	Área urbana	0,16	0,19	0,17	0,01	0,00
	Cerrado	0,15	0,18	0,16	0,01	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	0,14	0,16	0,15	0,01	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,14	0,16	0,15	0,01	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,13	0,17	0,15	0,01	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,14	0,19	0,16	0,02	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	0,14	0,17	0,16	0,01	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	0,14	0,18	0,16	0,01	0,00

5.1.2 Temperatura da superfície (T_s)

Na Figura 9, são observados os mapas temáticos de temperatura da superfície (T_s), para as três datas estudadas. Sobre a área urbana, os valores médios de temperatura da superfície foram: 33,4 °C (13/08/2002), 34,4 °C (02/09/2006) e 35,1 °C (09/09/2012), valores relativamente semelhantes aos encontrados sobre o cerrado nas mesmas datas (33,9 °C, 34,5 °C e 35,1 °C), conforme pode ser observado na Tabela 8. Estas áreas foram, ainda, as que apresentaram a menor variabilidade interanual de temperatura da superfície (5,3% e 3,8%,

respectivamente para área urbana e cerrado), bem como as maiores temperaturas médias quando comparadas a outros alvos, uma vez que nestas áreas a maior parte da energia emitida pelo solo é convertida em calor sensível e, conseqüentemente, usada para aumentar sua temperatura.

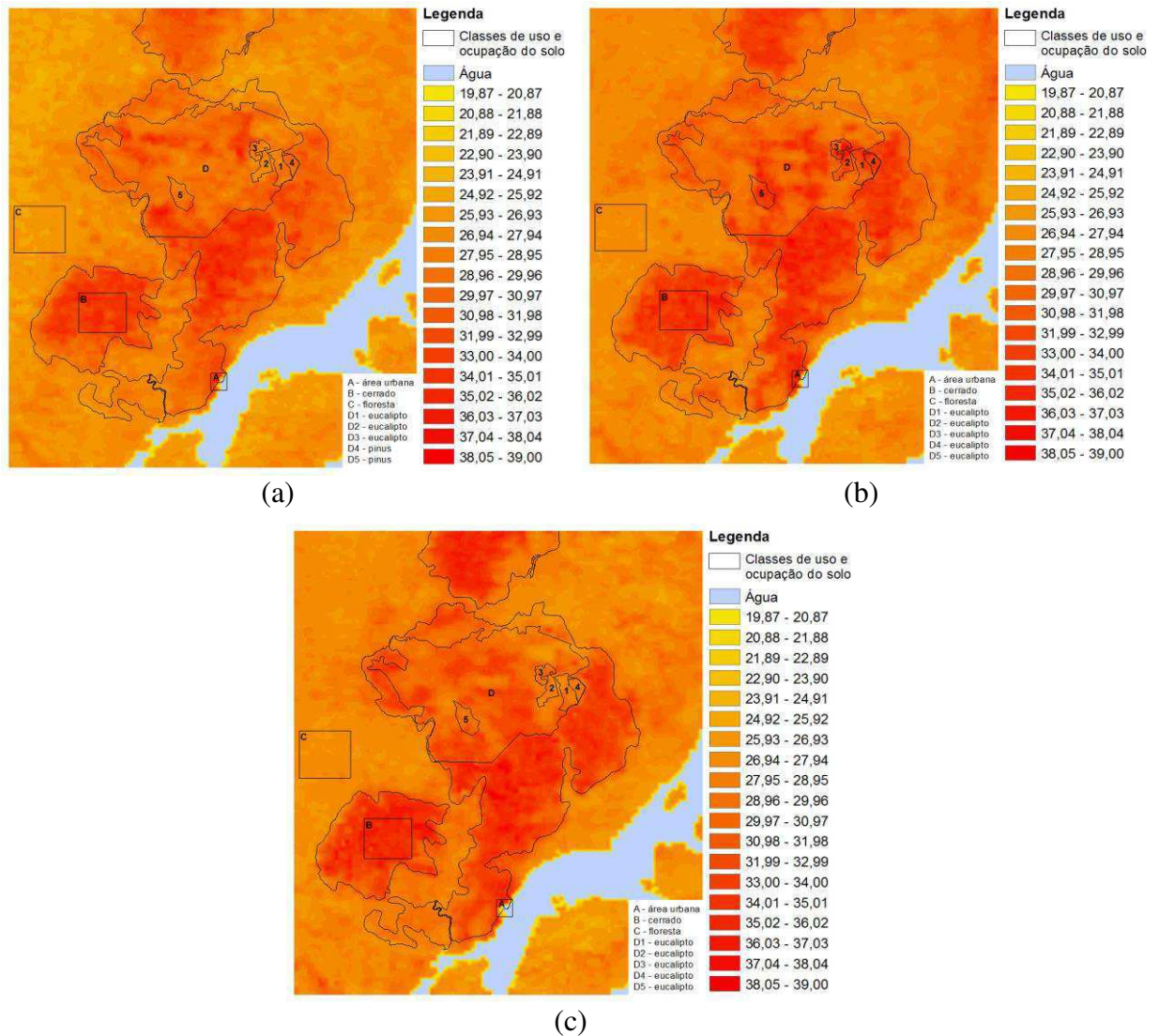


Figura 9. Temperatura da superfície (T_s), em °C, obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

As áreas com algum tipo de vegetação, como a floresta ombrófila densa e as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, esta última dependendo do estágio de desenvolvimento da vegetação, tiveram temperaturas mais amenas. As cinco áreas homogêneas destinadas à silvicultura foram as que tiveram a maior variabilidade interanual de temperatura da superfície, 11,3%, 16,7%, 10,1%, 14,6% e 11,7%, respectivamente. Nas imagens dos dias 13/08/2002 e

09/09/2012, as diferenças de temperatura entre os cinco alvos destinados a silvicultura não ultrapassaram 1,0 °C, visto que, nestas datas, estas áreas encontravam-se reflorestadas, situação diferente da encontrada na imagem do dia 02/09/2006. Ou seja, a cobertura vegetal foi a principal responsável pela variação de temperatura da superfície, conforme pode ser observado na Tabela 8.

Tabela 8. Descrição estatística de temperatura da superfície (T_s) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Temperatura da superfície (T_s)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p-valor</i>
13/08/2002	Área urbana	32,3	34,3	33,4	0,77	0,00
	Cerrado	31,5	35,8	33,9	1,11	0,00
	Floresta ombrófila densa	25,1	27,9	26,3	0,48	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	27,4	30,8	28,8	0,83	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	26,7	30,1	27,7	0,64	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	27,5	32,7	28,9	1,44	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	28,1	31,0	29,8	0,79	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	27,7	33,1	29,4	1,07	0,00
02/09/2006	Área urbana	32,1	36,4	34,4	1,78	0,00
	Cerrado	32,2	37,4	34,5	1,04	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	26,3	28,5	27,3	0,39	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	28,8	35,6	32,1	1,69	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	29,1	36,4	32,3	1,70	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	28,6	35,7	31,8	2,23	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	30,3	36,1	33,4	1,69	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	28,2	36,4	32,8	2,00	0,00
09/09/2012	Área urbana	34,0	36,6	35,1	1,13	0,00
	Cerrado	30,9	37,1	35,1	0,95	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	26,5	28,4	27,3	0,32	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	27,0	32,0	28,9	1,10	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	27,0	31,6	28,3	1,02	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	28,0	31,6	29,6	1,06	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	28,0	33,3	29,1	1,16	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	28,2	33,0	30,1	1,10	0,00

5.1.3 Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN)

O *IVDN* fornece informações sobre a quantidade e a condição ou “saúde” da vegetação. Vegetações sempre verdes, como as florestas perenifólias, têm naturalmente maior valor de *IVDN*, em função da alta absorção da radiação solar no intervalo de comprimento de onda do vermelho, pela clorofila, nas folhas verdes, e da alta reflectância na faixa do infravermelho próximo, em virtude da turgidez das folhas saudias (LILLESAND *et al.*, 2007). Assim, as áreas que aparecem em tons de verde escuro na Figura 10 estão associadas, predominantemente, as áreas de florestas, pois apresentam maior densidade foliar.

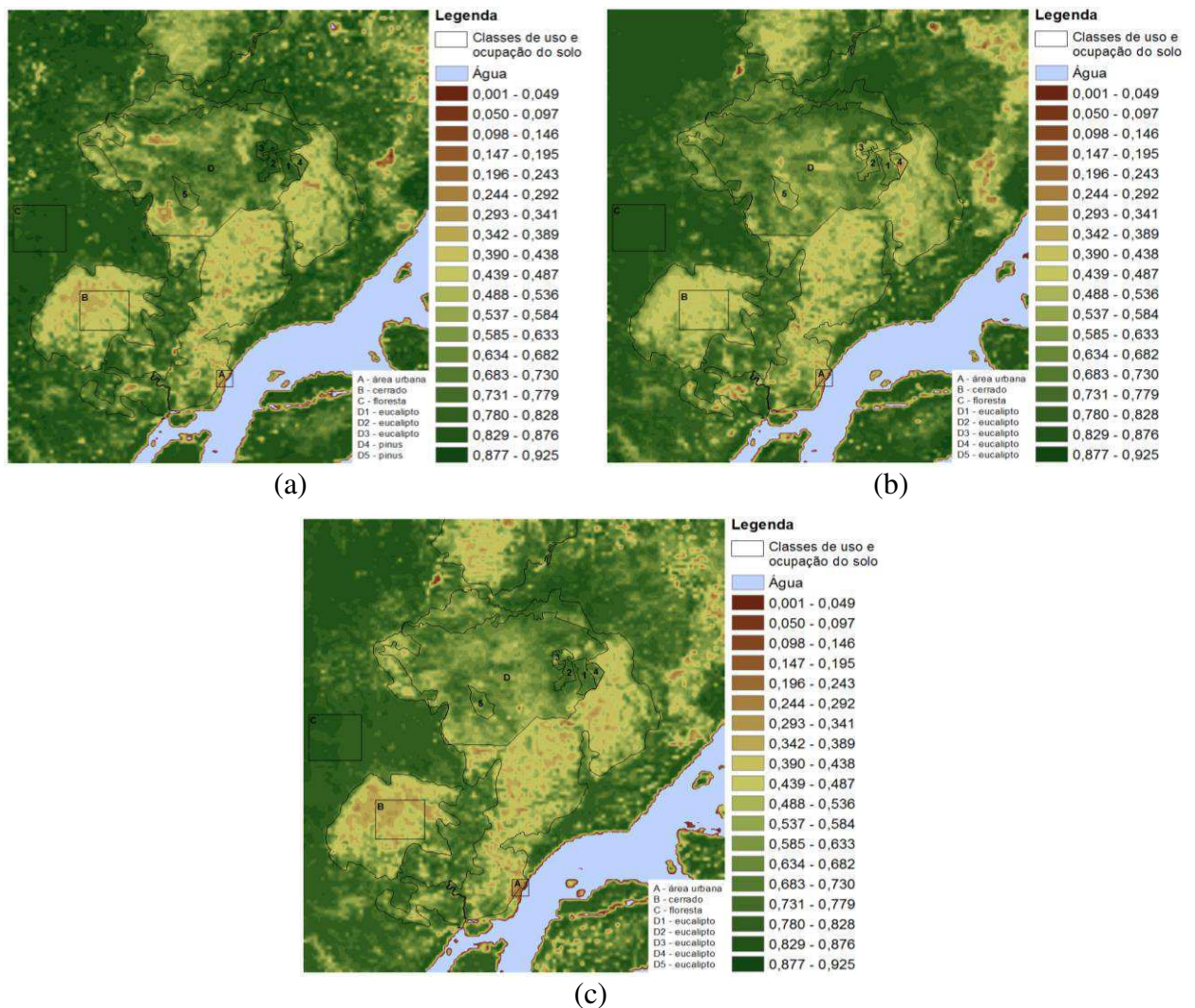


Figura 10. Índice de vegetação da diferença normalizada (*IVDN*) obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

Já a vegetação com estresse hídrico tende a absorver menos radiação solar no intervalo de comprimento de onda do vermelho, ou seja, maior reflectância no espectro do visível, e a absorver mais no infravermelho (SELLERS, 1985). Logo, as áreas que aparecem em tons de verde claro a marrom na Figura 10 estão associadas às áreas de cerrado, vegetação rala ou de solo exposto e claro.

Durante os meses de agosto e setembro, representativos da estação menos chuvosa da região, há o favorecimento de um cenário de estresses múltiplos (principalmente, pelo aumento da radiação solar de onda curta, da temperatura do ar e da redução da precipitação e, por conseguinte, do conteúdo de água no solo) que força a diminuição das atividades metabólicas da vegetação, induzindo à redução da atividade fotossintética de biomas como o cerrado. O estudo do *IVDN* é importante para a avaliação das necessidades hídricas deste bioma, uma vez que durante o período menos chuvoso da região é que ocorrem os maiores números de focos espontâneos de incêndio, levando muitas vezes à morte sua vegetação.

Dentre as áreas analisadas, a área de floresta ombrófila densa foi a que apresentou os maiores valores médios de *IVDN*, 0,86 em 13/08/2002, 0,84 em 02/09/2006 e 0,83 em 09/09/2012, bem como a menor variabilidade interanual, 4,0%. O *IVDN* na área de floresta ombrófila densa foi, em média, 52,3% superior ao verificado na área de cerrado, que apresentou valores médios de *IVDN* de 0,44 em 13/08/2002, 0,47 em 02/09/2006 e 0,41 em 09/09/2012, conforme pode ser observado na Tabela 9.

É possível verificar nos mapas temáticos de *IVDN* que existe boa heterogeneidade entre os alvos, principalmente entre os destinados a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, onde há uma nítida variabilidade interanual de *IVDN* nas cinco áreas homogêneas destinadas a esta atividade, visto que os valores médios da variável na imagem de 13/08/2002 são superiores aos da imagem de 02/09/2006, conforme pode ser observado na Tabela 9. Essas diferenças podem ser explicadas pela supressão da vegetação, ou ainda, plantios em diferentes estágios de desenvolvimento, como mencionado anteriormente.

Tabela 9. Descrição estatística do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN) para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p-valor</i>
13/08/2002	Área urbana	0,29	0,55	0,37	0,08	0,00
	Cerrado	0,30	0,69	0,44	0,09	0,00
	Floresta ombrófila densa	0,78	0,89	0,86	0,02	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,63	0,86	0,78	0,06	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,77	0,89	0,83	0,03	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,70	0,89	0,82	0,04	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	0,47	0,75	0,66	0,08	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	0,54	0,83	0,69	0,07	0,00
02/09/2006	Área urbana	0,33	0,52	0,40	0,08	0,01
	Cerrado	0,38	0,64	0,47	0,05	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	0,80	0,86	0,84	0,01	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,47	0,74	0,65	0,06	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,52	0,74	0,65	0,05	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,43	0,85	0,58	0,10	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	0,28	0,74	0,53	0,11	0,00
09/09/2012	Área urbana	0,24	0,34	0,30	0,04	0,00
	Cerrado	0,30	0,63	0,41	0,07	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	0,77	0,85	0,83	0,01	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	0,45	0,81	0,71	0,07	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	0,67	0,82	0,75	0,04	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	0,53	0,80	0,72	0,06	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	0,43	0,77	0,63	0,09	0,00
Silvicultura 5 - Eucalipto	0,49	0,81	0,67	0,07	0,00	

Observa-se que a discriminação entre os alvos nos mapas temáticos de *IVDN* (Figura 10) é maior do que nos mapas temáticos do albedo (Figura 8). As informações contidas nestes mapas são, em parte, semelhantes, pois ambos expressam o comportamento dos alvos no espectro visível. A diferença de informação, entretanto, reside na utilização também da reflectância do infravermelho próximo para o cálculo do *IVDN*. Ou seja, o uso da razão entre as bandas do visível e infravermelho concede ao *IVDN* maior poder de discriminação de alvos em uma imagem.

5.1.4 Saldo de radiação (R_n)

Partindo do princípio de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de determinado sistema é a energia utilizada por ele, pode-se dizer que o saldo de radiação (R_n) parte-se entre os processos de evapotranspiração (LE), de aquecimento do solo (G_0), de aquecimento do ar (H), parte fica armazenado na biomassa e no dossel da vegetação (PAR) e outra parte é utilizado no processo fotoquímico (assimilação da clorofila).

Segundo Pereira *et al.* (2002), o processo fotoquímico utiliza, em média, menos de 3% do saldo de radiação, sendo quantitativamente desprezível e que o calor armazenado nas plantas (PAR) depende do porte da vegetação e, no caso de pastagens e plantas anuais, também pode ser desprezível. No entanto, segundo Fisch (1997), para florestas, este termo pode variar entre 3% e 10% de R_n , sendo a energia armazenada pela biomassa da floresta, mais importante nos horários de transição, tais como, após o nascer do sol, após o pôr do sol e após eventos de precipitação. Dependendo do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, G_0 também pode ser desprezível, visto que a presença das plantas funciona como isolante, evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo. Assim, comumente a estimativa do saldo de radiação (R_n) tem como objetivo investigar sua partição entre os processos de evapotranspiração (LE) e aquecimento do ar (H).

Neste estudo, o saldo de radiação (R_n), tanto na floresta quanto no cerrado, acompanhou as variações da radiação solar de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$), que representa a componente de maior influência no balanço de radiação. Comparações entre valores medidos e estimados, com seus respectivos erros relativos percentuais, mostram que as estimativas da $R_{s\downarrow}$ foram, relativamente, semelhantes aos valores medidos.

Os erros relativos percentuais entre os valores medidos na estação meteorológica da AMCEL e estimados, no *pixel* que contém a estação, foram de 2,3%, 2,9% e 4,6%, respectivamente, para os 13/08/2002, 02/09/2006 e 09/09/2012. Deve-se salientar que os dados relativos às estimativas (valores instantâneos) diferem naturalmente dos medidos, que são obtidos por integrações em intervalos de 60 min, mas que não afetaram as comparações.

Pelos mapas temáticos de R_n (Figura 11), pode-se observar que nos três dias selecionados o R_n foi maior sobre corpos d'água (tonalidade em vermelha-amarela) e floresta

ombrófila densa (tonalidade em verde-amarela), o que indica uma maior energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente, quando comparada à área urbana e de cerrado (tonalidade em azul). Ainda na Figura 11, distingue-se com certa facilidade corpos d'água das demais classes de uso e cobertura do solo (cerrado *sensu stricto*, floresta ombrófila densa e silvicultura). No entanto, a distinção entre as áreas de tensão ecológica ou contatos florísticos, vegetação secundária e pastagem é mais difícil devido à proximidade, por vezes, dos valores estimados para essas áreas. Isso pode estar relacionado à similaridade entre as espécies vegetais existentes nestas áreas, o que causa uma mistura espectral dos *pixels* das diferentes feições florísticas da área de estudo.

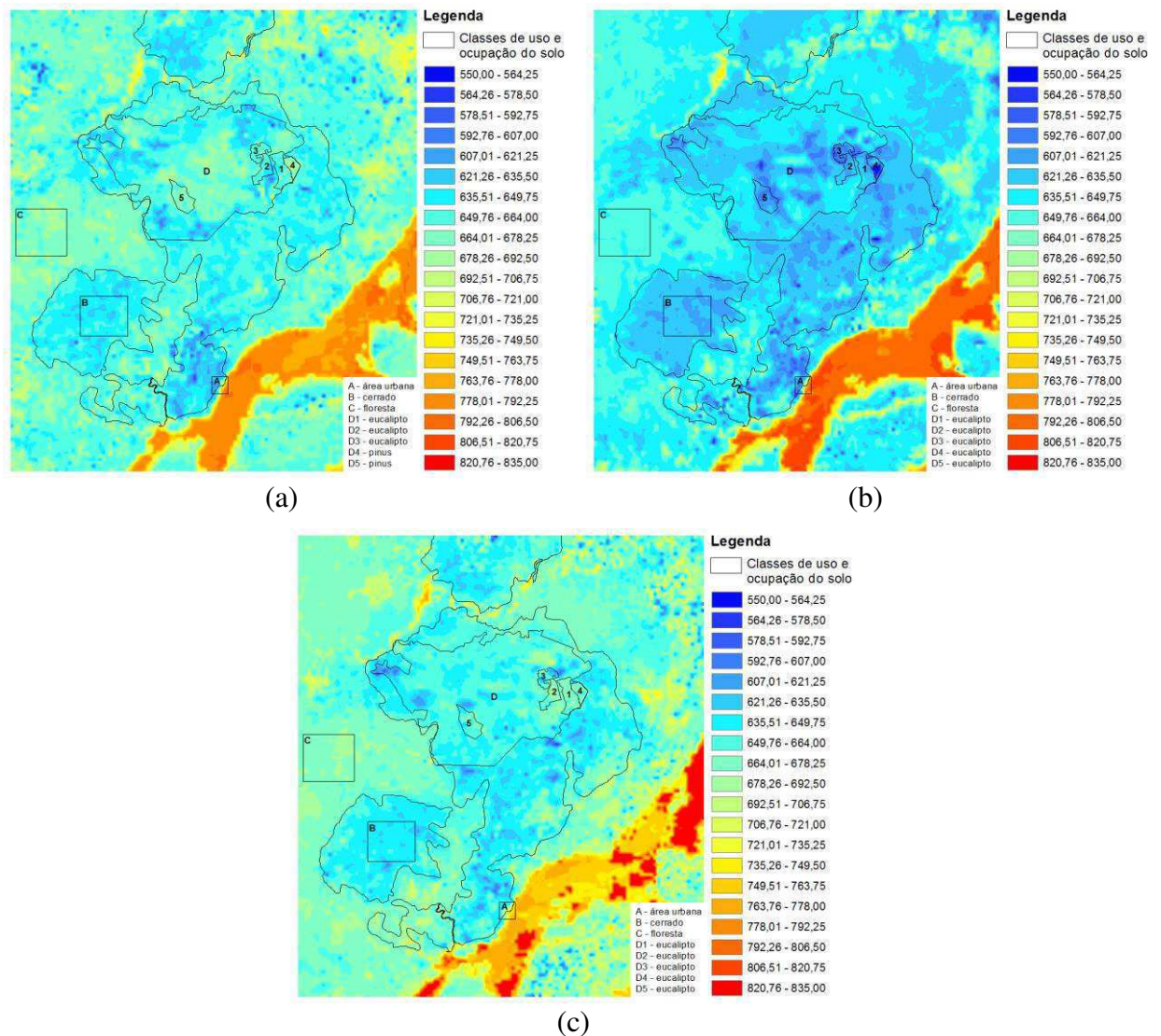


Figura 11. Saldo de radiação à superfície (R_n), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

Na Tabela 10, constam os valores do saldo de radiação à superfície (R_n) nas áreas homogêneas selecionadas. Como já era esperado, os menores valores médios de R_n foram observados sobre a área urbana: $617,7 \text{ Wm}^{-2}$ (13/08/2002), $619,7 \text{ Wm}^{-2}$ (02/09/2006) e $634,1 \text{ Wm}^{-2}$ (09/09/2012), uma vez que este alvo apresentou os maiores valores médios de albedo da superfície. Este alvo foi, também, o que apresentou a menor variabilidade interanual de R_n , 2,7%.

Assim como a área urbana, a floresta ombrófila densa e o cerrado foram as áreas homogêneas que apresentaram a menor variabilidade interanual de R_n , 3,1% e 3,3%, respectivamente. Contudo, sobre a floresta foram observados os maiores valores médios de R_n , $674,8 \text{ Wm}^{-2}$ (13/08/2002), $655,2 \text{ Wm}^{-2}$ (02/09/2006) e $675,8 \text{ Wm}^{-2}$ (09/09/2012), bem como os menores desvios padrões, comprovando a homogeneidade de sua cobertura, conforme pode ser observado na Tabela 10.

Em média, o R_n sobre o cerrado foi 5,1% inferior ao da floresta. Isto se deve ao fato do albedo sobre a vegetação ser menor do que em áreas de solo exposto, ou seja, áreas vegetadas refletem menos energia no comprimento de onda curta e absorvem mais a energia proveniente do sol (onda curta), resultando numa menor perda de energia.

As maiores variabilidades interanuais de R_n ocorreram sobre as cinco áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus: 6,8%, 7,8%, 8,5%, 9,6% e 8,8%, respectivamente. Isso é explicado pelo fato destas áreas, ao longo dos anos, passarem por mudanças em sua cobertura vegetal.

As áreas homogêneas definidas como ‘Silvicultura 4 e 5’, por exemplo, que no dia 13/08/2002 encontravam-se reflorestadas com pinus, apresentaram o maior valor médio de R_n dentre as áreas de reflorestamento selecionadas, $672,5 \text{ Wm}^{-2}$ e $668,4 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente, valores muito próximos a área homogênea definida como ‘floresta ombrófila densa’, que foi de $674,8 \text{ Wm}^{-2}$. Isto se deve ao fato de no momento da passagem do satélite estas áreas encontrarem-se em seu estágio de desenvolvimento máximo, próximo ao ponto de corte. No entanto, quando se avalia estas mesmas áreas para o dia 02/09/2006, ocorre uma variabilidade nos valores de R_n de 9,6% e 8,8%, respectivamente, uma vez que a vegetação destas áreas haviam passado por corte raso, deixando o solo completamente exposto, ou seja,

com maior refletância, resultando numa maior perda de energia. Na imagem do dia 09/09/2012, estas áreas encontravam-se com reflorestamento de eucalipto, apresentando valor médio de R_n de 664,2 Wm^{-2} e 657,5 Wm^{-2} , respectivamente, e que são valores semelhantes aos encontrados sobre floresta e demais áreas reflorestadas na mesma imagem, conforme pode ser observado na Tabela 10.

Tabela 10. Descrição estatística do saldo de radiação à superfície (R_n), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Saldo de Radiação (R_n)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p-valor</i>
13/08/2002	Área urbana	603,8	640,2	617,7	12,09	0,00
	Cerrado	623,2	659,9	643,3	7,89	0,00
	Floresta ombrófila densa	658,0	689,9	674,8	6,99	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	644,1	694,0	660,6	9,56	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	625,0	675,0	653,9	11,09	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	637,3	675,0	658,7	7,11	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	650,2	694,0	672,5	12,38	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	651,8	689,7	668,4	8,14	0,00
02/09/2006	Área urbana	606,8	642,8	619,7	16,20	0,00
	Cerrado	608,8	632,8	623,0	4,76	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	642,4	663,3	655,2	4,21	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	607,8	649,0	625,3	8,56	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	608,3	643,5	622,3	6,76	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	586,8	648,8	610,1	15,07	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	567,0	642,5	613,4	16,96	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	598,6	639,0	614,1	9,52	0,00
09/09/2012	Área urbana	621,1	641,9	634,0	7,19	0,00
	Cerrado	628,6	664,4	641,4	5,56	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	663,0	687,4	675,8	4,52	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	649,0	680,1	667,8	6,44	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	651,9	685,5	670,8	9,57	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	634,7	684,8	662,2	12,58	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	646,2	674,7	664,2	7,08	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	629,6	673,7	657,5	9,77	0,00

De modo geral, os maiores valores de R_n , ou seja, menores valores da radiação de onda longa, estiveram associados aos corpos d'água, resultantes do baixo albedo e alta absorção radiativa (alto calor específico), enquanto que os menores valores de R_n estiveram associados às áreas de cerrado com presença de solo exposto.

Silva *et al.* (2005b), Gomes *et al.* (2009) e Gusmão *et al.* (2012) usando imagens do satélite Landsat 5 – TM, sobre alvos que envolviam corpos d'água, áreas de vegetação nativa, solo exposto e área urbana, nos Estados de Pernambuco e Bahia; São Paulo e Tocantins, respectivamente, encontraram os maiores valores de R_n sobre corpos d'água e os menores sobre solo exposto. A tendência de maiores valores de R_n sobre superfícies líquidas e menores sobre os demais tipos de superfícies, encontrada pelos autores, corrobora com os resultados encontrados neste estudo.

Os resultados encontrados neste estudo podem ser explicados pelo efeito combinado do albedo e da T_s , pois o primeiro influencia o balanço de ondas curtas e o segundo, o balanço de ondas longas. Um menor albedo, caso observado sobre corpos d'água, favorece uma menor reflexão da $R_{s\downarrow}$ contribuindo para que o balanço de ondas curtas seja maior, quando comparado a superfícies de maior reflexão, ou seja, maior albedo. Já uma menor T_s , caso observado sobre floresta ombrófila densa, favorecerá para que o balanço de ondas longas seja menor (em termos de valor) quando comparado a superfícies com maiores temperaturas (solo exposto e área urbana). Logo, menores valores de albedo e T_s favorecem para que R_n seja maior sobre corpos d'água e vegetação.

Essa relação inversa entre R_n e albedo, onde áreas com maiores valores de R_n estão associadas a menores valores de albedo, e vice-versa, evidencia a importante atuação das propriedades e condições da superfície na reflexão da radiação solar e sua relação com o total de energia disponibilizado aos processos de aquecimento do ar e do solo e da evaporação. Dentre as condições de superfície estão: coloração e teor de umidade do solo e tipo de cobertura (VIANELLO & ALVES, 2000).

5.1.5 Fluxo de calor no solo (G_0)

O fluxo de calor no solo (G_0) pode ser entendido como a quantidade de energia necessária para aquecê-lo, e é altamente dependente da radiação solar incidente ($R_{s\downarrow}$), da condutividade térmica do solo e de sua condição, textura e uso, tendo, assim, a temperatura da superfície (T_s) como parâmetro físico mais próximo desta variável.

Observando-se os mapas temáticos de G_0 , mostrados na Figura 12, percebe-se que os menores valores ocorrem sobre as áreas com vegetação mais densa, possivelmente de solo mais úmido, variando entre $23,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $70,0 \text{ Wm}^{-2}$, e os maiores sobre as áreas desprovidas de vegetação, ou seja, de solo exposto, variando entre $85,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $121,0 \text{ Wm}^{-2}$. Esses resultados já eram esperados, dado a natureza de cada superfície avaliada, e concordam com os resultados obtidos por Santos (2009) e Oliveira (2012), que encontraram para áreas de solo exposto em ambiente de pastagem na Amazônia valores de G_0 variando entre $100,0 \text{ Wm}^{-2}$ e $122,2 \text{ Wm}^{-2}$.

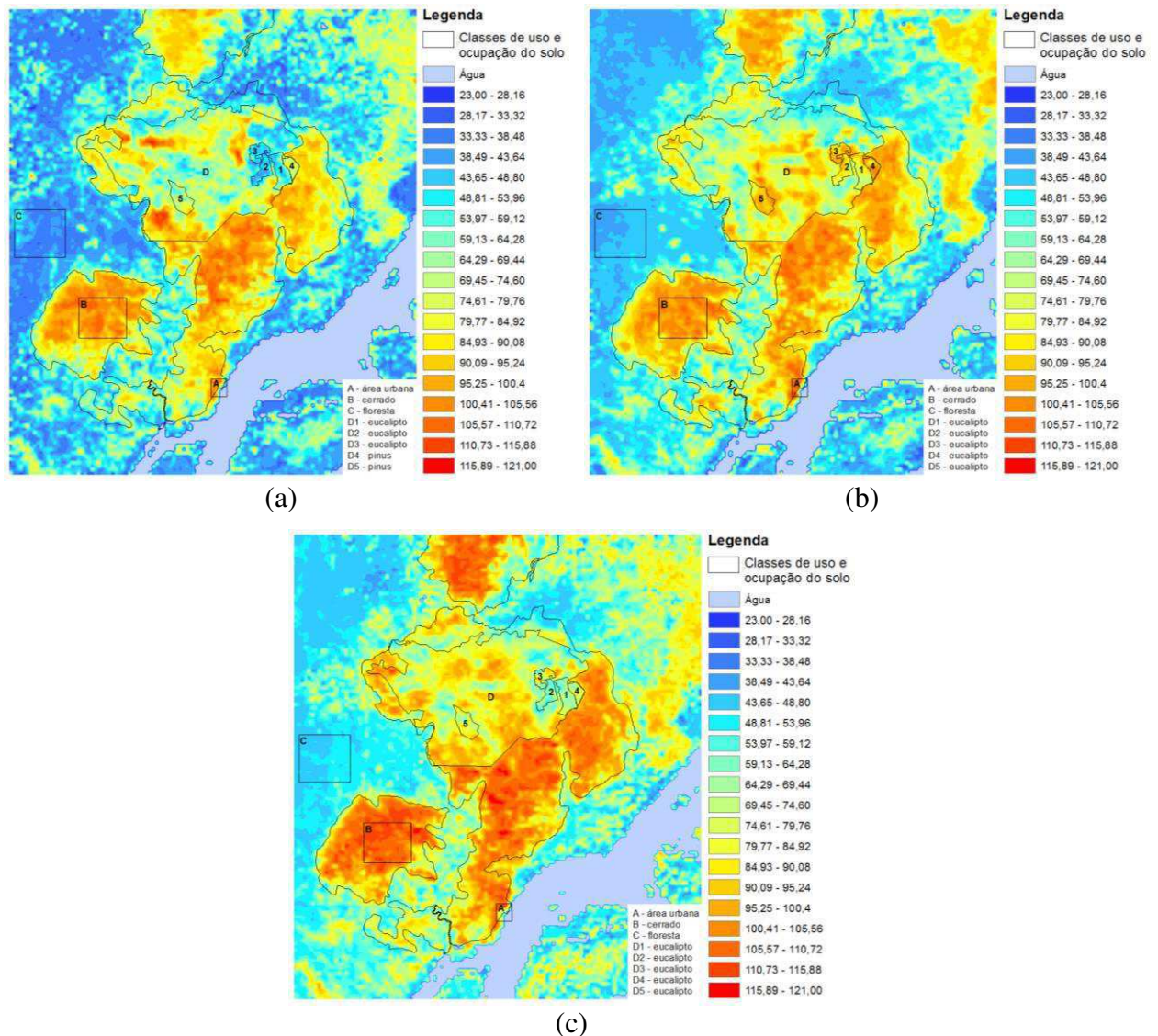


Figura 12. Fluxo de calor no solo (G_0), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

Na Tabela 11, são apresentados os valores do fluxo de calor no solo (G_0) nas áreas homogêneas selecionadas. Os maiores valores médios de G_0 foram observados sobre a área urbana: $100,8 Wm^{-2}$ (13/08/2002), $103,1 Wm^{-2}$ (02/09/2006) e $111,5 Wm^{-2}$ (09/09/2012), cuja variabilidade interanual de G_0 foi pouco maior que 10,0%.

Assim como a área urbana, o cerrado foi a área homogênea que apresentou a menor variabilidade interanual de G_0 (8,5%), bem como elevados valores médios da variável, $100,1 Wm^{-2}$ (13/08/2002), $100,9 Wm^{-2}$ (02/09/2006) e $108,6 Wm^{-2}$ (09/09/2012), correspondendo a 15,6%, 16,2% e 16,9% do valor de R_n , respectivamente. Nicácio (2008) encontrou em áreas

de savana estépica densa e aberta, valores de G_0 correspondendo a 18,0% e 16,0%, respectivamente, de R_n , o que corrobora com os resultados encontrados neste estudo.

A área de floresta apresentou valores médios de G_0 de 38,8 Wm^{-2} em 13/08/2002, 44,2 Wm^{-2} em 02/09/2006 e 48,8 Wm^{-2} em 09/09/2012, correspondendo a 5,7%, 6,7% e 7,2% do valor de R_n , respectivamente. Sugere-se que a alta variabilidade interanual de G_0 (26,0%) esteja relacionada a densidade foliar do dossel da vegetação, fazendo com que uma maior quantidade de energia, na forma de radiação solar de onda curta, chegue a superfície e seja destinada ao aquecimento do solo.

É possível identificar, na área destinada a silvicultura, baixos valores de G_0 na porção leste das imagens de 2002 e 2012, associados à redução de áreas com solo exposto, e de altos valores em 2006, nesta mesma área, associados ao aumento de áreas com solo exposto, demonstrando a sensibilidade das estimativas do modelo de Bastiaanssen (2000), a partir de dados MODIS/Terra, com relação a mudanças no uso e cobertura do solo. As áreas homogêneas com silvicultura de eucalipto (Silvicultura 1 a 3), por exemplo, apresentaram a maior variabilidade interanual de G_0 dentre as cinco áreas de reflorestamento selecionadas, 44,4%, 75,6% e 69,2%, respectivamente.

Deve-se ressaltar que sobre solo exposto G_0 é muito maior do que numa superfície coberta de vegetação, pois nessas áreas parte da energia proveniente do Sol, que incide na forma de radiação de onda curta, será utilizada para o aquecimento do ambiente e evapotranspiração da planta. Percebe-se que nas áreas com vegetação (floresta ombrófila densa e silvicultura), os valores de G_0 são mais baixos, pois nestas áreas a parcela de R_n destinada ao G_0 é menor. Já os maiores valores estão associados às áreas urbana e de cerrado, onde o albedo e a temperatura da superfície são maiores.

Tabela 11. Descrição estatística do fluxo de calor no solo (G_0), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Fluxo de calor no solo (G_0)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p</i> -valor
13/08/2002	Área urbana	96,1	102,5	100,8	2,1	0,00
	Cerrado	79,8	109,0	100,1	6,1	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	32,0	54,0	38,8	3,6	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	41,0	77,1	56,7	10,4	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	34,4	65,9	47,4	6,5	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	34,4	79,1	51,2	9,7	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	61,2	91,5	75,9	7,5	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	49,1	96,3	71,5	9,7	0,00
02/09/2006	Área urbana	98,3	110,2	103,1	5,9	0,00
	Cerrado	85,7	109,0	100,9	4,2	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	39,3	52,6	44,2	1,8	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	69,9	102,1	81,9	8,9	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	66,9	97,7	83,2	7,3	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	44,9	99,3	86,7	14,0	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	70,1	103,0	93,7	8,1	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	60,6	103,8	91,4	8,7	0,00
09/09/2012	Área urbana	108,0	114,9	111,5	2,7	0,00
	Cerrado	92,1	115,8	108,6	4,4	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	44,2	59,4	48,8	2,2	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	52,6	99,6	70,0	8,5	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	51,2	77,3	64,0	6,4	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	58,4	91,3	70,2	8,4	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	61,5	97,9	79,0	10,1	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	56,2	100,1	78,6	8,9	0,00

5.1.6 Fluxo de calor sensível (H)

Pode-se observar que, em média, os menores valores de H são encontrados sobre a floresta ombrófila densa e silvicultura (tonalidade em azul) e os maiores sobre as áreas de cerrado com solo exposto e área urbana (tonalidade em vermelho-amarelo), reflexo da menor umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera (Figura 13). Os valores de H têm grande relação com T_s , ou seja, áreas com altas temperaturas também registram os maiores valores

de H , pois, geralmente, são áreas sem ou com pouca cobertura vegetal.

De modo geral, verifica-se que áreas com maiores valores de R_n estão associadas a menores valores de H e vice-versa. Esse aspecto deixa clara a atuação das propriedades da superfície na reflexão da radiação solar, e sua relação com o total de energia disponibilizado à superfície para os processos de balanço de energia de uma região.

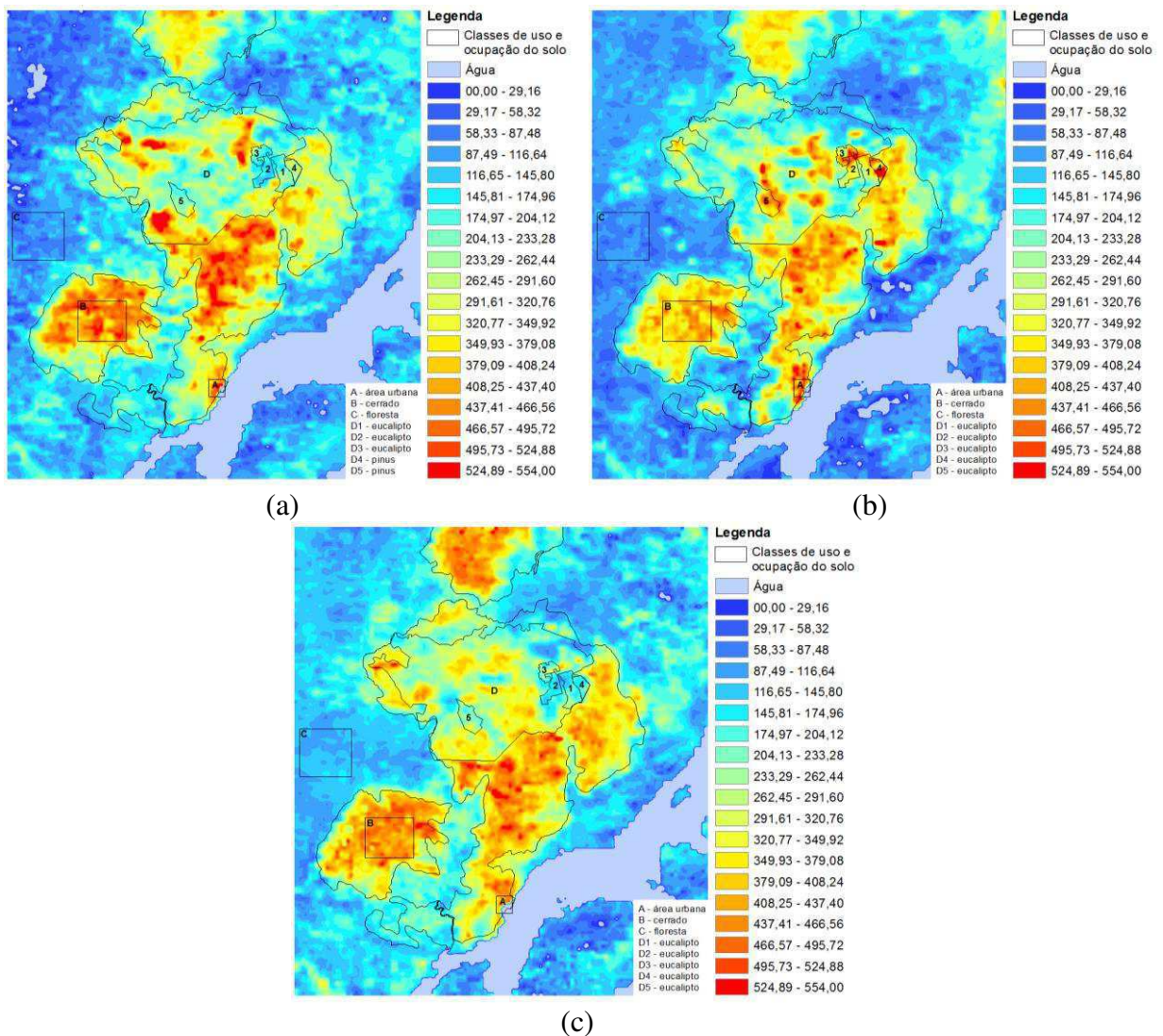


Figura 13. Fluxo de calor sensível (H), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

A descrição estatística dos valores de H referentes às oito áreas homogêneas selecionadas são apresentadas na Tabela 12. Ao se levar em consideração as três datas estudadas, a área urbana apresentou valor médio de H de $439,0 \text{ Wm}^{-2}$, ou seja, 2,2% maior

que a área de cerrado que foi de 429,8 Wm⁻². Ambas as áreas apresentaram as menores variabilidades interanuais, 14,8% e 11,4%, respectivamente. Na área de floresta ombrófila densa, os valores de H variaram entre 16,6 Wm⁻² e 176,5 Wm⁻², e os valores médios foram de 89,3 Wm⁻² em 13/08/2002, 85,8 Wm⁻² em 02/09/2006 e 119,6 Wm⁻² em 09/09/2012, correspondendo a 13,2%, 13,1% e 17,7% do valor de R_n , respectivamente, cuja variabilidade interanual de H foi de 39,5%.

Tabela 12. Descrição estatística do fluxo de calor sensível (H), em Wm⁻², para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso/cobertura do solo	Fluxo de calor sensível (H)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p</i> -valor
13/08/2002	Área urbana	389,8	494,4	464,3	33,74	0,00
	Cerrado	325,5	540,0	447,3	54,50	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	16,6	173,4	89,3	26,04	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	144,9	310,2	216,9	43,02	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	92,3	284,0	156,7	35,41	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	147,9	421,8	223,8	76,21	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	169,1	314,5	256,3	39,03	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	154,8	411,8	236,8	49,96	0,00
02/09/2006	Área urbana	309,2	490,8	404,4	81,15	0,01
	Cerrado	300,0	504,7	401,2	43,96	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	33,1	141,4	85,8	19,04	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	152,3	472,1	311,8	80,56	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	165,6	500,1	323,6	79,85	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	143,4	493,3	318,8	108,29	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	123,8	503,2	355,9	98,70	0,00
09/09/2012	Área urbana	397,4	497,4	448,4	39,3	0,00
	Cerrado	267,1	516,1	441,0	36,8	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	86,2	176,5	119,6	14,9	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	101,7	315,8	190,1	48,1	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	101,7	309,6	162,8	45,1	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	154,8	309,6	220,2	47,2	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	148,2	367,3	197,0	48,5	0,00

Embora nos mapas temáticos dos dias 13/08/2002 e 09/09/2012 os valores de H para as áreas de silvicultura estejam próximos, observa-se que houve um aumento significativo destes com relação ao mapa temático do dia 02/09/2006, conforme pode ser observado na Tabela 12. Isso se deve ao fato de no momento da passagem do satélite estas áreas encontraram-se com diferentes tipos de cobertura do solo, ou com sua vegetação em diferentes estágios de desenvolvimento, como mencionado anteriormente. Sugere-se que o acréscimo no fluxo de calor sensível observado em algumas áreas dentro do polígono agrícola da AMCEL, no dia 02/09/2006, seja reflexo da menor umidade no sistema solo-vegetação-atmosfera em relação aos dias 13/08/2002 e 09/09/2012. Segundo Negrón Juárez (2004), o fluxo de calor sensível não é controlado, apenas, pelo saldo de radiação, mas também pela cobertura do dossel da vegetação. A senescência, causada principalmente pela baixa oferta de umidade no período menos chuvoso da região, reduz a atividade fotossintética da vegetação, conseqüentemente, diminui o $IVDN$ e uma maior quantidade de energia fica disponível para ser convertida em fluxo de calor sensível.

5.1.7 Fluxo de calor latente (LE)

A variabilidade espacial do fluxo de calor latente (LE) obtida nesse estudo pode ser observada nos mapas temáticos presentes na Figura 14. De modo geral, a distribuição espacial de LE ocorreu como o esperado, sendo os menores valores relacionados às áreas de cerrado, com presença de solo exposto, e área urbana (tonalidade em azul), variando entre $0,1 \text{ Wm}^{-2}$ e $308,3 \text{ Wm}^{-2}$, e os maiores relacionados às áreas cobertas por floresta ombrófila densa e silvicultura (tonalidade em vermelho-amarelo), variando entre $342,6 \text{ Wm}^{-2}$ e $651,0 \text{ Wm}^{-2}$. Destaca-se que os valores elevados de H em áreas de solos completamente exposto ou que tenham sofrido processo de queimada, propiciaram a existência de valores de LE muito próximos a zero. Neste contexto, pode-se dizer que os valores estimados pelo algoritmo S-SEBI representaram de maneira eficiente a heterogeneidade da área de estudo.

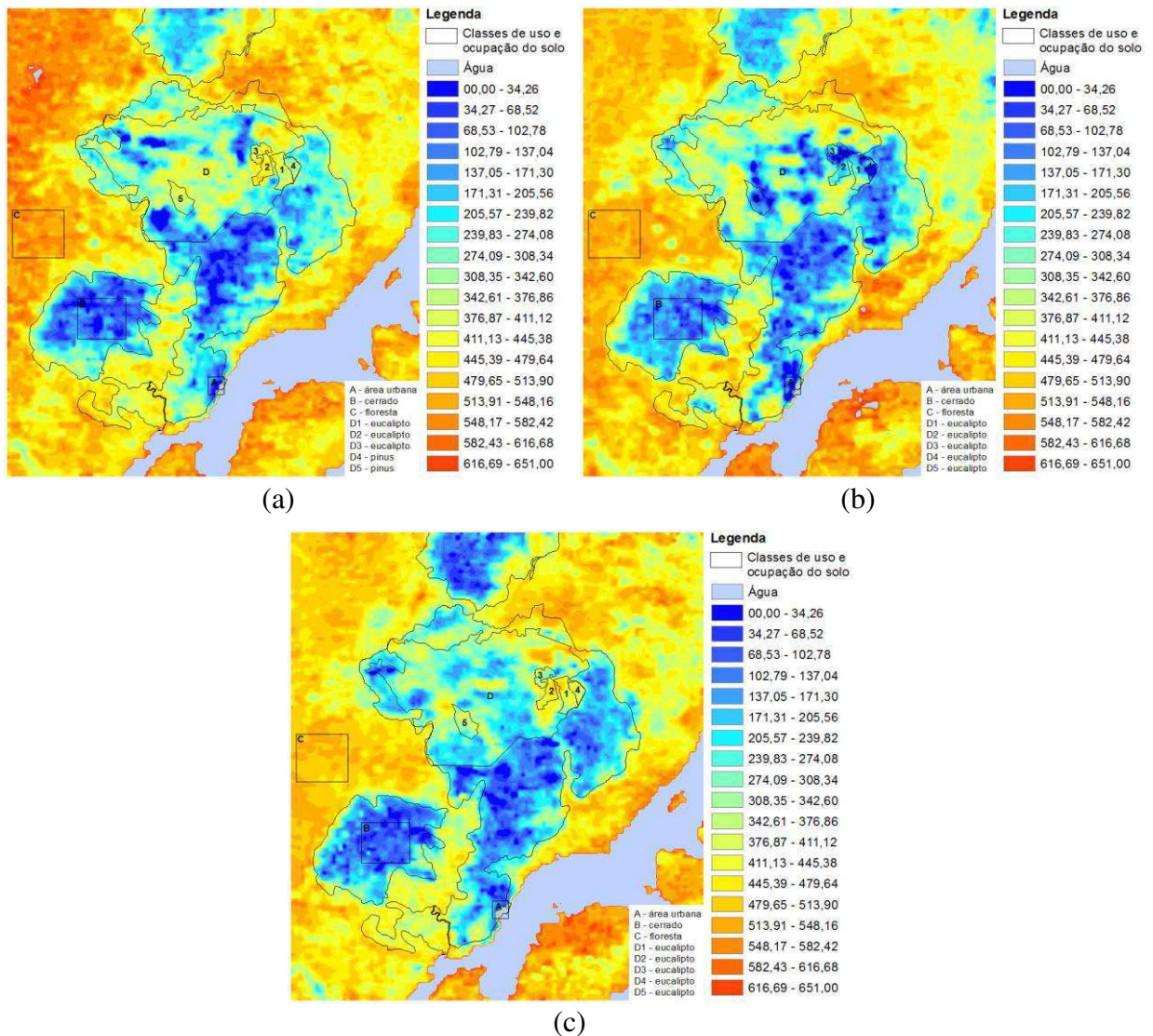


Figura 14. Fluxo de calor latente (LE), em Wm^{-2} , obtidos por imagens MODIS/Terra referente aos dias 13/08/2002 (a), 02/09/2006 (b) e 09/09/2012 (c).

Na Tabela 13, são apresentados os valores de LE referentes às oito áreas homogêneas selecionadas. Como já era esperado, os menores valores médios de LE foram observados sobre a área urbana e o cerrado, uma vez que nestas áreas há pouca umidade disponível. Contudo, a área urbana apresentou variabilidade interanual bastante significativa, 113,2%, ao passo que a variabilidade interanual na área de cerrado foi de 31,7%.

Sobre a floresta ombrófila densa foram observados os maiores valores médios de LE : $546,8 Wm^{-2}$ em 13/08/2002, $525,3 Wm^{-2}$ em 02/09/2006 e $507,4 Wm^{-2}$ em 09/09/2012, correspondendo a 81,0%, 80,2% e 75,1% do valor de R_n , respectivamente, cuja variabilidade interanual foi de 7,8%.

Tabela 13. Descrição estatística do fluxo de calor latente (LE), em Wm^{-2} , para as áreas homogêneas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso/cobertura do solo	Fluxo de calor latente (LE)				
		Mín	Máx	Média	Des. Padrão	<i>p-valor</i>
13/08/2002	Área urbana	11,7	150,4	52,6	43,78	0,01
	Cerrado	1,1	217,7	96,1	55,75	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	464,5	609,0	546,8	25,70	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	287,7	473,8	387,0	45,88	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	308,8	499,6	450,4	37,77	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	154,6	468,6	383,6	86,22	0,00
	Silvicultura 4 - Pinus	272,6	417,8	340,3	40,31	0,00
	Silvicultura 5 - Pinus	159,5	454,5	360,1	57,22	0,00
02/09/2006	Área urbana	9,4	211,5	112,2	96,67	0,05
	Cerrado	4,9	240,7	120,9	50,76	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	462,3	578,3	525,3	20,86	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	44,9	420,0	231,6	95,56	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	24,4	411,1	215,5	91,01	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	9,6	447,4	204,6	128,65	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	7,7	300,3	137,1	89,86	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	2,5	454,6	166,9	114,01	0,00
09/09/2012	Área urbana	22,1	136,5	74,1	42,8	0,01
	Cerrado	3,3	299,5	91,8	43,8	0,00
	Floresta Ombrófila Densa	447,1	551,8	507,4	16,7	0,00
	Silvicultura 1 - Eucalipto	233,6	519,0	407,7	58,9	0,00
	Silvicultura 2 - Eucalipto	265,3	507,3	444,0	52,7	0,00
	Silvicultura 3 - Eucalipto	247,6	470,3	371,8	59,2	0,00
	Silvicultura 4 - Eucalipto	190,6	455,0	388,2	61,1	0,00
	Silvicultura 5 - Eucalipto	154,6	432,5	337,0	59,1	0,00

Dentre as áreas destinadas a silvicultura, a que apresentou a maior variabilidade interanual de LE foi a definida como ‘silvicultura 4’ (183,0%). Esta área, no momento da passagem do satélite em 13/08/2002 encontrava-se reflorestada com pinus, apresentando valor médio de LE de $340,3 Wm^{-2}$, como pode ser observado na Tabela 13. No entanto, durante a passagem do satélite em 02/09/2006, a vegetação desta área havia passado por corte raso,

deixando seu solo completamente exposto, o que explica a alta variabilidade encontrada e o baixo valor de LE ($137,1 \text{ Wm}^{-2}$). Durante a passagem do satélite em 09/09/2012, as cinco áreas destinadas à silvicultura encontravam-se reflorestadas com eucalipto, onde se vê um aumento mais significativo na disponibilidade de energia na superfície, relacionada a LE , do que o uso e cobertura do solo com cerrado.

Valores espúrios estimados das componentes do balanço de energia podem estar relacionados a condição de céu parcialmente nublado ou causados, possivelmente, pela presença de nuvens no local, que não foram detectadas e corrigidas pela máscara utilizada nos produtos MOD11 (WAN *et al.*, 2002).

5.2 Simulação numérica do impacto das mudanças de uso e cobertura do solo

5.2.1 Validação da simulação controle a partir de dados observados

Com o objetivo de avaliar o desempenho do modelo BRAMS foram realizados testes estatísticos a fim de comparar dados medidos em superfície por uma plataforma automática de coleta de dados (PCD), localizada dentro da área de concessão para silvicultura de eucalipto, e os simulados pelo modelo BRAMS (experimento CTRL) no ponto de grade mais próximo das coordenadas da PCD. Foram avaliadas as variáveis temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m de altura, velocidade do vento (m/s) a 10 m de altura, radiação de onda curta (Wm^{-2}) e precipitação (mm), uma vez que apenas estas variáveis possuem valores medidos em superfície e simulados pelo modelo.

A área de estudo localiza-se em baixas latitudes, com fotoperíodo, que corresponde ao número máximo de horas de insolação ou brilho solar, em torno de doze horas. Por isso, as análises comparativas foram realizadas para os períodos diurno (das 07:00 às 18:00 HL) e noturno (após às 18:00 e até às 07:00 HL). O objetivo foi evitar que médias de períodos maiores que 12 horas e a qual a área de estudo, e suas distintas coberturas, estivesse exposta a diferentes valores de radiação solar, ou até mesmo sua ausência, levassem a erros conceituais.

A temperatura média do ar observada durante o período noturno foi de $21,9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ e a simulada foi de $24,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Já as temperaturas médias do ar observada e simulada durante o período diurno foram de $27,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ e $28,0 \text{ }^{\circ}\text{C}$, respectivamente. As temperaturas mínimas observadas foram registradas às 10:00 UTC (07:00 HL), em torno de $19,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$, e as

temperaturas máximas observadas foram registradas às 18:00 UTC (15:00 HL), em torno de 31,1 °C, cuja amplitude térmica foi de 11,3 °C. Quanto às temperaturas mínimas e máximas simuladas, estas foram em torno de 22,6 °C e 30,7 °C, respectivamente, também por volta das 10:00 UTC (07:00 HL) e 18:00 UTC (15:00 HL), com amplitude térmica de 8,1 °C. De acordo com as análises estatísticas realizadas, durante o período noturno o modelo tendeu a superestimar a temperatura média do ar observada em 2,1 °C, com erro médio relativo percentual de 9,8%, e r^2 igual a 0,74, ou seja, em 74% dos casos os valores simulados pelo modelo se aproximam dos valores observados em superfície. Já durante o período diurno, os valores de temperatura média do ar simulados pelo modelo apresentaram boa correlação com os valores observados. Contudo, uma leve ocorrência de precipitação observada, mas não simulada pelo modelo, como pode ser observado na Figura 15d, ocasionou queda na temperatura do ar observada no dia 12/08/2002 (Figura 15a), fazendo com que as análises estatísticas sugerissem ligeira tendência do modelo em superestimar a temperatura média do ar observada em pouco menos de 1,0 °C, quando considerado os três dias de análise. Os demais testes aplicados a esta variável podem ser encontrados na Tabela 14.

A discordância verificada entre as observações e as simulações no ciclo diário da temperatura, mais especificamente durante o período noturno, tem sido uma característica de resultados de simulações numéricas, que podem estar associadas ao fato dos modelos não conseguirem representar o desacoplamento da camada limite noturna, devido ao tamanho das grades utilizadas (NOBRE *et al.*, 1991; FISCH *et al.*, 1997).

Analisando-se o comportamento médio da radiação de onda curta, para os três dias de simulação, verificou-se que a variável em questão apresenta um ciclo diário bem definido, aumentando sua intensidade no início da manhã, aproximadamente às 10:00 UTC (07:00 HL), atingindo valor máximo aproximadamente às 16:00 UTC (13:00 HL), voltando a decrescer até às 21:00 UTC (18:00 HL) quando assume valores nulos, como pode ser observado na Figura 15b. Assim, as análises estatísticas realizadas para avaliação de desempenho do modelo foram restritas ao período diurno (Tabela 14).

Na Figura 15c, tem-se o ciclo diário da velocidade do vento, a partir de dados simulados pelo modelo e observados pela PCD. Durante o período diurno, devido ao maior aquecimento diferencial da superfície, são observados os maiores valores de velocidade do vento, tanto pela PCD como pelo modelo, com médias de 2,1 m/s e 1,6 m/s, respectivamente, e ocorrência de valores máximos por volta das 19:00 UTC (16:00 HL). Contudo, para o

período noturno, as duas curvas não encontram-se em fase, sendo as observações superestimadas em mais de 180% pelo modelo. Assim, em apenas 37% dos casos os valores simulados pelo modelo se aproximam dos valores observados em superfície, conforme pode ser observado na Tabela 14.

Durante o período escolhido para estudo ocorreram apenas três registros observados de precipitação, cujo total acumulado foi inferior a 1,0 mm (Figura 15d). Já os valores de precipitação simulados pelo modelo, somados, não ultrapassaram 0,1 mm, valor mínimo registrado pelo pluviômetro que compõem o conjunto de sensores meteorológicos da PCD AMCEL e que seria registrado como ocorrência de precipitação. Assim, admite-se que o modelo não gerou precipitação neste ponto durante o período em análise.

De modo geral, verificou-se que o modelo simulou de forma satisfatória o ciclo diário das variáveis analisadas, principalmente durante o período diurno, com erros considerados baixos e boa correlação entre valores simulados e observados, a um nível de significância de 99% de confiabilidade.

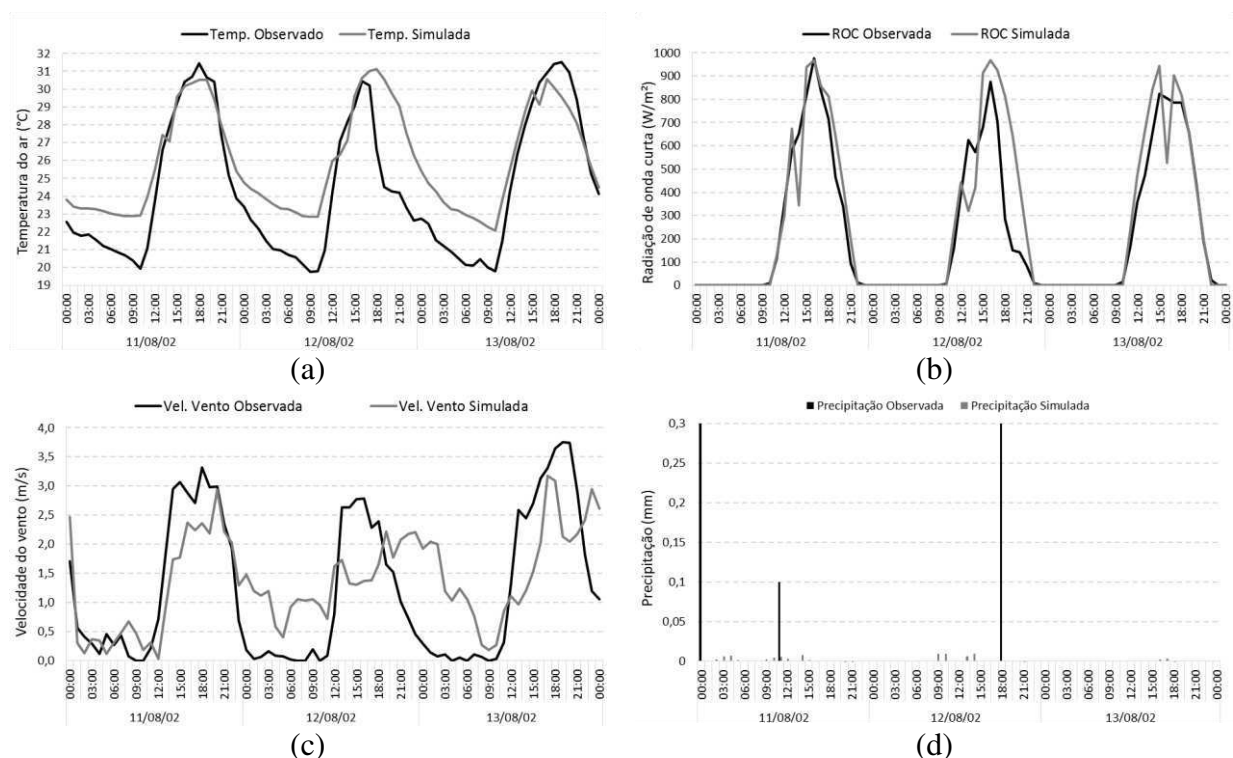


Figura 15. Série temporal da temperatura do ar (a), radiação de onda curta (b), velocidade do vento (c) e precipitação (d) para a simulação CTRL e dados observados entre as 00:00 UTC do dia 11/08/2002 até as 00:00 UTC do dia 14/08/2002.

Tabela 14. Valores dos erros e coeficientes de correlação e determinação entre os dados simulados pelo modelo BRAMS e observados na PCD AMCEL.

Variável	Período	RMSE	MAE	ϵ	r	r ²
Temperatura do ar (°C)	Noturno	2,26	2,10	9,8%	0,86**	0,74
	Diurno	2,29	0,96	4,5%	0,84**	0,71
Radiação de onda curta (Wm ⁻²)	Noturno	-	-	-	-	-
	Diurno	185,14	69,73	26,0%	0,84**	0,70
Velocidade do vento (ms ⁻¹)	Noturno	1,01	0,79	181%	0,61**	0,37
	Diurno	0,94	0,81	14% ¹	0,74**	0,55

** 99% de significância estatística; ¹ Modelo subestimou as observações de superfície.

5.2.2 Variabilidade espaço-temporal dos parâmetros meteorológicos simulados no experimento CTRL

As análises apresentadas anteriormente, referentes ao experimento CTRL, demonstraram a eficácia do modelo em representar as variáveis meteorológicas observadas, principalmente, em representar o estado ótimo da atmosfera durante o período diurno. A seguir, serão apresentados os resultados do modelo quanto a variabilidade espaço-temporal da temperatura do ar (°C), razão de mistura do vapor d'água (g.kg⁻¹), direção e intensidade do vento (ms⁻¹), advecção de temperatura (°C.ms⁻¹) e umidade (g/kg.ms⁻¹), saldo de radiação (Wm⁻²) e fluxos de calor sensível (Wm⁻²) e calor latente (Wm⁻²).

O objetivo foi analisar a influência da heterogeneidade da superfície no transporte de calor e umidade sobre a região, entre as 10:00 UTC (07:00 HL) e 21:00 UTC (18:00 HL) do último dia de simulação (desconsiderou-se as primeiras 48 horas de simulação, tempo necessário para o modelo se ajustar às condições atmosféricas assimiladas, ou *spin-up* do modelo), apenas para a grade de 1 km de resolução.

De acordo com os resultados obtidos, e apresentados na Figura 16, verificou-se que a temperatura mínima ocorreu às 10:00 UTC (07:00 HL), variando entre 21,1 °C em áreas de floresta e 23,1 °C sobre área urbana. Este resultado está, provavelmente, associado as baixas velocidades do vento sobre a floresta à noite, o que pode levar à redução dos processos turbulentos de mistura na vertical e maior estabilidade atmosférica. As maiores diferenças de temperatura, entre as distintas superfícies, ocorreram às 18:00 UTC (15:00 HL), cerca de 13,0 °C entre áreas de solo exposto, onde houve ocorrências de até 36,2 °C, e partes do cerrado, com cerca de 24,6 °C. Estes maiores valores de temperatura estão associados com a maior

intensidade de radiação solar global e a menor quantidade de nuvens, que propicia um aumento na temperatura do ar no período estudado, o menos chuvoso da região. Os baixos valores de temperatura do ar sobre o cerrado podem ser explicados analisando os campos de razão de mistura do vapor d'água, advecção de temperatura e umidade, respectivamente, Figuras 17, 18 e 19. Nota-se que existe uma forte advecção fria sobre esta região diretamente relacionada com o escoamento de ar mais frio e úmido da foz do Rio Amazonas, associada com a direção da brisa fluvial (Figura 20), e de áreas vegetadas adjacentes ao cerrado. Outro fator que pode explicar este considerável resfriamento durante a tarde sobre o cerrado é a ocorrência de precipitação simulada pelo modelo. Entre as 17:00 e 19:00 UTC (14:00 e 16:00 HL) houve um acumulado de precipitação de 9,7 mm.

Analisando-se a razão de mistura do vapor d'água são observadas regiões mais úmidas ao norte e ao sudoeste da área destinada a silvicultura de eucalipto, mais precisamente, sobre áreas de cerrado, superiores a 18 g.kg^{-1} , e mais secas a nordeste, sobre áreas de pastagem ou solo exposto, inferiores a 14 g.kg^{-1} (Figura 17).

Algumas características da estrutura termodinâmica da atmosfera, representadas pela advecção de temperatura e umidade, são mostrados nas Figuras 18 e 19, respectivamente. A advecção de temperatura em superfície mostrou uma tendência de resfriamento à nordeste e a sudoeste da área de estudo, entre as 17:00 UTC (14:00 HL) e as 19:00 UTC (16:00 HL). A configuração da advecção de umidade apresentou as mesmas características da advecção de temperatura. Foi observado um forte gradiente de advecção, com tendência de aumento de umidade à nordeste e à sudoeste da área de estudo, sendo esta umidade transportada do rio para o continente. É clara uma advecção fria sobre boa parte da fronteira do continente com o rio, mostrando assim a formação e influência da brisa fluvial na área de estudo, como também a eficiência do modelo em representar este tipo de fenômeno. O comportamento observado para a advecção de temperatura mostra que, possivelmente, existe um escoamento do tipo brisa formado pelo contraste térmico entre o continente e o rio. Outra característica que pode ser observada é que com a advecção fria à leste da área de estudo, estas regiões tendem a ser mais úmidas que as demais áreas. Ressalta-se que a configuração das advecções de temperatura e umidade foram consistentes fisicamente com a nebulosidade e a precipitação simulada sobre a área de estudo.

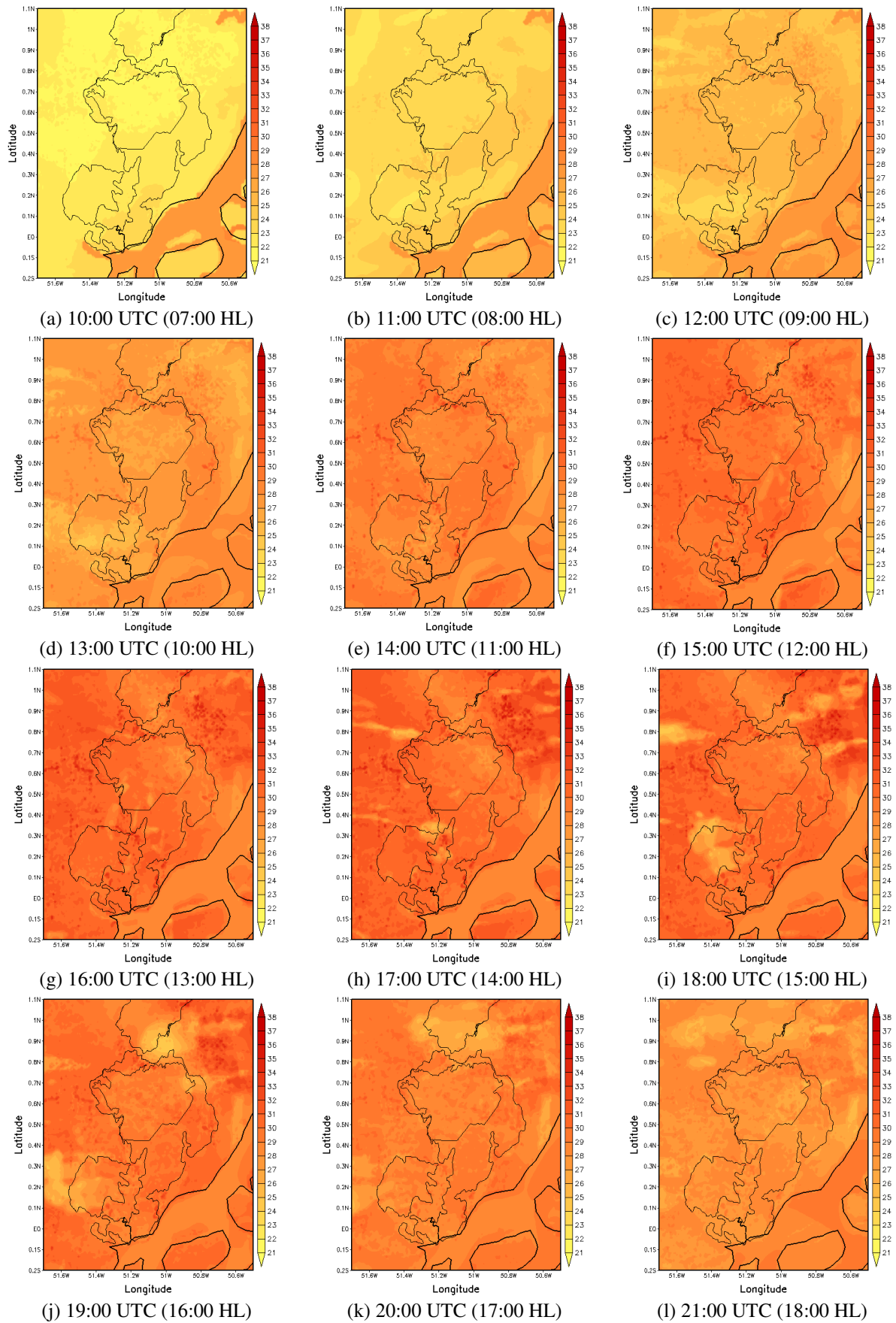


Figura 16. Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) a 2 m de altura entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

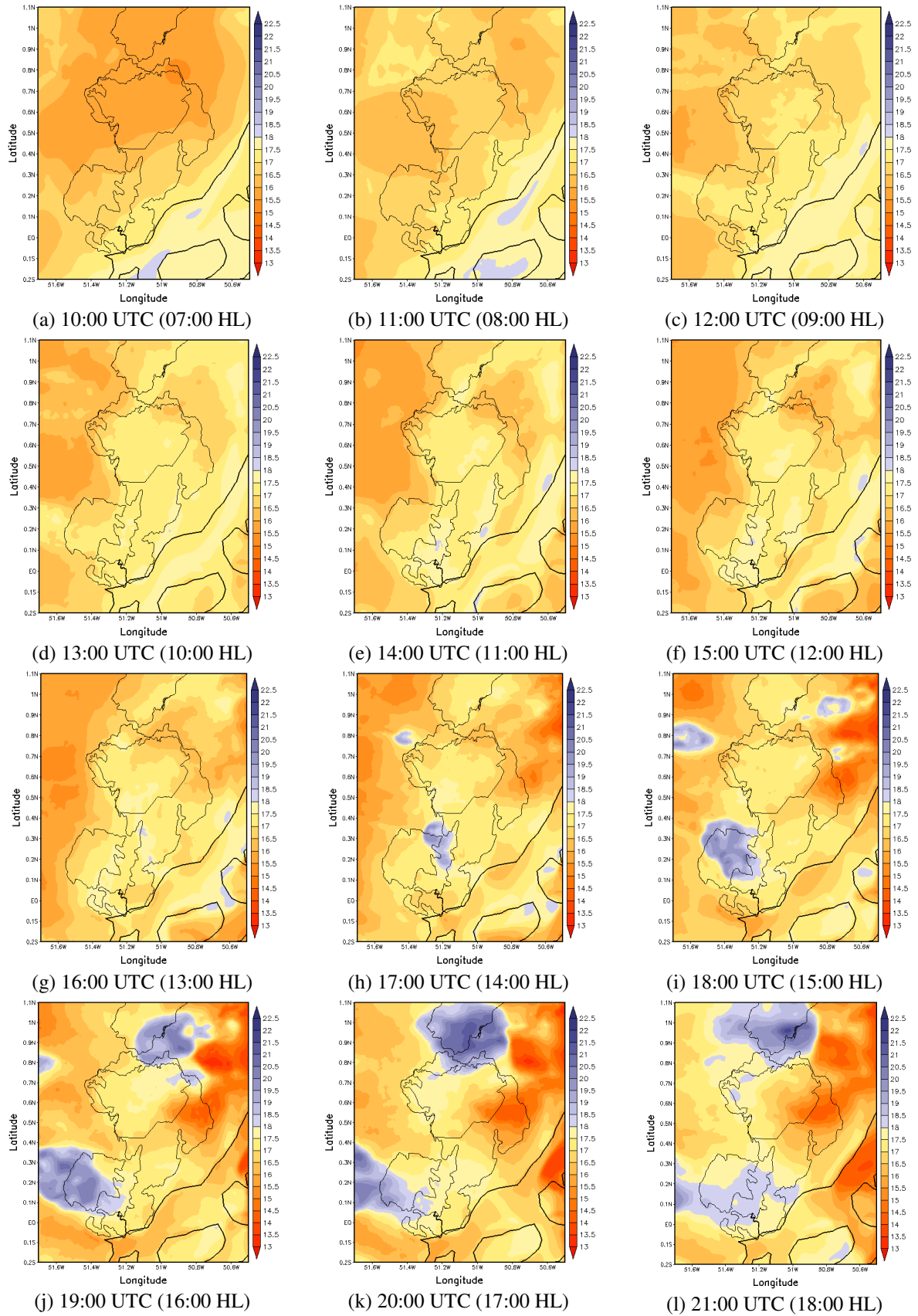


Figura 17. Razão de mistura do vapor d'água (g.kg^{-1}) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

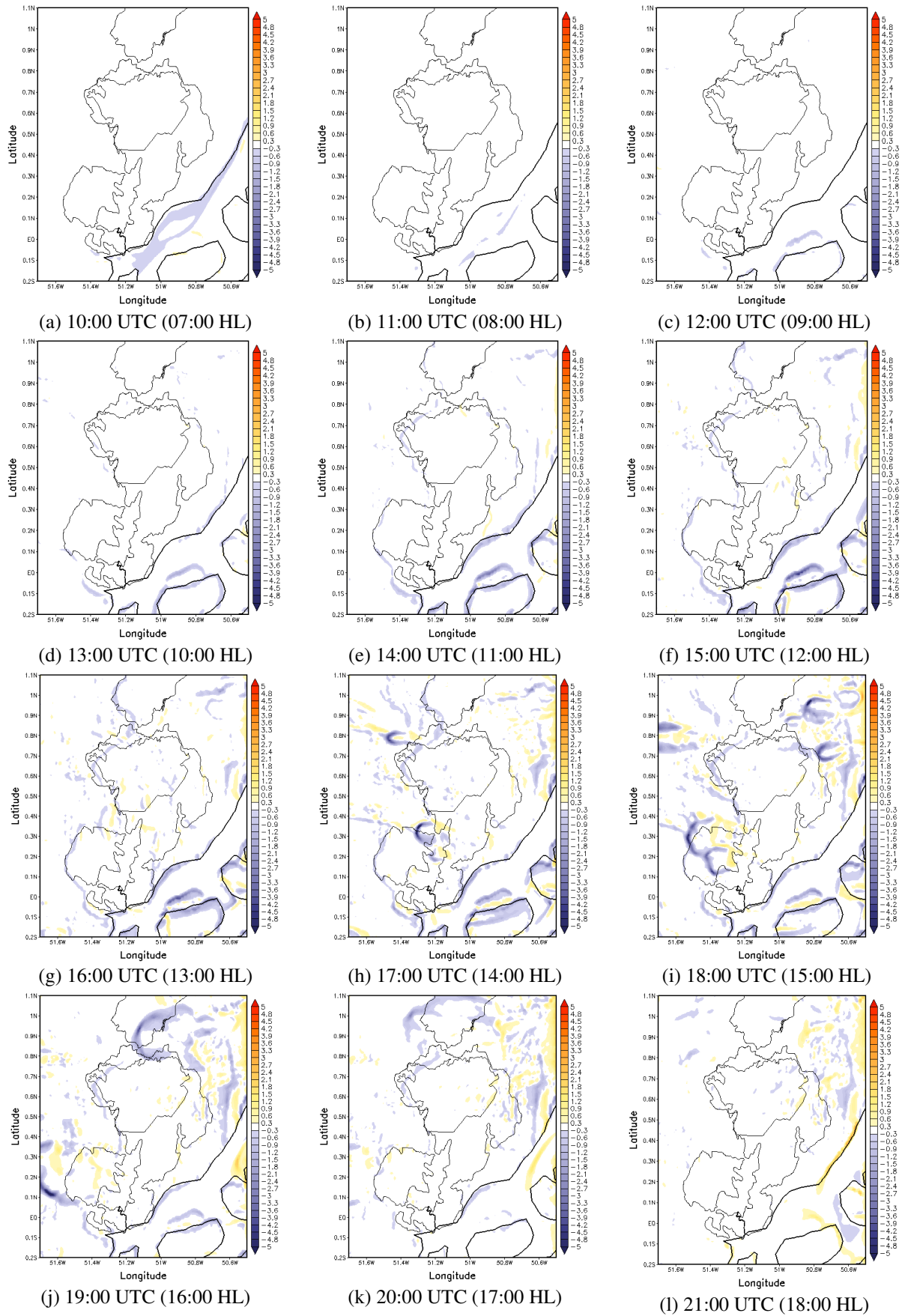


Figura 18. Advecção de temperatura ($10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

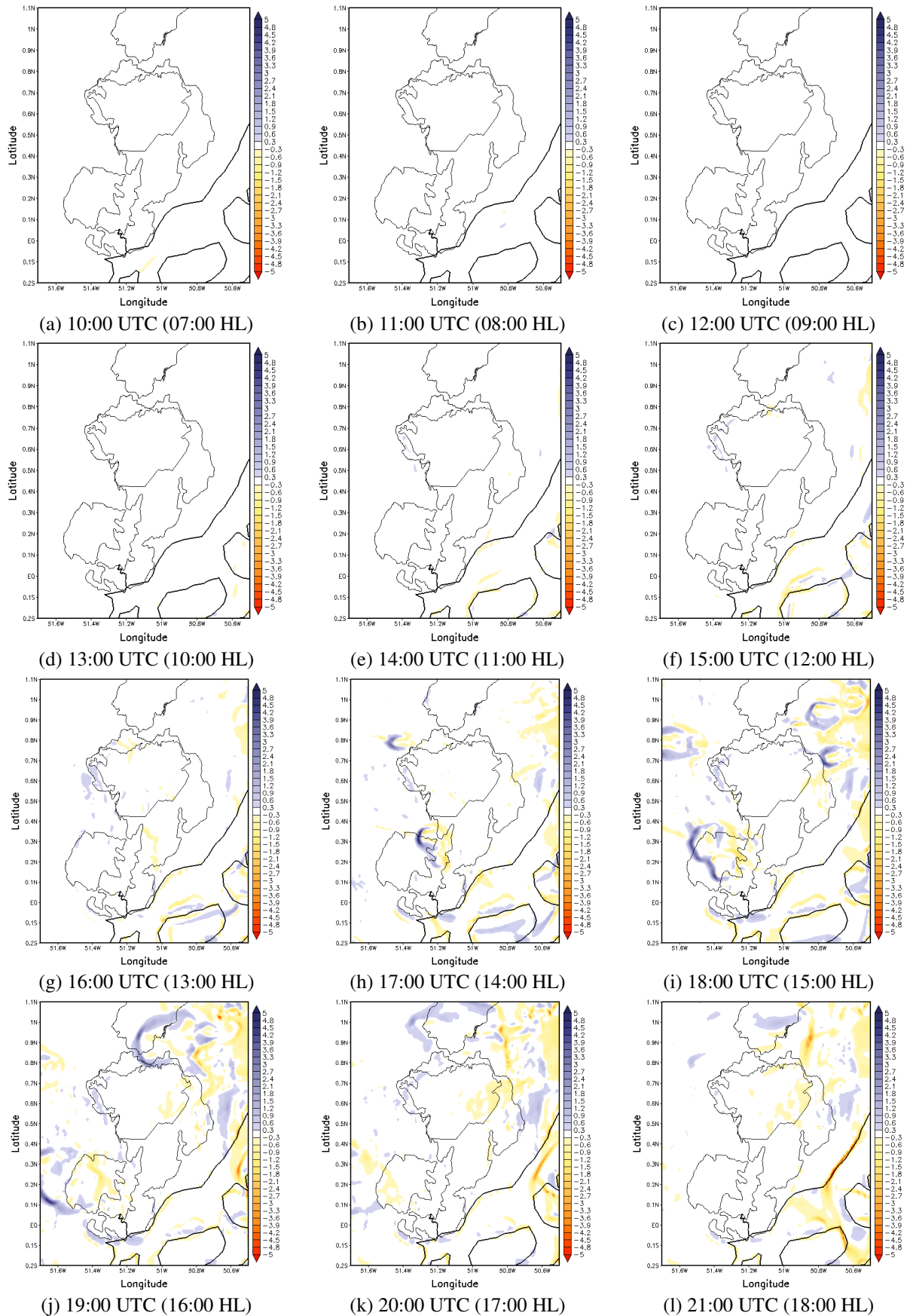


Figura 19. Advecção de umidade ($10^{-3} \text{ g.kg}^{-1}\text{s}^{-1}$) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

Os resultados para a direção e intensidade do vento mostram um escoamento de oeste nas primeiras horas da manhã (em média iguais a $1,0 \text{ ms}^{-1}$), aumentando sua intensidade e tornando-se de leste sobre toda a grade analisada, o que possivelmente é influenciado pelo escoamento de grande escala (Figura 20). Nota-se que a distribuição espaço-temporal do vento é bastante variável sobre corpos d'água, mais precisamente sobre a foz do Rio Amazonas.

Observam-se ao longo do rio escoamentos convergentes e divergentes, e bem definidos, durante o período diurno, mais precisamente entre 10:00 UTC (07:00 HL) e 14:00 UTC (11:00 HL) e as 15:00 UTC (12:00 HL) e 21:00 UTC (18:00 HL), respectivamente, bem como as maiores velocidades do vento, em média superiores a $3,0 \text{ ms}^{-1}$. Essas variações diurnas no escoamento do vento sobre o rio estão relacionadas com a diferença de temperatura entre o rio e a terra.

Com o vento quase que perpendicular ao rio, após as 21:00 UTC (18:00 HL), a divergência do vento diminui rapidamente (Figura 20m). Este resultado pode ser atribuído à diminuição gradativa da diferença de temperatura entre a terra e o rio devido a baixa oferta de energia solar após esse horário, bem como a advecção fria e úmida horizontal (Figuras 18 e 19).

A presença do cerrado sobre a área de estudo forma um gradiente térmico entre este e a foz do Rio Amazonas, apresentando grande influência sobre o escoamento de leste. O ar mais frio presente sobre o rio tende a escoar em direção ao cerrado que, juntamente com o escoamento de grande escala, intensifica o vento sobre a região, mostrando a influência dos ventos alísios sobre a mesma. Juntamente a este escoamento, não se pode descartar a presença de um escoamento de brisa marítima, visto a proximidade da área de estudo com o Oceano Atlântico Tropical.

O escoamento simulado sobre a área de estudo não evidencia de forma clara nenhuma circulação secundária, ou seja, perturbações atmosféricas locais, com efeitos menores que os da circulação geral, formadas, por exemplo, pelos contrastes floresta ombrófila densa - cerrado, floresta de eucalipto - cerrado ou floresta ombrófila densa - floresta de eucalipto. Contudo, este tipo de fenômeno não pode ser descartado, já que é o objetivo deste estudo. Como a brisa é uma perturbação sobreposta ao escoamento principal, foi utilizada metodologia descrita em Souza *et al.* (2000) e Alcântara & Souza (2008) para a visualização

destas circulações. O método consiste em tomar certa variável e escrevê-la como a soma de uma média no tempo, que representaria a variável em escala sinótica, mais uma perturbação, que representaria as circulações. O objetivo é minimizar o efeito da circulação de grande escala ou realçar a escala menor. Assim, $\chi(t) = \bar{\chi} + \chi'(t)$. Portanto, o efeito da brisa pode ser obtido de $\chi'(t) = \chi(t) - \bar{\chi}$.

Na Figura 21, tem-se a perturbação da velocidade do vento (ms^{-1}) entre as 10:00 UTC (07:00 HL) e as 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002, onde é possível identificar as circulações mais intensas, bem como seus horários de ocorrência. Os resultados mostram que o escoamento de oeste persiste até as 14:00 UTC (11:00 HL), diminuindo sua intensidade e tornando-se, predominantemente, de leste sobre toda a grade analisada.

A disposição de faixas de floresta de eucalipto inseridas em grandes extensões de cerrado é tal que a justaposição destes dois tipos de superfície (floresta de eucalipto mais fria e úmida e cerrado mais quente e seco) provocaram circulações locais termicamente induzidas. As 14:00 UTC (11:00 HL) observa-se uma região de convergência de ventos sobre uma área de cerrado, cujos sentidos dos escoamentos do vento são da área de floresta de eucalipto vizinha ao cerrado e da foz do Rio Amazonas (Figura 21e). Já as 18:00 UTC (15:00 HL) observa-se uma região de divergência de ventos em superfície, da floresta de eucalipto para a floresta ombrófila densa, ou floresta amazônica (Figura 21i). Em ambos os casos foi possível observar a formação de circulações do tipo brisa associadas ao contraste térmico entre as distintas coberturas do solo. No primeiro caso, a intensidade do gradiente de temperatura que regeu a brisa foi maior, cerca de $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, com diferença de umidade entre as áreas de $0,2\text{ g.kg}^{-1}$ (Figuras 16e e 17e). No segundo caso, observou-se que sobre a floresta de eucalipto o ar encontrava-se mais frio e úmido do que sobre a floresta ombrófila densa, com diferenças de temperatura e umidade de $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0,8\text{ g.kg}^{-1}$, respectivamente (Figuras 16i e 17i).

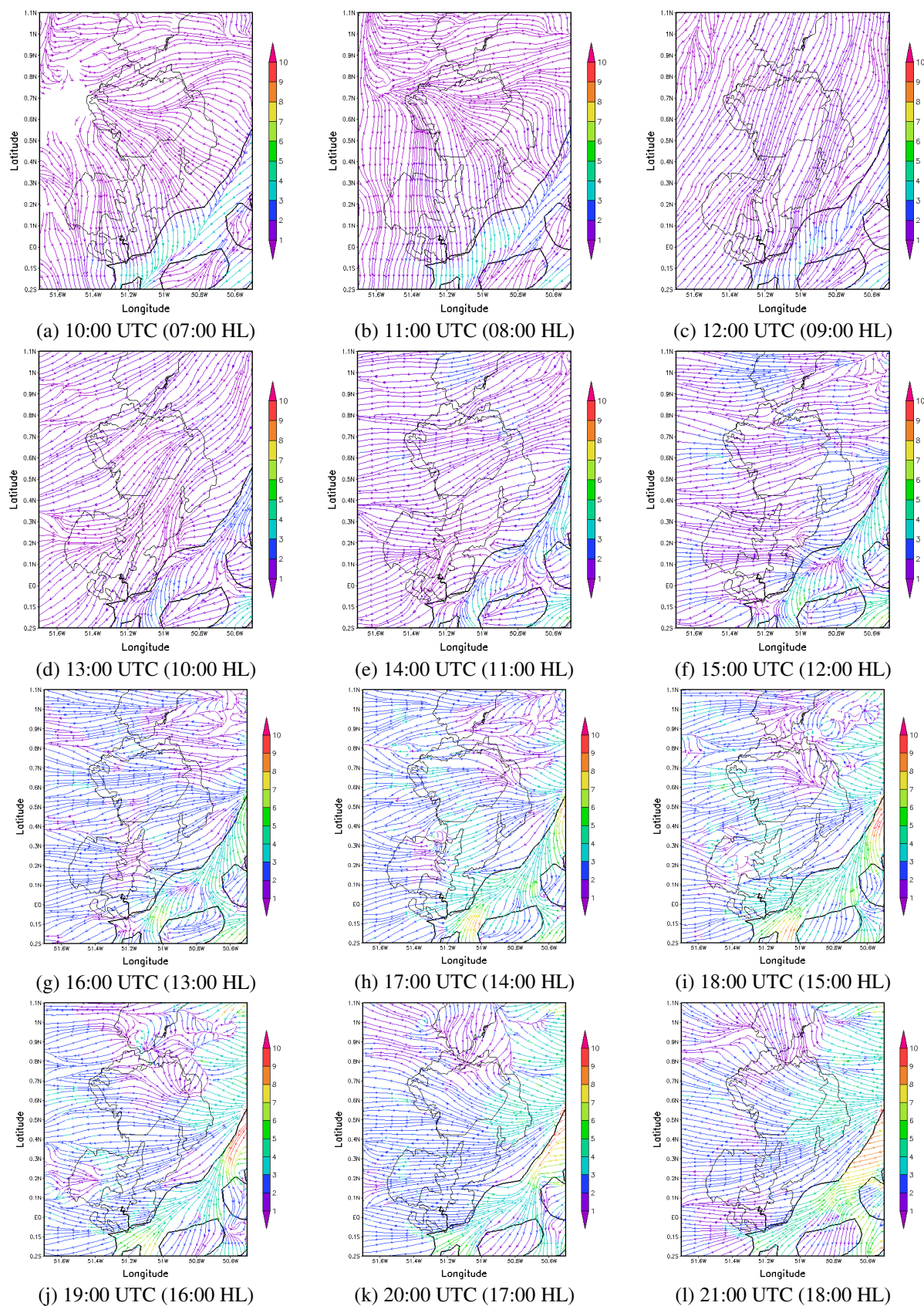


Figura 20. Direção e intensidade do vento (ms^{-1}) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

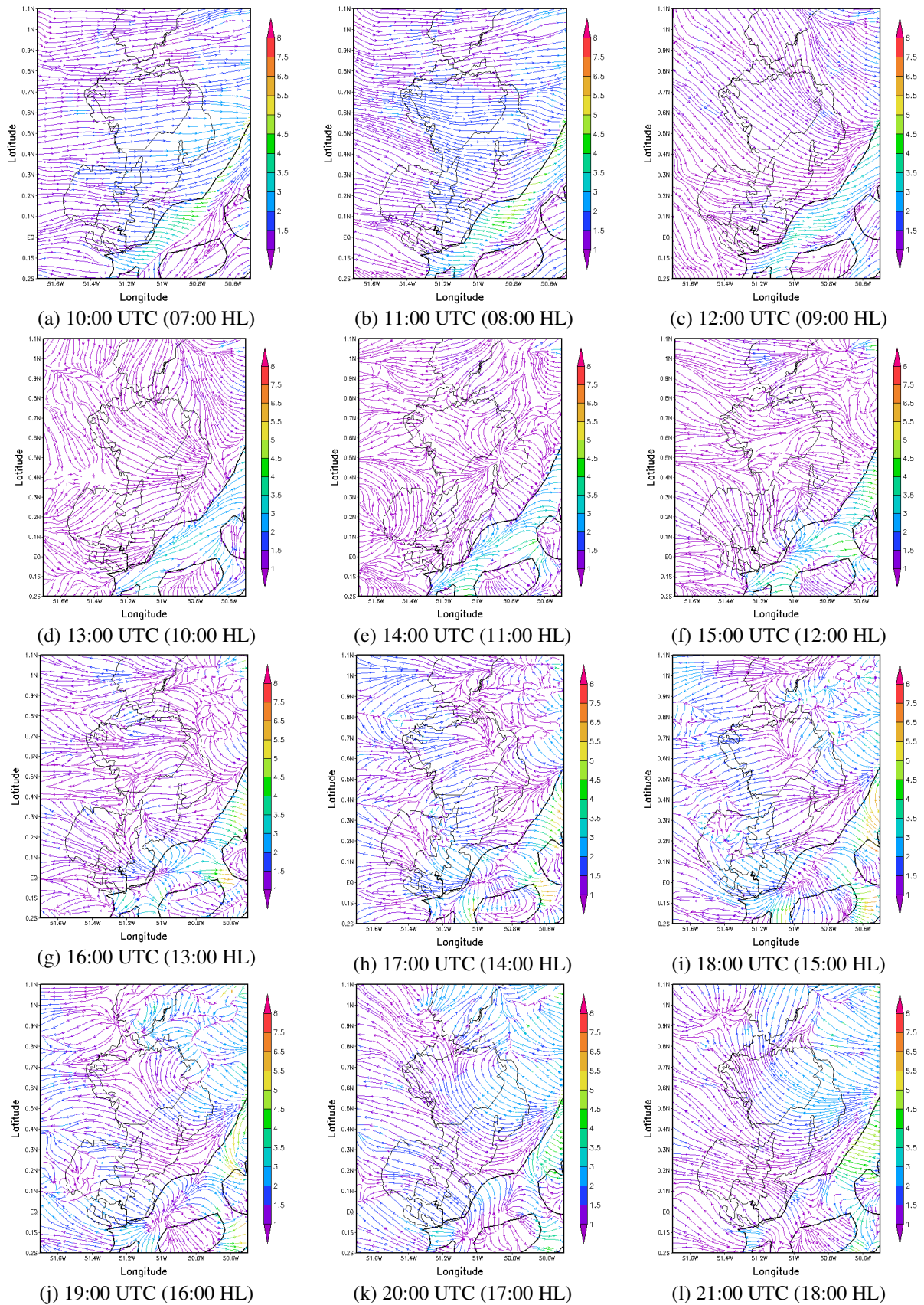


Figura 21. Perturbação do vento (direção e intensidade) no primeiro nível do modelo (24,4 m de altura) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

Considerando que os resultados anteriores mostram a existência de circulações do tipo brisa, diretamente relacionada à heterogeneidade da superfície, foi analisado o perfil vertical horário da temperatura potencial (K) e razão de mistura do vapor d'água (g.kg^{-1}); das componentes zonal e vertical do vento (ms^{-1}) e razão de mistura de água líquida (g.kg^{-1}) e das perturbações das componentes zonal e vertical do vento (ms^{-1}) para o período de estudo. Tais análises foram realizadas sobre as latitudes $0,2^\circ\text{N}$, onde têm-se áreas de transição floresta ombrófila densa – cerrado (Figura 22), e $0,6^\circ\text{N}$, onde têm-se áreas de transição floresta ombrófila densa – silvicultura – cerrado (Figura 23). Desta forma, procurou-se entender o papel das diferentes fisionomias vegetais encontradas na área de estudo no desenvolvimento de circulações locais, assim como, no desenvolvimento da Camada Limite Planetária (CLP).

O perfil do vento zonal e vertical (Figura 22, ao centro) mostra um escoamento de leste para oeste durante praticamente todo o período analisado, entre as 11:00 UTC (08:00 HL) e 18:00 UTC (15:00 HL). Nota-se que este escoamento possui componente zonal negativa em toda a CLP, não evidenciando qualquer formação de brisa local por contraste térmico da superfície, confirmando a influência, apenas, do escoamento de grande escala.

Contudo, ao analisar a perturbação das componentes zonal e vertical do vento foi possível notar circulações locais induzidas pelo contraste térmico entre floresta e cerrado (Figura 22, à direita). Observa-se próximo à superfície, a partir das 11:00 UTC (08:00 HL), a formação de pequenas circulações locais no sentido da floresta para o cerrado, caracterizando assim uma circulação do tipo brisa, formada como consequência do gradiente térmico entre ambos (Figura 22a).

Através da análise do conjunto de variáveis descritas anteriormente, foi possível visualizar o desenvolvimento de uma célula convectiva, juntamente com suas regiões de ascendência e descendência. Essa célula convectiva aparece na simulação a partir das 16:00 UTC (13:00 HL) em torno de $51,1^\circ\text{W}$, apoiada por uma região de movimentos ascendentes mais fortes que começa a surgir (Figura 22f). A partir desse horário, passa-se a observar ocorrência de precipitação sobre a área de estudo (Figura 24), bem como o deslocamento da célula para oeste, com região descendente pós deslocamento. No decorrer do tempo, o ramo ascendente se desenvolve muito rapidamente e atinge 10 km de altura (não mostrado na Figura 22g).

A variação horária da temperatura potencial, bem como da razão de mistura de vapor d'água, mostrou-se constante até o desenvolvimento da célula convectiva (Figura 22, coluna à esquerda). Antes do desenvolvimento da célula, da superfície até 1 km de altura, a razão de mistura de vapor d'água era superior a 11 g.kg^{-1} . Após seu desenvolvimento, parte dessa umidade é transportada para cima e a quantidade de vapor d'água próximo a superfície tornou-se ligeiramente menor. O mesmo ocorreu com a temperatura potencial, em que percebeu-se a ascensão de ar mais frio para os altos níveis a medida que a célula convectiva se desenvolveu.

O perfil do vento zonal e vertical, da seção transversal em $0,6^\circ\text{N}$ (Figura 23, ao centro), mostra um escoamento de leste para oeste durante praticamente todo o período analisado, entre as 12:00 UTC (09:00 HL) e 19:00 UTC (16:00 HL), com movimento vertical, preferencialmente, descendente abaixo de 1 km, mais uma vez não evidenciando qualquer formação de brisa local por contraste térmico da superfície, confirmando a influência, apenas, do escoamento de grande escala.

Somente foi possível observar, mais claramente, a existência de circulações locais após as 17:00 UTC (14:00 HL), ao se analisar a perturbação das componentes zonal e vertical do vento (Figura 23, à direita). Escoamentos com sentido silvicultura-cerrado e floresta ombrófila densa-cerrado foram observados, aproximadamente, sobre a região $50,9^\circ\text{W}$ a $50,7^\circ\text{W}$ (Figura 23f). Este escoamento é consequência do contraste de temperatura entre as duas áreas vegetadas (silvicultura e floresta) e o cerrado, que neste horário encontra-se mais quente e seco do que suas adjacências. Contudo, estas circulações locais não formaram nuvem e, conseqüentemente, não produziram precipitação sobre a área de estudo (Figura 24).

Ao comparar a variação horária da temperatura potencial, bem como da razão de mistura de vapor d'água, sobre a seção transversal $0,6^\circ\text{N}$ com a seção transversal $0,2^\circ\text{N}$, viu-se que a primeira mostrou-se, relativamente, mais seca que a segunda, abaixo de 1 km de altura. Quanto a temperatura potencial, não verificou-se grandes diferenças entre as duas áreas. Também, diferentemente da seção transversal $0,2^\circ\text{N}$, não foi observado transporte de umidade acima de 2 km de altura, o que é explicado pela baixa oferta de umidade em superfície.

Estes resultados evidenciam a importância do cerrado na formação e intensificação de circulações atmosféricas locais na área de estudo, assim como sua contribuição para a

formação de convecção local. Notou-se que a brisa formada entre a área de silvicultura e o cerrado foi menos intensa do que a formada entre a floresta ombrófila densa e o cerrado. Sugere-se que isso se deve ao maior gradiente térmico formado entre a floresta e o cerrado, bem como a maior oferta de umidade do solo sob essa área (seção 0,2°N).

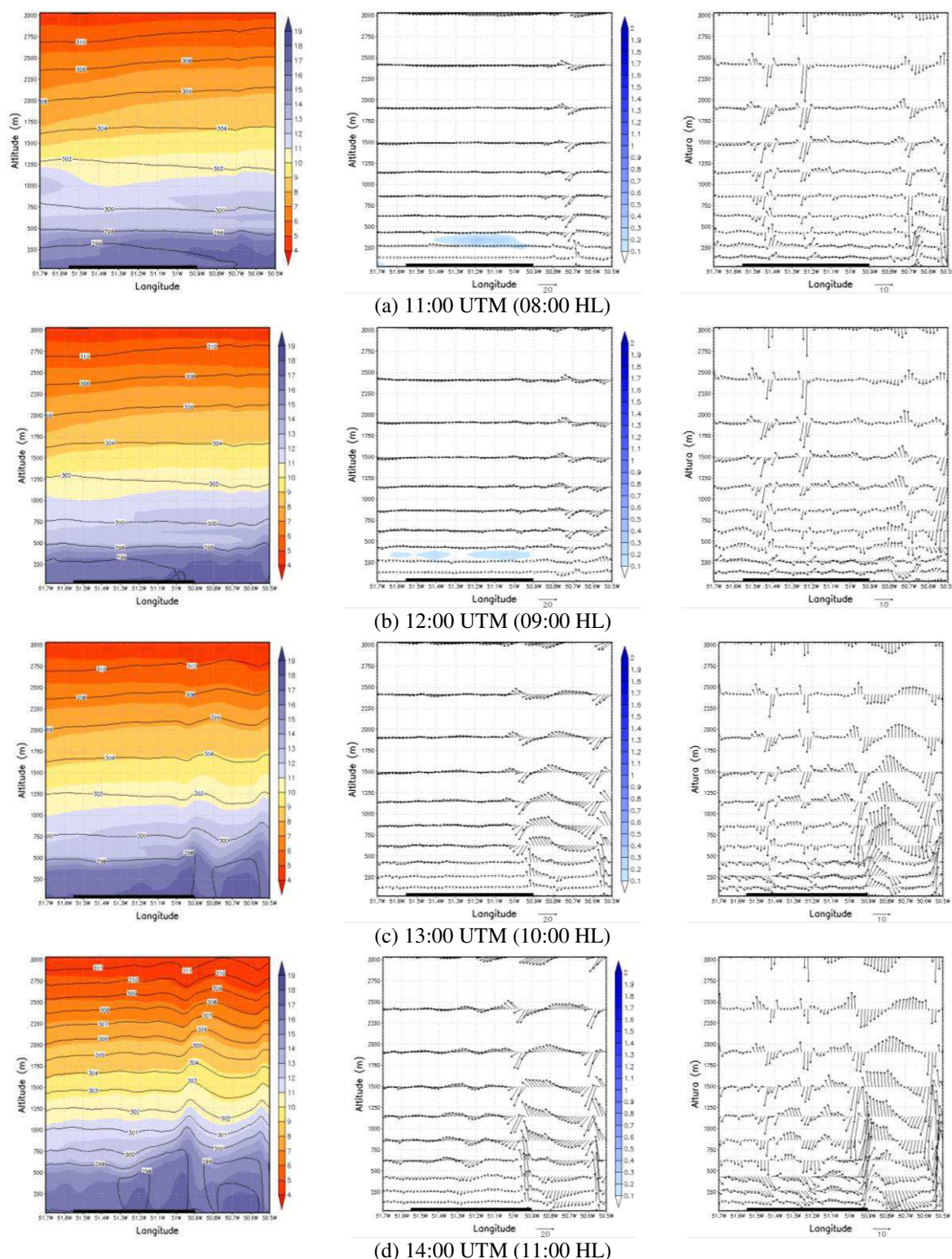


Figura 22. Perfil da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização do cerrado, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

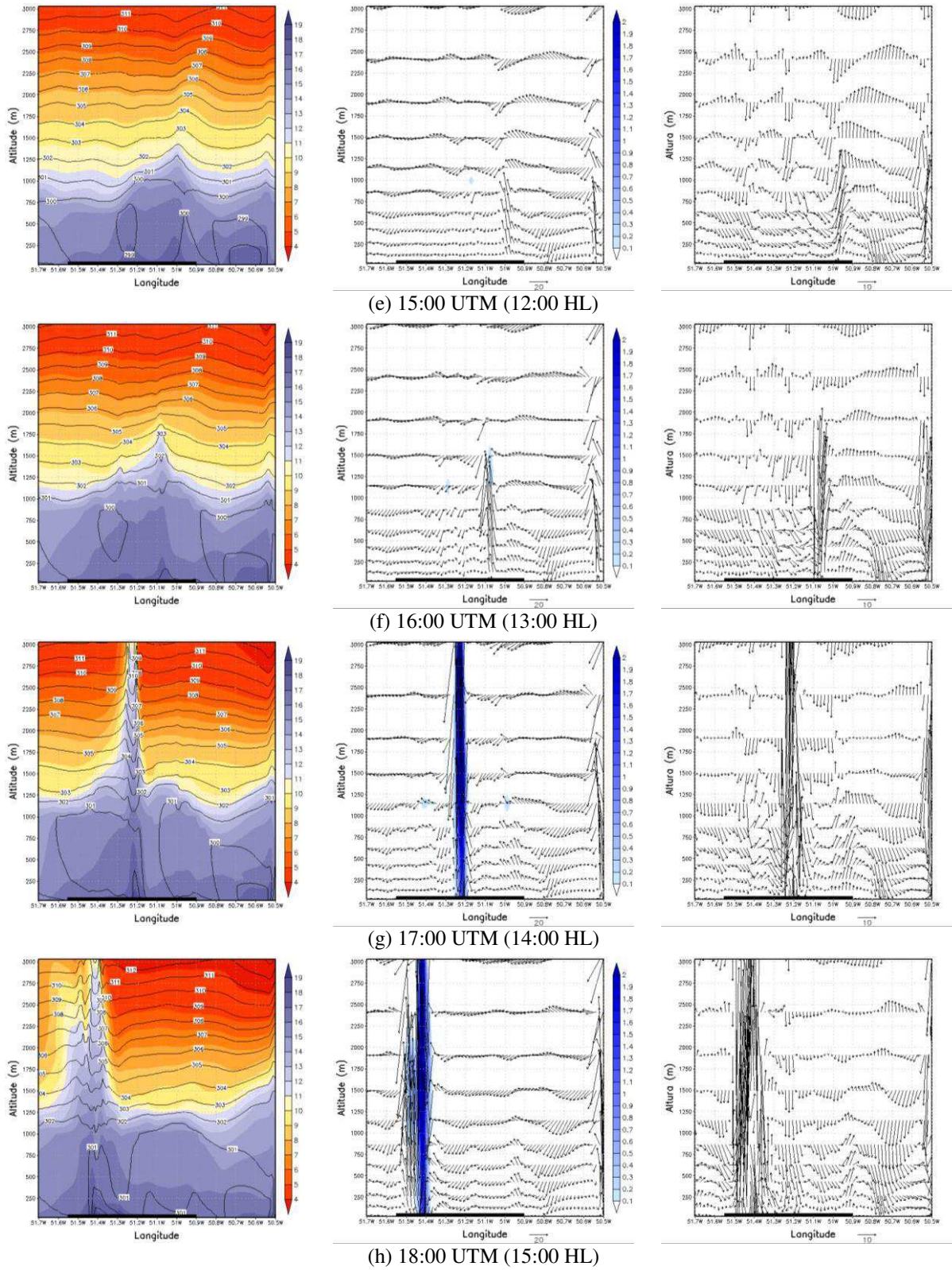


Figura 22. Continuação.

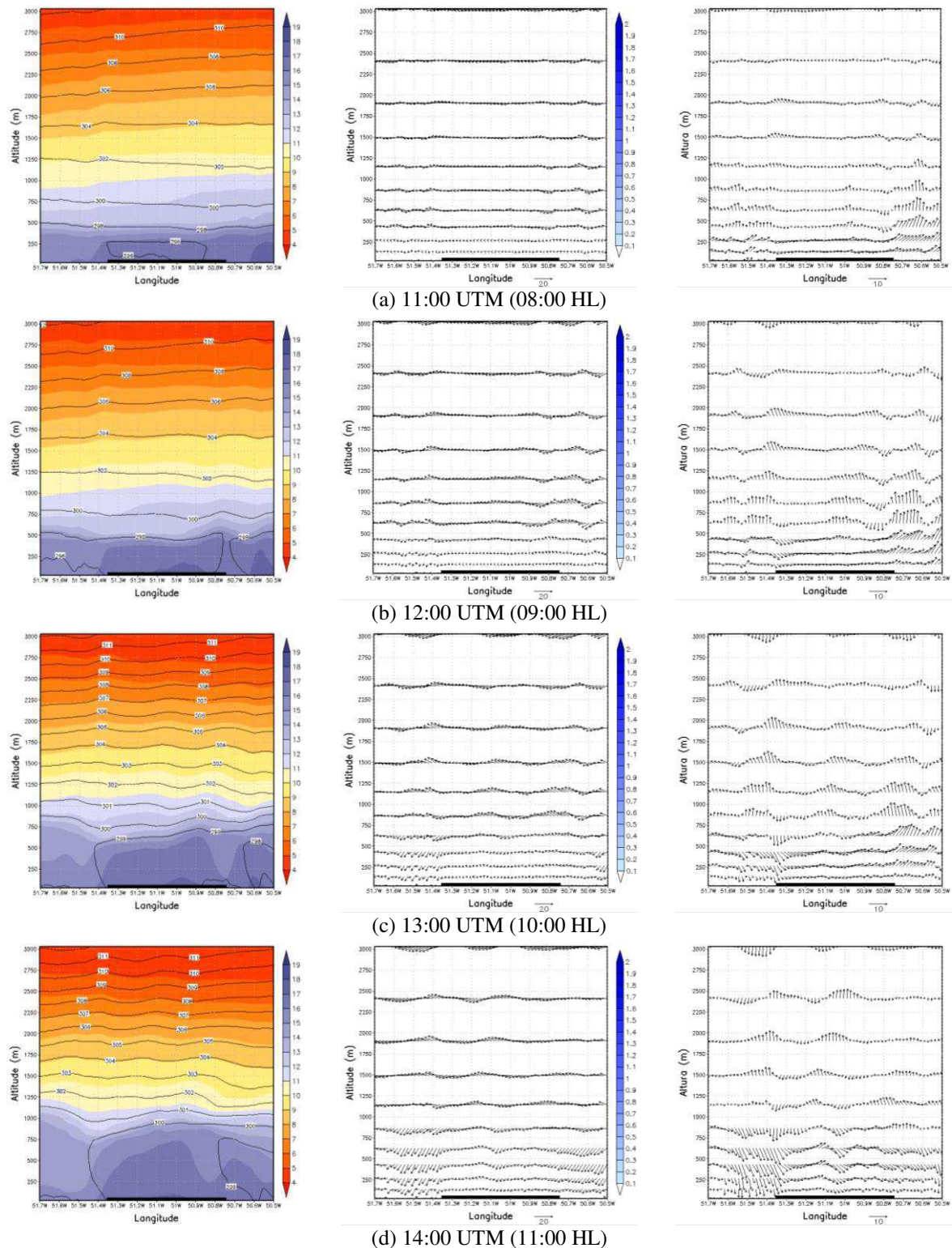


Figura 23. Perfil da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, a sua esquerda tem-se floresta ombrófila densa e a direita cerrado.

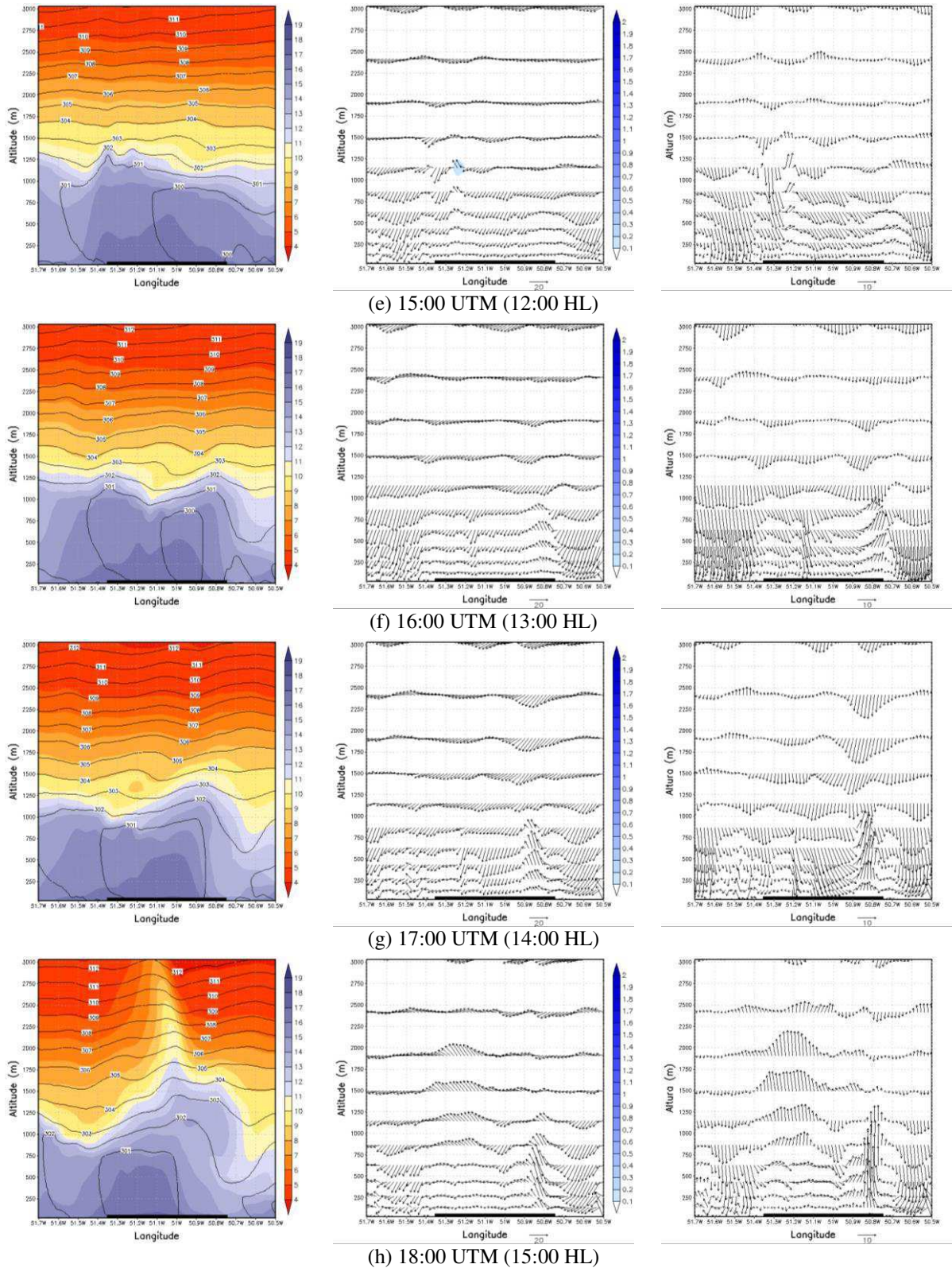


Figura 23. Continuação.

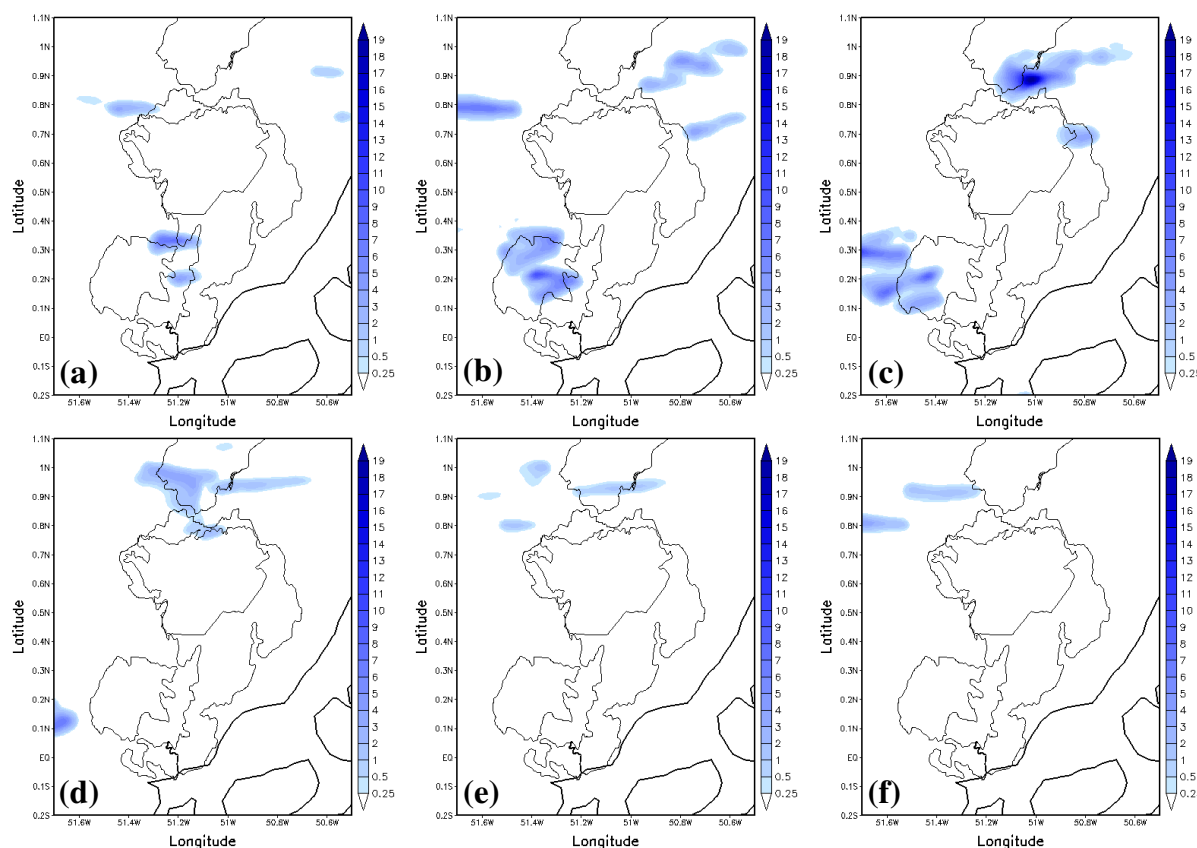


Figura 24. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e as (h) 17:00 UTC (14:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação CTRL.

O balanço de energia à superfície foi examinado, também, durante o período diurno sobre a área de estudo (Figuras 25, 26 e 27). Sobre as áreas de floresta ombrófila densa e silvicultura, dependendo do seu estágio de desenvolvimento, o saldo de radiação foi ligeiramente superior ao estimado sobre o cerrado, cerca de 2,1% (Figura 25). Isso explica-se, em parte, pelo maior albedo sobre as áreas de cerrado, ou seja, maior radiação de onda curta refletida. Entretanto, o balanço de radiação de ondas longas sobre o cerrado foi maior do que sobre a floresta. Analisando-se a razão de mistura do vapor d'água sobre as duas áreas, viu-se que esta foi ligeiramente maior sobre o cerrado, o que corrobora com o resultado anterior, uma vez que uma atmosfera levemente mais úmida pode oferecer mais radiação de onda longa incidente.

Diferentemente do esperado, e observado na estimativa por sensoriamento remoto (Figura 13), o fluxo de calor sensível mostrou-se maior sobre a floresta ombrófila densa do que sobre o cerrado (Figura 26). As 18:00 UTC (15:00 HL), por exemplo, o fluxo de calor sensível sobre o cerrado variou entre 100 e 200 Wm^{-2} (exceto sobre as áreas com ocorrência

de precipitação), enquanto que sobre a floresta ombrófila densa o fluxo de calor sensível variou entre 200 e 400 Wm^{-2} (Figura 26i).

O mesmo ocorreu com o fluxo de calor latente, em que este mostrou-se maior sobre o cerrado e menor sobre a floresta ombrófila densa (Figura 27). As 13:00 UTC (10:00 HL), as áreas de floresta apresentavam fluxo de calor latente maior do que o cerrado (Figura 27d). A partir das 14:00 UTC (11:00 HL), as áreas de cerrado, principalmente as destinadas a silvicultura, apresentaram fluxo de calor latente maior do que a floresta (Figuras 27e a 27k).

Sugere-se que esses resultados estejam relacionados, dentre outros fatores, a maior umidade do solo sob o cerrado, imposto pelo arquivo de entrada heterogêneo de umidade do solo para o modelo BRAMS (Figura 30). Observações realizadas na área de estudo, em dois pontos distintos, indicam que o padrão de umidade do solo disponível, e utilizado, para entrada no modelo BRAMS não representa a realidade. Amanajás *et al.* (2007) estudaram o comportamento do conteúdo de água no solo em área urbana e rural de Macapá e observaram que, em média, o conteúdo de água no solo para o período menos chuvoso destas áreas é de 0,36 m^3/m^3 e 0,32 m^3/m^3 , respectivamente. Estes valores referem-se a médias de 10 a 15 dias sem a ocorrência de precipitação, uma vez que foi observado relação direta da variação da umidade do solo com esta variável. Além disto, Souza *et al.* (2004) analisaram o comportamento do conteúdo de água no solo em área de floresta ombrófila densa e pastagem na Amazônia e observaram que as amplitudes desta variável são menores sob floresta, enquanto a resposta de depleção é mais lenta, do que sob pastagem. Estes fatos mostram o efeito de atenuação das variações da umidade do solo, causados pela grande diferença de cobertura vegetal entre os dois locais estudados. Isso se reflete na grande retenção de umidade sob o solo de floresta durante o período seco, que fica, em média, em torno de 0,40 m^3/m^3 , enquanto sob a pastagem, este valor médio situa-se em torno de 0,15 m^3/m^3 .

A partir dos resultados desses estudos, fica claro que o arquivo disponível para a inicialização do modelo BRAMS não representa a realidade, o que possivelmente gerou os resultados apresentados para os fluxos de calor sensível e latente. Outro fator que explica o padrão espacial destes fluxos é a resistência estomática mínima das vegetações em questão. O valor de entrada no submodelo LEAF-3 de resistência estomática mínima para a floresta foi de 500 s/m, enquanto que para o cerrado foi de 100 s/m. Ou seja, o cerrado dispunha de mais umidade sob seu solo e menor resistência estomática foliar, o que favoreceu a uma maior evapotranspiração, logo maior fluxo de calor latente.

A hipótese apresentada anteriormente, justifica-se ao analisar os resultados dos fluxos de calor sensível e latente das simulações ASSIM, FAE100, FAE200, FAE500, MICROFÍSICA e HOMOGENEA (Figuras 28 e 29). Nas cinco primeiras simulações têm-se o mesmo padrão de umidade do solo, ou seja, horizontalmente heterogêneo. Entretanto, na simulação MICROFÍSICA, tornou-se a atmosfera mais seca a fim de reduzir a precipitação acumulada, com isso, reduziu-se sua contribuição no aumento da umidade do solo. Na simulação HOMOGENEA, o teor de umidade do solo foi reduzido, consideravelmente, sobre toda a área de estudo. O valor de 500 s.m^{-1} de resistência estomática da floresta ombrófila densa foi mantido nas seis simulações. No entanto, nas simulações em que foi proposto a substituição de cerrado *sensu stricto* por eucalipto variou-se os valores de resistência estomática do eucalipto.

Nas simulações em que a resistência estomática do cerrado (ASSIM) e do eucalipto (FAE100 e FAE200) foram menores do que a da floresta ombrófila densa, o fluxo de calor sensível sobre a floresta ombrófila densa foi maior do que sobre o cerrado e o eucalipto (Figuras 28a, 28b e 28c). Já na simulação em que as duas vegetações possuem a mesma resistência estomática, o fluxo de calor sensível foi, em média, igual sobre ambas (Figura 28d). Na simulação MICROFÍSICA, verificou-se que a redução na precipitação não alterou os padrões do fluxo de calor sensível apresentado nas simulações anteriores (Figura 28e). No entanto, observa-se que com uma condição de solo mais seco e homogêneo, como o apresentado na simulação HOMOGENEA, o fluxo de calor sensível aumentou substancialmente, bem como apresentou-se igual sobre toda a área de estudo, independentemente do tipo de vegetação (Figura 28f).

O mesmo foi observado para o fluxo de calor latente, ou seja, nas simulações em que a resistência estomática do cerrado e do eucalipto foram menores do que a da floresta, o fluxo de calor latente sobre a floresta foi menor do que sobre o eucalipto (Figuras 29a, 29b, 29c e 29e). Da mesma forma, na simulação em que as duas vegetações possuem a mesma resistência estomática (Figura 29d) ou a mesma disponibilidade de umidade no solo (Figura 29f), o fluxo de calor latente foi, em média, igual sobre ambas.

Assim, percebe-se que o modelo BRAMS é sensível as alterações realizadas nas variáveis biofísicas das vegetações disponíveis no submodelo LEAF-3, bem como as informações contidas nos arquivos de entrada usados como condições iniciais e de fronteira.

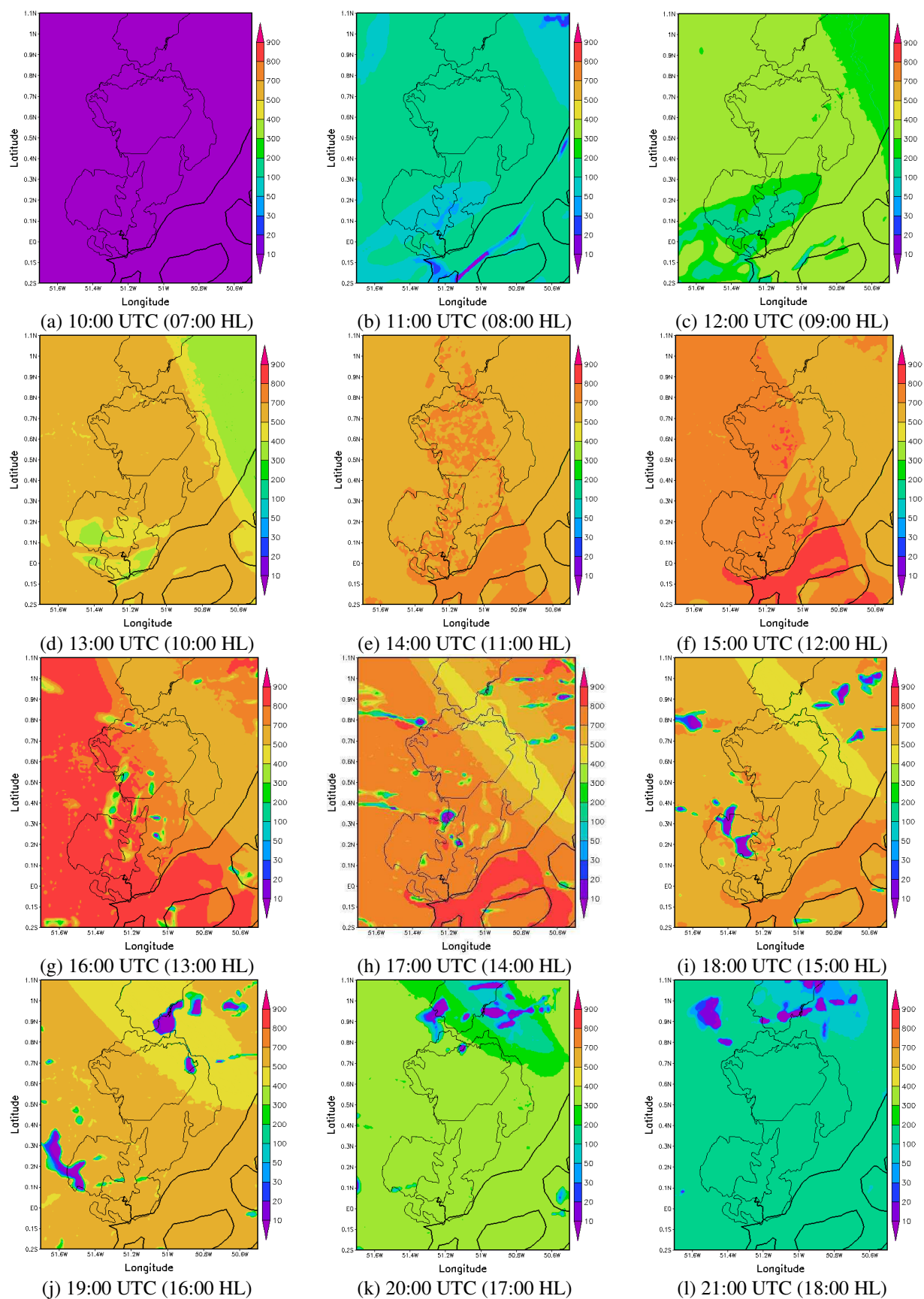


Figura 25. Saldo de radiação (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

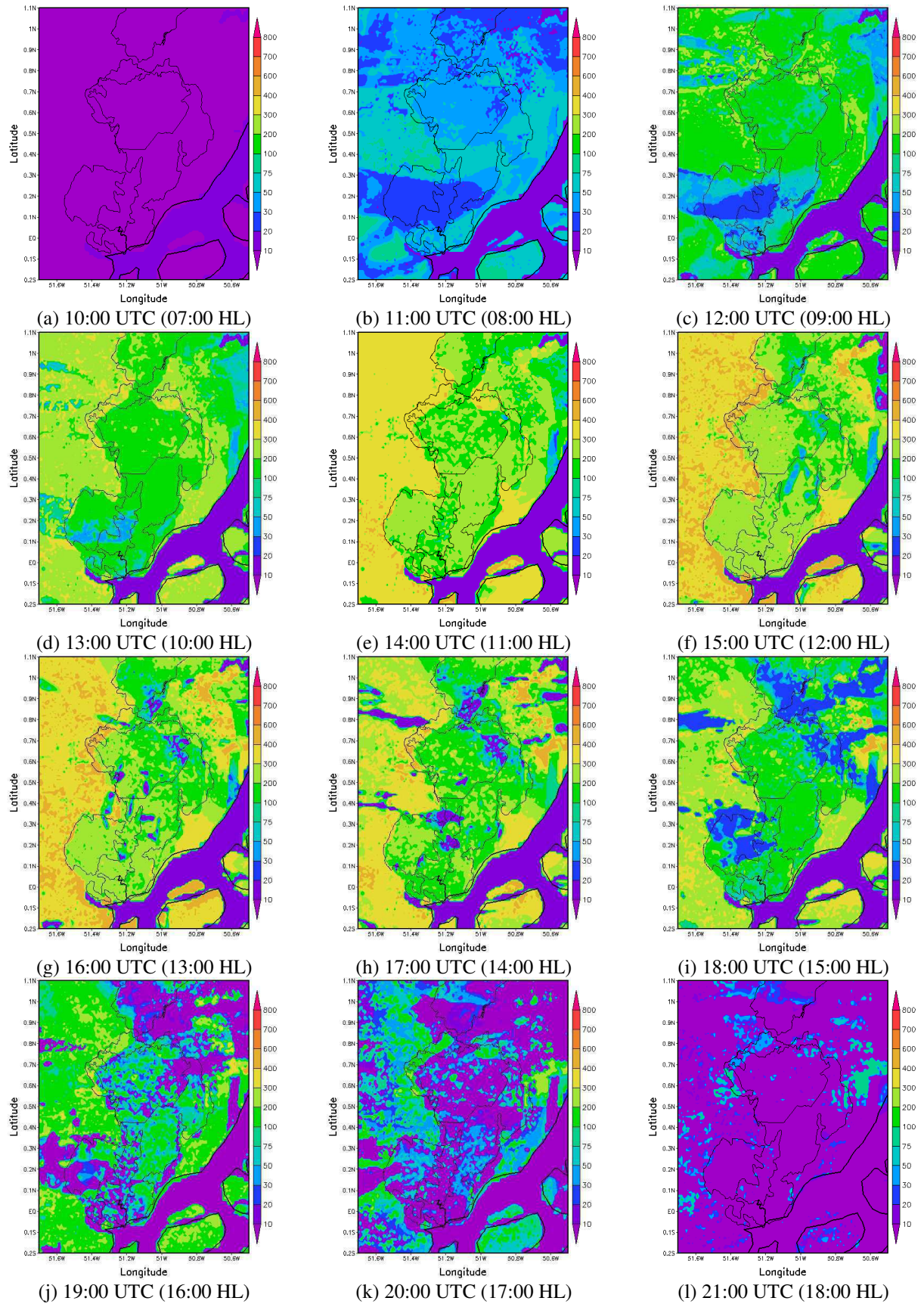


Figura 26. Fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

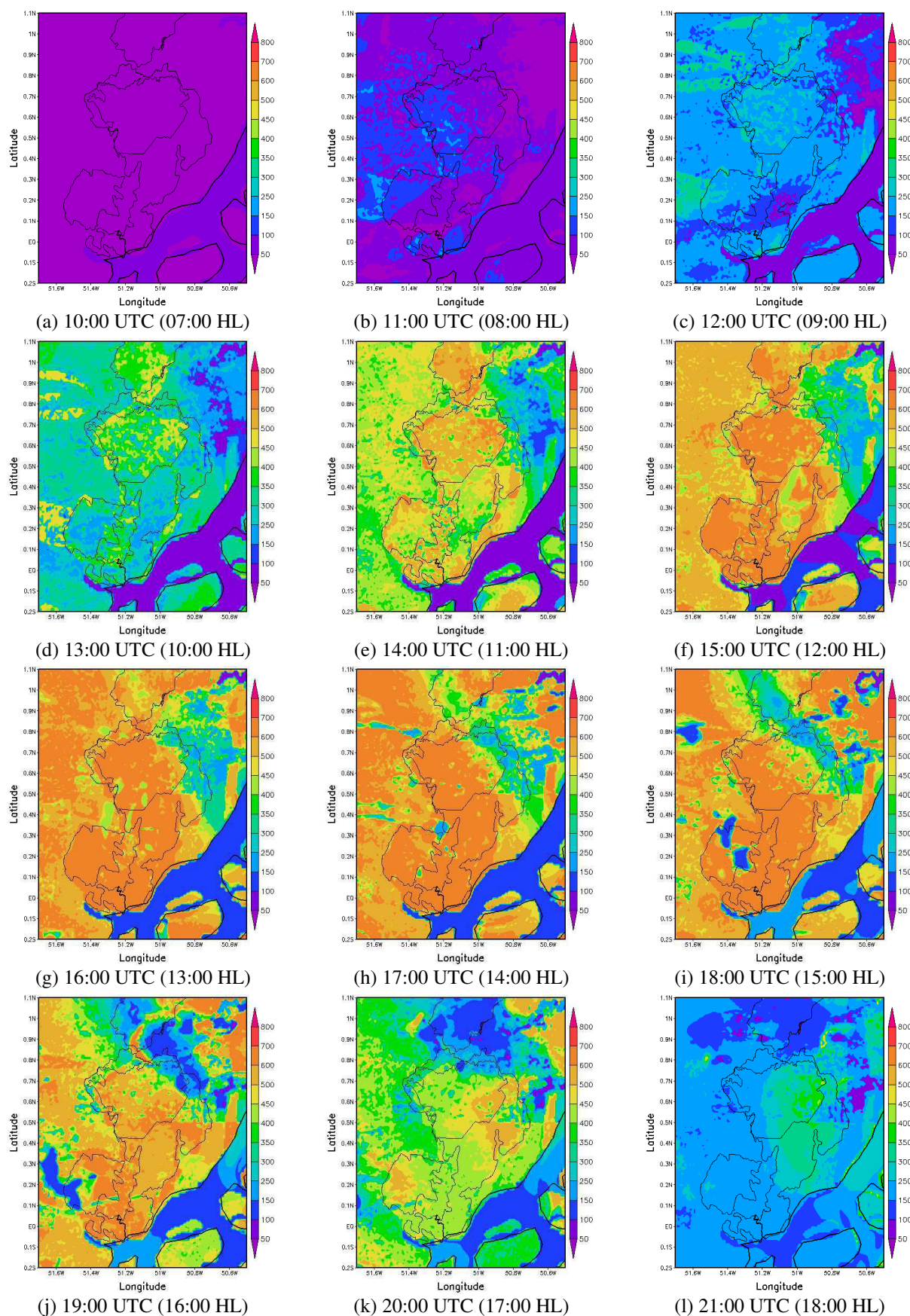


Figura 27. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) entre as (a) 10:00 UTC (07:00 HL) e as (l) 21:00 UTC (18:00 HL) do dia 13/08/2002 sobre a área de estudo, a cada 1 hora.

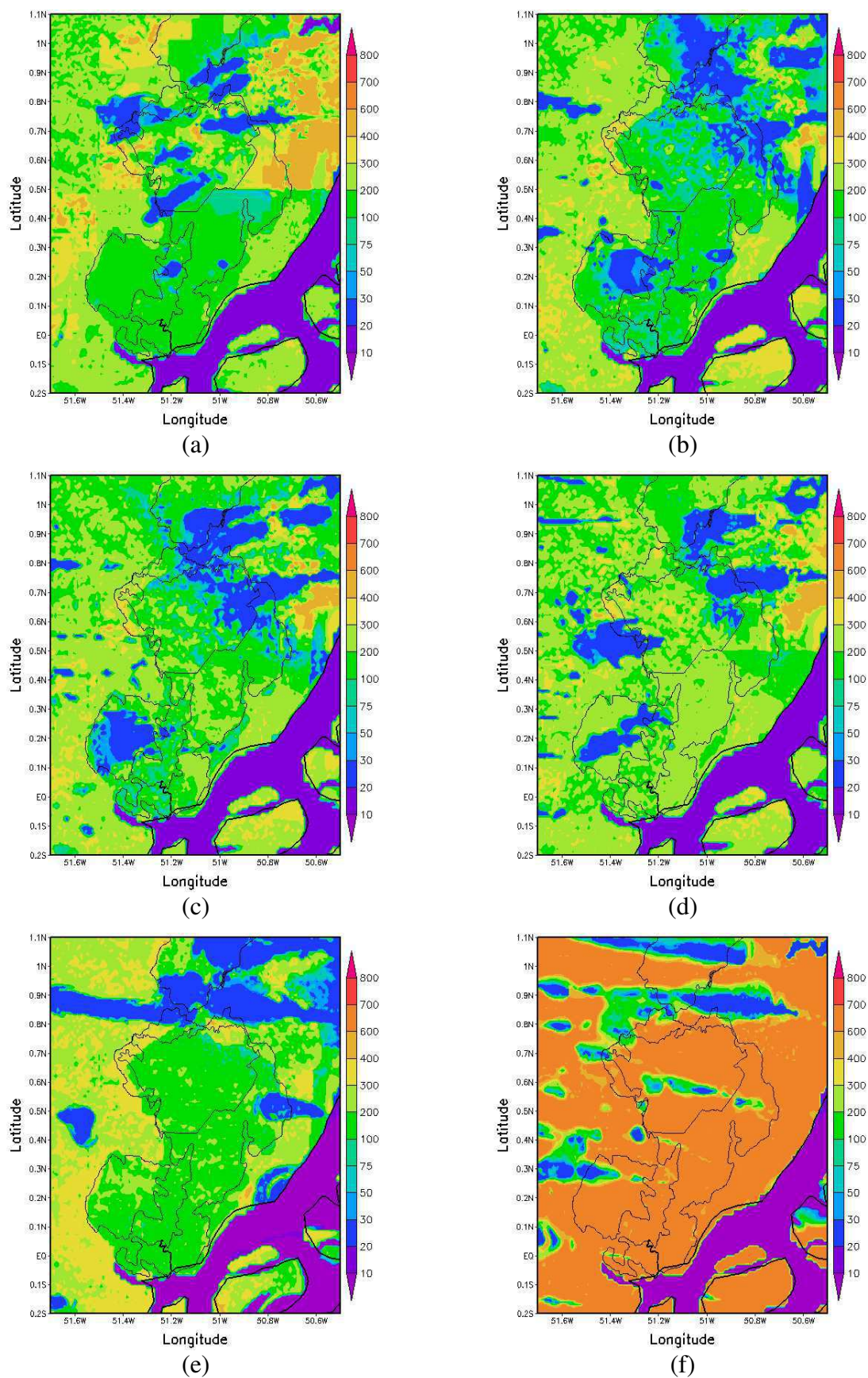


Figura 28. Fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) as 18:00 UTC (15:00 HL) para as simulações (a) ASSIM, (b) FAE100, (c) FAE200, (d) FAE500, (e) MICROFÍSICA e (f) HOMOGENEA.

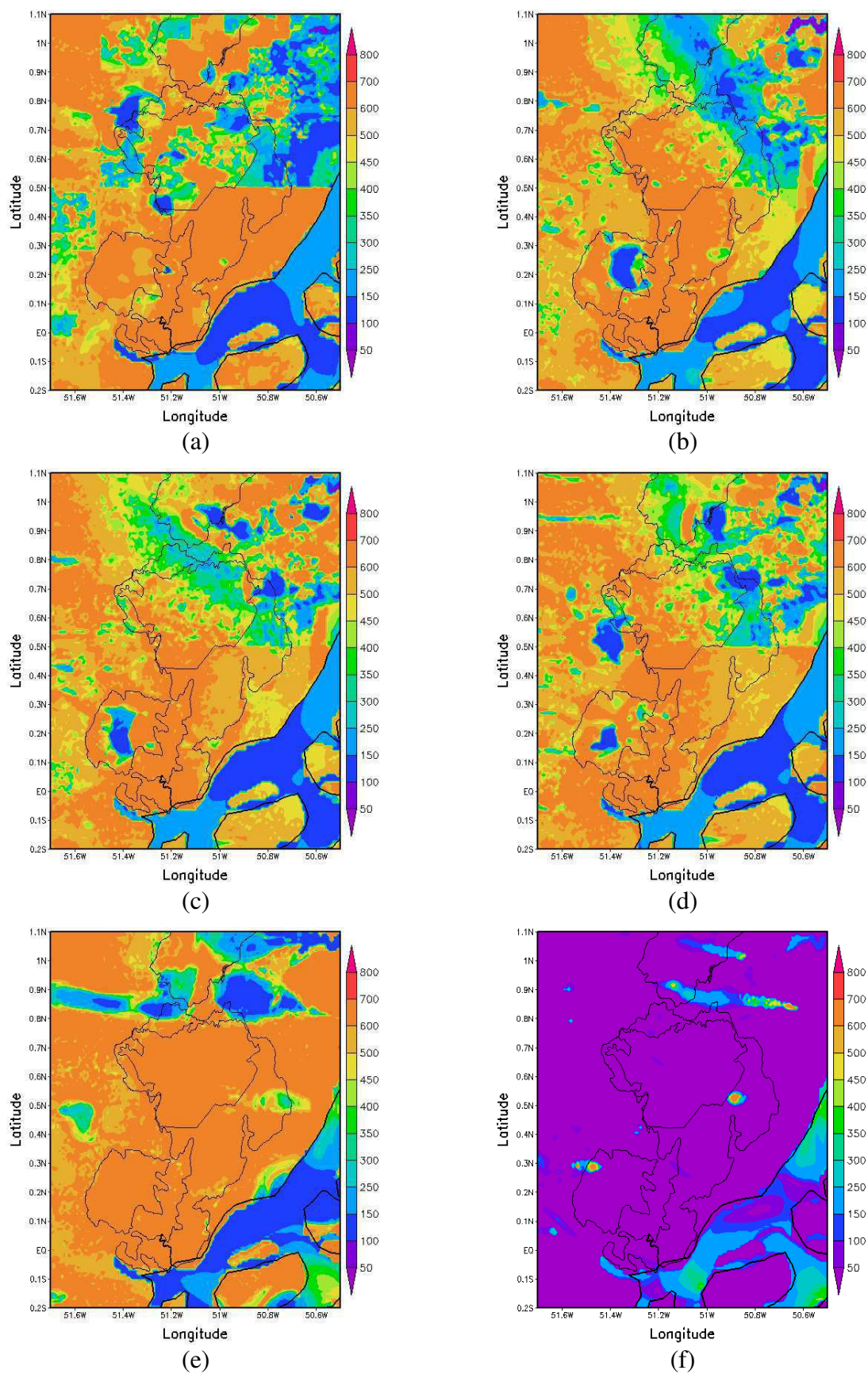


Figura 29. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) as 18:00 UTC (15:00 HL) para as simulações (a) ASSIM, (b) FAE100, (c) FAE200, (d) FAE500, (e) MICROFÍSICA e (f) HOMOGÊNEA.

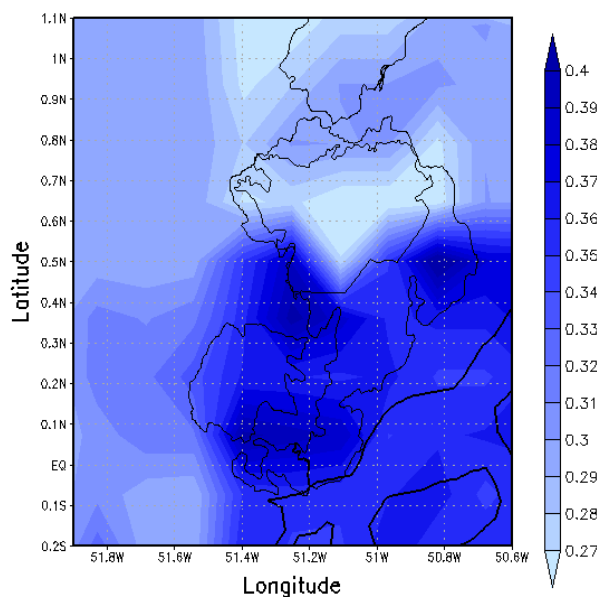


Figura 30. Média diária da umidade do solo (m^3/m^3) sobre a área de estudo.

5.3 Análise comparativa entre estimativas MODIS/Terra e BRAMS

Outra forma encontrada de avaliar o desempenho do modelo BRAMS foi comparar seus resultados aos resultados estimados por sensoriamento remoto. As estimativas por sensoriamento remoto referem-se a observações instantâneas, ou seja, valores pontuais no momento da passagem do satélite no dia 13/08/2002. Por isso, apenas os valores simulados, por ambas as ferramentas, as 12:00 HL (hora da passagem do satélite) foram analisados. Foram avaliadas as variáveis *IVDN*, albedo da superfície (α_s), saldo de radiação (Wm^{-2}), fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) e fluxo de calor latente (Wm^{-2}), uma vez que apenas estas variáveis possuem valores estimados pelas duas ferramentas.

A análise do *IVDN* teve como objetivo avaliar de forma crítica o uso do arquivo médio climatológico de *IVDN* do modelo BRAMS (2001-2002), ou seja, se este arquivo é conveniente para representar superfícies que passam periodicamente por alterações em sua cobertura vegetal, como é o caso das áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus. Sobre todos os alvos estudados o arquivo climatológico subestimou a observação do dia 13/08/2002, de acordo com as análises estatísticas realizadas (Tabela 15). O menor erro foi observado sobre o alvo ‘floresta ombrófila densa’, o que comprova sua homogeneidade, tendo o arquivo climatológico subestimado em apenas 0,3% a observação instantânea. Sobre o alvo ‘cerrado’, o arquivo climatológico subestimou em 27,0% a observação instantânea. O mês de agosto pertence, climatologicamente, ao período de transição entre o chuvoso e o menos

chuvoso da Amazônia Oriental (AMANAJÁS *et al.*, 2012). Essa característica, possivelmente, pode ter causado essa diferença entre os valores estudados.

Dentre as cinco áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, o menor e o maior erros foram observados sobre os alvos ‘silvicultura 4’ e ‘silvicultura 5’, respectivamente. Sugere-se que as diferenças observadas sobre essas áreas estejam relacionadas ao estágio de desenvolvimento da vegetação, que pode ter sido mascarada pela média do arquivo climatológico. Os alvos ‘silvicultura 5’ e ‘cerrado’, por exemplo, apresentaram valores de *IVDN* muito próximos, 0,31 e 0,34, respectivamente, de acordo com o modelo. Ou seja, possivelmente, no ano de 2001 o alvo ‘silvicultura 5’ encontrava-se sob pousio, com características de ‘cerrado’, ou em estágio inicial de desenvolvimento das mudas de pinus, diferente do observado em 13/08/2002 quando foi observado *IVDN* igual a 0,67.

Tabela 15. Valores do $IVDN_{MODIS}$ e $IVDN_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (*EAM*) e erro absoluto percentual (ε).

Classes de uso e cobertura do solo	<i>IVDN</i>			
	MODIS	BRAMS	<i>EAM</i>	ε (%)
Área urbana	0,37	0,24	0,130	35,7
Cerrado	0,46	0,34	0,124	27,0
Floresta Ombrófila Densa	0,87	0,86	0,003	0,3
Silvicultura 1 - Eucalipto	0,86	0,66	0,203	23,6
Silvicultura 2 - Eucalipto	0,83	0,78	0,058	6,9
Silvicultura 3 - Eucalipto	0,85	0,52	0,330	38,7
Silvicultura 4 - Pinus	0,66	0,65	0,010	1,5
Silvicultura 5 - Pinus	0,67	0,31	0,363	54,1

De modo geral, o albedo da superfície simulado pelo modelo BRAMS tendeu a subestimar as estimativas por sensoriamento remoto realizadas através do método Tasumi (Tabela 16). Apenas sobre o alvo ‘silvicultura 5’, o modelo BRAMS superestimou a estimativa do albedo realizada via sensoriamento remoto (o valor simulado pelo modelo BRAMS foi 0,8% maior que o estimado pelo método de Tasumi). Sugere-se que este resultado esteja relacionado a cobertura do solo informada ao modelo BRAMS de acordo com seu arquivo de *IVDN*, que para o alvo ‘silvicultura 5’ possui baixo valor, como foi discutido anteriormente. Ambas as ferramentas apresentaram concordância quanto as diferenças do

albedo entre os distintos alvos estudados. Por exemplo, em ambas as ferramentas o maior albedo ocorreu sobre a ‘área urbana’, e o menor sobre o alvo ‘silvicultura 4’.

Gomes *et al.* (2009) através de imagens geradas pelo sensor *Thematic Mapper*, a bordo do satélite Landsat 5, e Santos *et al.* (2015) através de imagens geradas pelo sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, estudaram uma área com presença de cerrado *sensu stricto* e eucalipto no Estado de São Paulo e obtiveram valores de albedo variando entre 0,09 e 0,13 em ambas vegetações, faixa de valores inferiores a encontrada no presente estudo. Tanto nos estudos citados como na presente análise, o albedo da superfície foi estimado pelo método Tasumi, e em período pluviometricamente seco.

Tabela 16. Valores do $(\alpha_s)_{MODIS}$ e $(\alpha_s)_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (*EAM*) e erro absoluto percentual (ε).

Classes de uso e cobertura do solo	Albedo da superfície (α_s)			
	MODIS	BRAMS	<i>EAM</i>	ε (%)
Área urbana	0,16	0,13	0,032	20,4
Cerrado	0,14	0,12	0,017	12,3
Floresta Ombrófila Densa	0,14	0,11	0,024	17,1
Silvicultura 1 - Eucalipto	0,14	0,11	0,027	20,1
Silvicultura 2 - Eucalipto	0,15	0,11	0,042	28,7
Silvicultura 3 - Eucalipto	0,13	0,11	0,018	13,8
Silvicultura 4 - Pinus	0,12	0,11	0,014	11,1
Silvicultura 5 - Pinus	0,13	0,13	0,001	0,8 *

* Simulação com o BRAMS superestimou as estimativas por sensoriamento remoto.

Os resultados do saldo de radiação instantâneo (Wm^{-2}), com os respectivos erros absoluto (Wm^{-2}) e percentual (%), encontram-se listados na Tabela 17. Pode-se observar que em 80% dos alvos de silvicultura, o saldo de radiação estimado por sensoriamento remoto, através do método METRIC, foi subestimado pelas simulações com o modelo BRAMS. O menor erro absoluto foi observado sobre o alvo ‘silvicultura 2’, $11,1 Wm^{-2}$, em que o valor estimado por sensoriamento remoto foi subestimado em apenas 1,7% pelo valor simulado pelo BRAMS. Já o maior erro absoluto foi observado sobre a ‘área urbana’, $169,7 Wm^{-2}$, onde o saldo de radiação instantâneo estimado por sensoriamento remoto foi superestimado em 28,1% pelo simulado pelo BRAMS. No entanto, as estimativas do saldo de radiação por sensoriamento remoto mostraram-se mais coerentes. Os maiores valores estimados do saldo

de radiação instantâneo por sensoriamento remoto foram observados sobre as áreas com vegetação, variando de $647,6 \text{ Wm}^{-2}$ a $681,2 \text{ Wm}^{-2}$; e os menores sobre a área urbana e de cerrado, $603,8 \text{ Wm}^{-2}$ e $645,7 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

Gomes *et al.* (2009) e Santos *et al.* (2015) analisaram o saldo de radiação (R_n), também através do método METRIC, a partir de imagens Landsat 5/TM e MODIS/Terra, respectivamente, sobre uma área de cerrado *sensu stricto* no Estado de São Paulo, e obtiveram valores de R_n variando entre 400 e 550 Wm^{-2} . Em ambos estudos, o método METRIC superestimou os valores observados na torre micrometeorológica.

Tabela 17. Valores do $(R_n)_{MODIS}$ e $(R_n)_{BRAMS}$ por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).

Classes de uso e cobertura do solo	Saldo de radiação (R_n)			
	MODIS	BRAMS	EAM	ϵ (%)
Área urbana	603,8	773,5	169,7	28,1 *
Cerrado	645,7	774,4	128,7	19,9 *
Floresta Ombrófila Densa	659,5	783,0	123,5	18,7 *
Silvicultura 1 - Eucalipto	663,4	592,4	71,0	10,7
Silvicultura 2 - Eucalipto	647,6	636,4	11,1	1,7
Silvicultura 3 - Eucalipto	664,8	625,5	39,3	5,9
Silvicultura 4 - Pinus	681,2	550,0	131,2	19,3
Silvicultura 5 - Pinus	670,6	764,8	94,3	14,1 *

* Simulação com o BRAMS superestimou as estimativas por sensoriamento remoto.

Na Tabela 18, encontram-se os resultados do fluxo de calor sensível instantâneo (Wm^{-2}), com os respectivos erros absoluto (Wm^{-2}) e percentual (%). Apenas para os alvos ‘floresta ombrófila densa’ e ‘silvicultura 5’, o modelo BRAMS tendeu a superestimar os valores estimados por sensoriamento remoto, através do algoritmo S-SEBI. Sobre o alvo ‘floresta ombrófila densa’, o modelo BRAMS superestimou em mais de 300% os valores estimados através do algoritmo S-SEBI. O menor erro absoluto foi observado sobre o alvo ‘silvicultura 3’, $56,4 \text{ Wm}^{-2}$, tendo o modelo BRAMS subestimado em 26,9% as estimativas por sensoriamento remoto.

Tabela 18. Valores do H_{MODIS} e H_{BRAMS} por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).

Classes de uso e cobertura do solo	H			
	MODIS	BRAMS	EAM	ϵ (%)
Área urbana	482,0	297,4	184,6	38,3
Cerrado	518,7	269,3	249,4	48,1
Floresta Ombrófila Densa	86,7	351,0	264,4	305,1 *
Silvicultura 1 - Eucalipto	245,0	72,4	172,6	70,5
Silvicultura 2 - Eucalipto	139,0	101,2	37,8	27,2
Silvicultura 3 - Eucalipto	209,4	153,0	56,4	26,9
Silvicultura 4 - Pinus	257,2	49,9	207,2	80,6
Silvicultura 5 - Pinus	216,9	311,8	94,9	43,8 *

* Simulação com o BRAMS superestimou as estimativas por sensoriamento remoto.

Os resultados do fluxo de calor latente instantâneo (Wm^{-2}), com os respectivos erros absoluto (Wm^{-2}) e percentual (%), encontram-se listados na Tabela 19. Observa-se que em 87,5% dos alvos estudados, o fluxo de calor latente estimado por sensoriamento remoto, através do algoritmo S-SEBI, foi superestimado pelas simulações numéricas com o modelo BRAMS. Os alvos que apresentaram os maiores erros absolutos foram ‘área urbana’ e ‘cerrado’, $520,7 Wm^{-2}$ e $495,6 Wm^{-2}$, respectivamente. Sugere-se que os erros encontrados estejam relacionados aos valores de umidade do solo disponível sob esses alvos, que são maiores que os encontrados sob o solo de floresta, por exemplo. O menor erro absoluto foi observado sobre o alvo ‘floresta ombrófila densa’, $1,3 Wm^{-2}$, único alvo em que o modelo BRAMS subestimou o valor estimado por sensoriamento remoto, cujo erro percentual entre as estimativas foi de 0,2%.

Tabela 19. Valores do LE_{MODIS} e LE_{BRAMS} por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual (ϵ).

Classes de uso e cobertura do solo	LE			
	MODIS	BRAMS	EAM	ϵ (%)
Área urbana	81,1	601,8	520,7	642,4 *
Cerrado	109,4	605,0	495,6	453,0 *
Floresta Ombrófila Densa	535,4	534,2	1,3	0,2
Silvicultura 1 - Eucalipto	375,2	593,4	218,2	58,1 *
Silvicultura 2 - Eucalipto	463,1	597,7	134,6	29,1 *
Silvicultura 3 - Eucalipto	411,6	576,9	165,3	40,2 *
Silvicultura 4 - Pinus	346,0	586,4	240,4	69,5 *
Silvicultura 5 - Pinus	380,1	514,8	134,7	35,4 *

* Simulação com o BRAMS superestimou as estimativas por sensoriamento remoto.

De modo geral, percebe-se que o modelo BRAMS não apresentou destreza na estimativa dos fluxos de superfície, quando comparado aos valores estimados por sensoriamento remoto. Oke (1992) cita que os valores típicos da razão de Bowen (β), definida como a razão entre H e LE , são iguais a 0,1 a 0,3 para florestas tropicais úmidas; 0,4 a 0,8 para pastagens e florestas temperadas; e 2,0 a 6,0 para áreas de savanas, semiáridas e semidesérticas. Valores semelhantes aos descritos por Oke (1992) foram obtidos neste estudo, apenas, a partir dos valores estimados por sensoriamento remoto. Sobre a floresta ombrófila densa, tipicamente tropical úmida, β foi igual a 0,2; sobre o cerrado *sensu stricto*, de formação savanítica, β foi igual a 4,7; e sobre as áreas de silvicultura, reflorestadas com eucalipto e/ou pinus, ambas coníferas, β variou entre 0,3 e 0,7.

O valor de β depende, basicamente, das condições hídricas da superfície. Em teoria, se a superfície estiver umedecida, maior parte de R_n será utilizado no fluxo de calor latente (LE), resultando num valor de β pequeno, qual tal foi observado a partir dos dados simulados pelo modelo BRAMS. Se, ao contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte de R_n será utilizado no aquecimento do ar, resultando num valor de β elevado, tal qual foi observado sobre o cerrado e a área urbana a partir dos dados estimados por sensoriamento remoto.

Segundo Pereira *et al.* (1997), em alguns casos, LE pode até exceder R_n , pois H representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante. Este comportamento foi observado sobre os alvos ‘eucalipto 1’ e ‘pinus 1’, como pode ser visto nas Tabelas 17 e

19, respectivamente, para valores de R_n e LE simulados com o modelo BRAMS. Sugere-se que isso ocorra devido a temperatura do dossel da vegetação apresentar-se um pouco menor que a temperatura do ar adjacente, o que resulta em $\beta < 0$.

5.4 Análise de sensibilidade do modelo BRAMS às mudanças de uso e cobertura do solo

Nesta seção, são apresentados os resultados obtidos nas simulações realizadas de acordo com os três cenários propostos de mudança de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo. As variáveis estudadas em oito diferentes alvos (os mesmos analisados no sensoriamento remoto) foram: temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), razão de mistura do vapor d'água (g.kg^{-1}), velocidade do vento (ms^{-1}), saldo de radiação (Wm^{-2}), fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) e fluxo de calor latente (Wm^{-2}). As análises foram realizadas entre as 00:00 UTC do dia 13 de agosto de 2002 as 00:00 UTC do dia 14 de agosto de 2002, devido os dois primeiros dias serem o tempo necessário para a estabilização do modelo.

As diferenças estatísticas entre o cenário Controle (CTRL) e os cenários Assimilação (ASSIM) e Floresta Antropogênica de Eucalipto (FAE100, FAE200 e FAE500), foram analisadas através de dois testes estatísticos: análise de variância (ANOVA) e *test-t*, ambos para $\alpha = 0,05$.

Sobre a floresta ombrófila densa, e para todas as simulações realizadas, a temperatura mínima simulada ocorreu as 10:00 UTC (07:00 HL), com média de $21,76^{\circ}\text{C}$. A temperatura máxima simulada, também em todas as simulações realizadas, ocorreu as 18:00 UTC (15:00 HL), com média de $29,71^{\circ}\text{C}$. Ambos extremos de temperatura sobre a floresta ombrófila densa podem ser verificados na Figura 31a. As diferenças horárias de temperatura do ar entre a simulação CTRL e as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500 foram, em média, inferiores a $0,27^{\circ}\text{C}$, $0,01^{\circ}\text{C}$, $0,04^{\circ}\text{C}$ e $0,08^{\circ}\text{C}$, respectivamente, não apresentando significância estatística.

No cerrado, a temperatura mínima foi registrada as 10:00 UTC (07:00 HL), também para todas as simulações realizadas, com média de $22,13^{\circ}\text{C}$, $0,4^{\circ}\text{C}$ superior a registrada sobre a floresta ombrófila densa (Figura 31b). A ocorrência da temperatura máxima variou entre as 17:00 e as 19:00 UTC (14:00 e as 16:00 HL), apresentando reduções acentuadas as 18:00 UTC (15:00 HL), controlada pela nebulosidade e advecção de ar frio e úmido advindo do rio e da floresta ombrófila densa, nas simulações CTRL, FAE100 e FAE200. As diferenças

horárias observadas foram, em média, iguais a 0,38 °C, -0,05 °C, 0,23 °C e 0,47 °C, respectivamente para as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500, sem significância estatística.

A Figura 31c ilustra o comportamento da temperatura do ar sobre a área urbana, onde observa-se que a temperatura mínima foi registrada as 10:00 UTC (07:00 HL), para todas as simulações realizadas, com média de 22,85 °C. Já a temperatura máxima foi registrada as 19:00 UTC (16:00 HL), com média de 28,69 °C, também para todas as simulações realizadas. As maiores diferenças horárias de temperatura do ar ocorreram entre os cenários CTRL e ASSIM (0,25 °C), contudo sem significância estatística.

De modo geral, a temperatura do ar sobre a floresta apresentou máximos superiores ao cerrado e a área urbana, e mínimos inferiores. Esses resultados são semelhantes aos descritos por Fisch *et al.* (1997) para floresta e pastagem na Amazônia a partir de dados de simulação numérica. Deve-se lembrar, ainda, que a intensidade de radiação solar afeta significativamente o balanço de energia no dossel da vegetação e sua temperatura. Logo, muita radiação solar pode aquecer excessivamente as folhas e, como resultado indireto, fechar os estômatos. Com isto, reduz-se a transpiração e aumenta-se a temperatura adjacente ao dossel da vegetação.

Sobre as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e pinus, o modelo BRAMS mostrou-se mais sensível as alterações de uso e cobertura do solo realizadas. As menores temperaturas do ar continuaram sendo registradas as 10:00 UTC (07:00 HL), contudo a temperatura mínima do ar registrada na simulação ASSIM foi maior do que a registrada nas demais simulações, como pode ser observado nas Figuras 31d a 31h. Em média, para as simulações CTRL, FAE100, FAE200 e FAE500, as temperaturas mínimas foram de 22,03 °C, 21,98 °C, 21,94 °C, 22,08 °C e 22,00 °C, respectivamente para as áreas de silvicultura 1, silvicultura 2, silvicultura 3, silvicultura 4 e silvicultura 5. Já para a simulação ASSIM, as temperaturas mínimas, para as mesmas áreas destinadas a silvicultura, foram de 23,10 °C, 23,05 °C, 22,93 °C, 23,15 °C e 22,91 °C.

Em geral, sobre as áreas de silvicultura, as temperaturas máximas do ar foram registradas entre as 17:00 UTC (14:00 HL) e as 20:00 UTC (17:00 HL). Observou-se que sobre estas áreas, tanto a assimilação de dados mais realísticos dos parâmetros biofísicos da vegetação ao LEAF-3 como a substituição do cerrado por eucalipto, provocaram aumentos

consideráveis na temperatura do ar, embora sem significância estatística, de acordo com os testes utilizados. As maiores diferenças horárias de temperatura do ar ocorrem entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL', registradas durante o período diurno.

Sobre a área de silvicultura 1 foram observadas diferenças de temperatura do ar de até 3,12 °C as 17:00 UTC (14:00 HL) entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de 2,37 °C entre as simulações 'FAE500-CTRL' as 15:00 UTC (12:00 HL), como podem ser observadas na Figura 31d. Na área de silvicultura 2, estas diferenças entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL' foram de 3,18 °C (17:00 UTC ou 14:00 HL) e de 2,22 °C (16:00 UTC ou 13:00 HL), respectivamente (Figura 31e). Sobre a área de silvicultura 3 foram observadas diferenças de temperatura do ar de até 2,97 °C as 19:00 UTC (16:00 HL) entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de 2,31 °C entre as simulações 'FAE500-CTRL' as 16:00 UTC (13:00 HL), como podem ser observadas na Figura 31f. Já na área de silvicultura 4 essas diferenças entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL' foram de 3,10 °C (17:00 UTC ou 14:00 HL) e de 2,26 °C (15:00 UTC ou 12:00 HL), respectivamente (Figura 31g). E finalmente, sobre a área de silvicultura 5 foram observadas diferenças de temperatura do ar de até 2,57 °C as 19:00 UTC (16:00 HL) entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de 1,87 °C entre as simulações 'FAE500-CTRL' as 16:00 UTC (13:00 HL), como podem ser observadas na Figura 31h.

Sugere-se que as reduções do índice de área foliar, e, conseqüentemente, da fração vegetação, e dos albedos verde e marrom, impostas ao submodelo LEAF-3 na simulação ASSIM, tenham ocasionado aumento na temperatura do ar sobre as áreas de silvicultura. A primeira deixou a superfície mais exposta à radiação, tanto de onda longa como de onda curta incidente; e a segunda, fez com que a superfície absorvesse mais radiação. Quanto aos aumentos de temperatura do ar observados na simulação FAE500, também sobre as áreas de silvicultura, acredita-se que estes aumentos se devem a alta resistência estomática mínima das folhas imposta a vegetação (500 s.m^{-1}), ou seja, menor abertura de seus estômatos, causando baixa taxa de transpiração pela vegetação. Estes resultados corroboram com os encontrados por Melo (2003), que ao analisar a influência da cobertura vegetal no balanço de radiação sobre o Nordeste do Brasil (NEB) através da introdução de dados obtidos por sensoriamento remoto ao modelo RAMS, obteve aumento na radiação de onda longa emitida, com conseqüente aumento da temperatura em superfície.

Outro fator que explica este aumento de temperatura sobre as áreas de silvicultura é a combinação da alta resistência estomática das folhas de eucalipto e/ou pinus e a baixa umidade do solo (m^3/m^3), imposto pelo arquivo de entrada do modelo BRAMS (Figura 30). A resistência estomática das folhas depende da disponibilidade de água no solo e em condições favoráveis, os valores de resistência estomática tornam-se mínimos. Em estudos com o padrão sazonal do regime estomático com azinheira regada (*Quercus rotundifolia*), Melhorado & Moreira (2007) observaram, claramente, que o aumento do volume de água no solo baixou a resistência estomática nos períodos da manhã e meio-dia. Assim, a baixa umidade do solo atua no fechamento estomático e, por sua vez, a alta umidade conduz à abertura, fazendo com que os estômatos funcionem como o principal sensor de umidade.

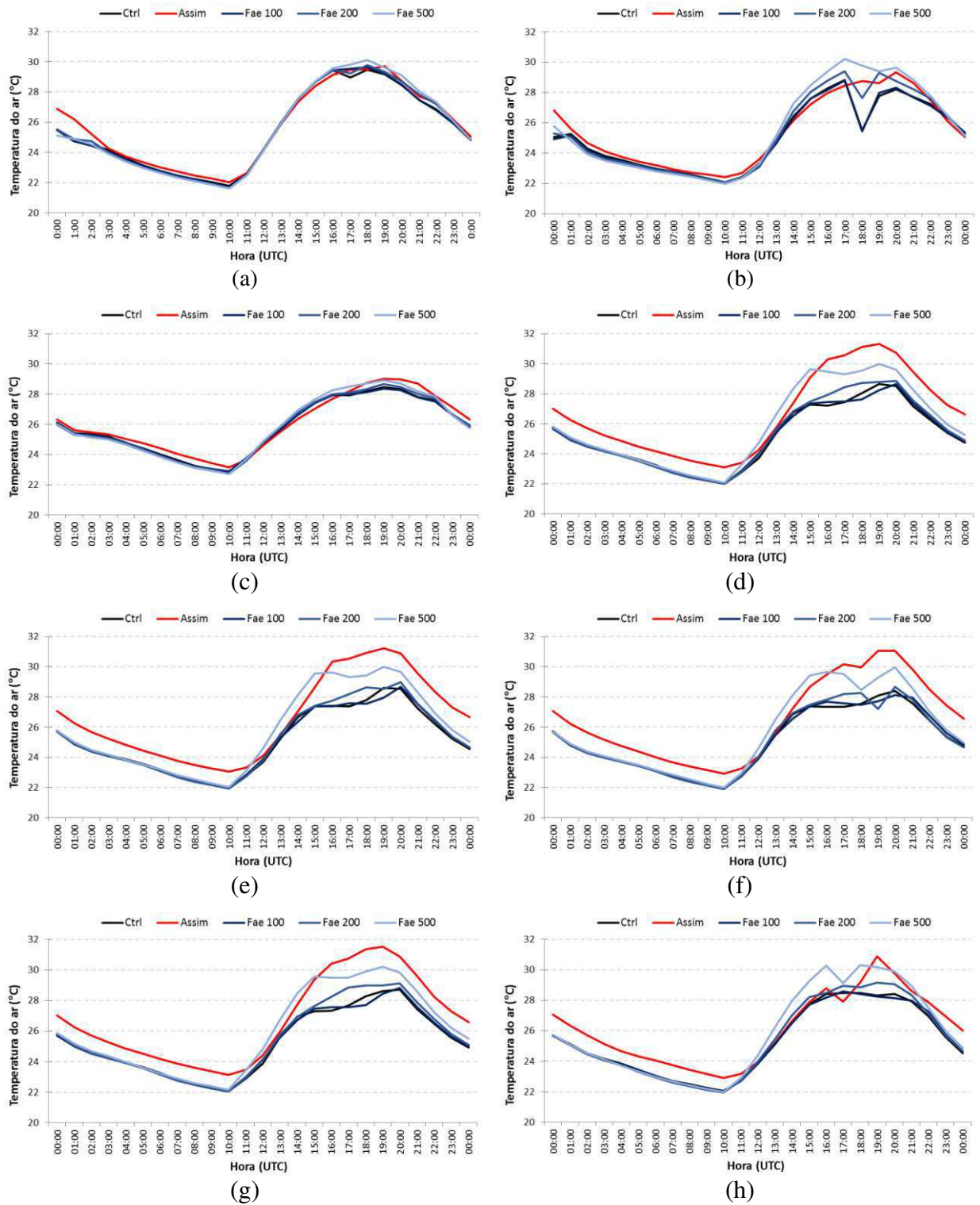


Figura 31. Temperatura do ar (°C) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h), para o dia 13/08/2002.

Analisando-se a razão de mistura do vapor d'água sobre a floresta ombrófila densa, o cerrado e a área urbana, e para todas as simulações realizadas, observou-se que, de modo geral, houve redução nos valores desta variável, quando avaliadas as diferenças horárias entre a simulação CTRL e as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500 (Figuras 32a, 32b e 32c). Contudo, apenas as diferenças horárias entre as simulações 'FAE500-CTRL' sobre o cerrado apresentaram significância estatística, cujo déficit na razão de mistura do vapor d'água foi, em média, igual a $0,63 \text{ g.kg}^{-1}$ (Figura 32b).

Observou-se, ainda, que o cerrado e a cidade apresentaram valor médio de razão de mistura do vapor d'água maior que a floresta, em torno de $1,0 \text{ g.kg}^{-1}$. Sugere-se que este maior teor de umidade do ar sobre o cerrado e a cidade esteja relacionado a maior umidade do solo sob essas áreas, comparado aos valores disponíveis sob o solo de floresta ombrófila densa (Figura 30), tornando, inclusive, a temperatura do ar sobre o cerrado e a cidade mais amena que sobre a floresta (ver Figuras 32a, 32b e 32c).

Verificando-se o desempenho do modelo BRAMS sobre as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e pinus, observou-se que, mais uma vez, este mostrou-se sensível as alterações de uso e cobertura do solo realizadas. Em geral, sobre as áreas de silvicultura, as maiores diferenças entre a simulação CTRL e as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500 foram observadas a partir das 12:00 UTC (09:00 HL) até as 22:00 UTC (19:00 HL). Sobre estas áreas, tanto a assimilação de dados mais realísticos dos parâmetros biofísicos da vegetação ao LEAF-3 como a substituição do cerrado por eucalipto, provocaram reduções estatisticamente significativas na razão de mistura do vapor d'água. As maiores diferenças horárias de razão de mistura do vapor d'água ocorrem entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL'.

Sobre o alvo 'silvicultura 1' foram observadas diferenças de razão de mistura do vapor d'água de até $3,6 \text{ g.kg}^{-1}$ entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de $2,4 \text{ g.kg}^{-1}$ entre as simulações 'FAE500-CTRL', ambas as 18:00 UTC (15:00 HL), como podem ser observadas na Figura 32d. No alvo 'silvicultura 2', estas diferenças entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL' foram de $3,3 \text{ g.kg}^{-1}$ (17:00 UTC ou 14:00 HL) e de $2,4 \text{ g.kg}^{-1}$ (18:00 UTC ou 15:00 HL), respectivamente (Figura 32e). Sobre o alvo 'silvicultura 3' foram observadas diferenças de razão de mistura do vapor d'água de até $3,8 \text{ g.kg}^{-1}$ entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de $2,1 \text{ g.kg}^{-1}$ entre as simulações 'FAE500-CTRL', ambas as 20:00 UTC (17:00 HL), como podem ser observadas na Figura 32f. Já no alvo 'silvicultura 4', estas diferenças

entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e 'FAE500-CTRL' foram de $3,4 \text{ g.kg}^{-1}$ (18:00 UTC ou 15:00 HL) e de $2,5 \text{ g.kg}^{-1}$ (19:00 UTC ou 16:00 HL), respectivamente (Figura 32g). E finalmente, sobre o alvo 'silvicultura 5' foram observadas diferenças de razão de mistura do vapor d'água de até $2,6 \text{ g.kg}^{-1}$ as 19:00 UTC (16:00 HL) entre as simulações 'ASSIM-CTRL' e de $2,5 \text{ g.kg}^{-1}$ entre as simulações 'FAE500-CTRL' as 18:00 UTC (15:00 HL), como podem ser observadas na Figura 32h.

Os impactos devido a substituição de cerrado por eucalipto (cenário FAE500) causaram uma redução média da razão de mistura do vapor d'água de $1,5 \text{ g.kg}^{-1}$, $1,6 \text{ g.kg}^{-1}$, $1,2 \text{ g.kg}^{-1}$, $1,4 \text{ g.kg}^{-1}$ e $1,4 \text{ g.kg}^{-1}$, respectivamente, sobre os alvos silvicultura 1, 2, 3, 4 e 5, todas significativamente estatísticas. Estas reduções na quantidade de umidade do ar imediatamente acima da superfície, é consistente com as reduções na transpiração da vegetação, uma vez que sua resistência estomática foi maior (500 s/m) em relação a definida na simulação CTRL (100 s/m).

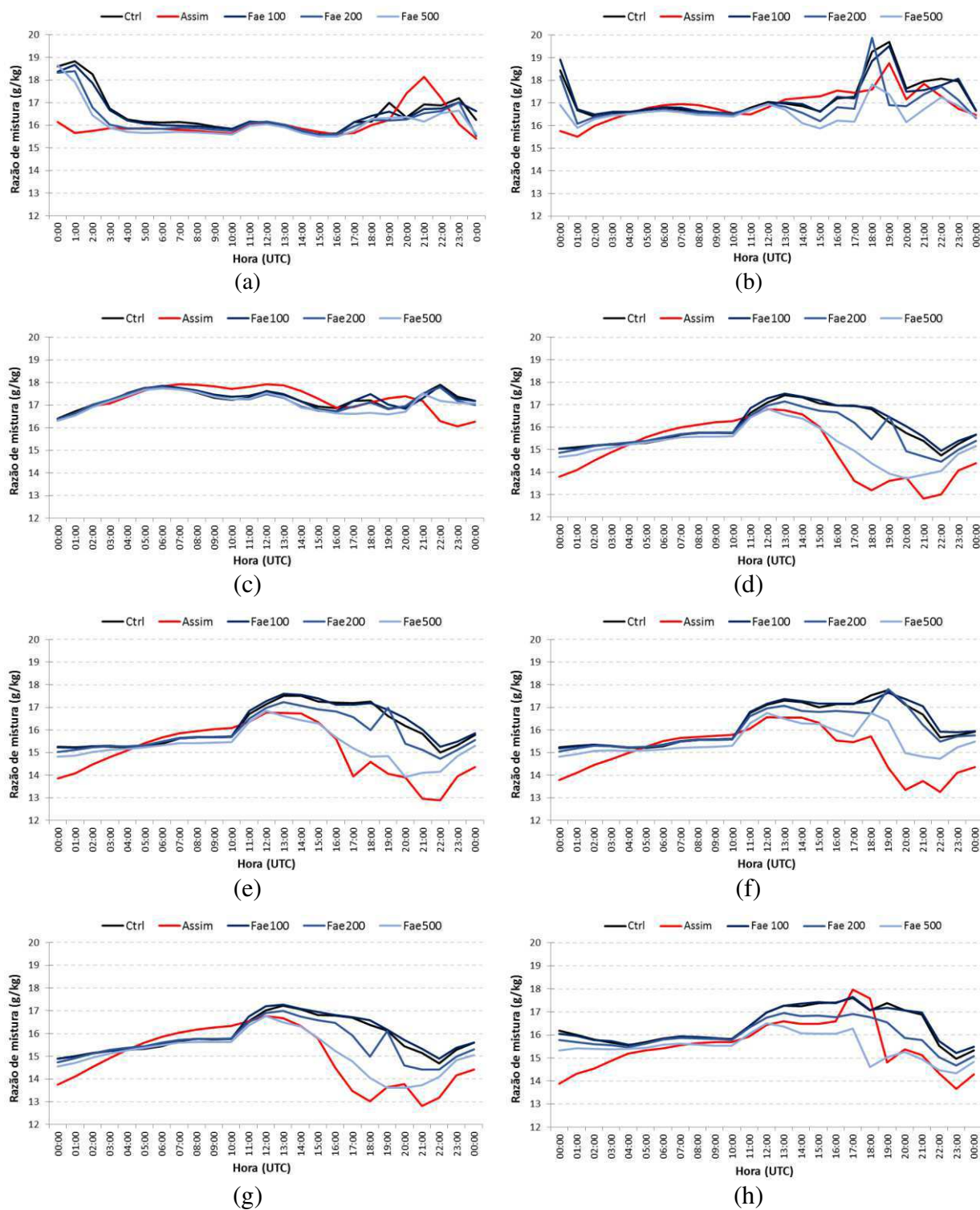


Figura 32. Razão de mistura do vapor d'água (g/kg) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h), para o dia 13/08/2002.

As mudanças promovidas sobre a área de estudo provocaram aumento no período noturno e redução no período diurno na intensidade do vento sobre a floresta ombrófila densa, em todas as simulações, contudo não significativas estatisticamente (Figura 33a). Sobre o cerrado e a área urbana, apenas a simulação ASSIM indicou aumento médio diário da velocidade do vento, quando avaliadas as diferenças horárias com a simulação CTRL (Figura 33b e 33c). Esses aumentos foram, em média, iguais a $0,7 \text{ m.s}^{-1}$ em ambos os alvos. Dentre os três alvos, e para todas as simulações, a menor velocidade média do vento foi observada sobre a floresta ombrófila densa, $1,4 \text{ m.s}^{-1}$; e a maior, também para todas as simulações, sobre a área urbana, superiores a $2,2 \text{ m.s}^{-1}$.

Em geral, sobre as áreas de silvicultura, as maiores diferenças horárias de velocidade do vento ocorreram entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’, geralmente entre as 16:00 e as 23:00 UTC (13:00 e as 20:00 HL). Dentre as cinco áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, a única que não apresentou diferenças horárias significativas entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’ foi a área ‘silvicultura 5’.

Sobre o alvo ‘silvicultura 1’ observou-se diferença média na velocidade do vento, entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’, de $2,6 \text{ m.s}^{-1}$, com velocidade máxima simulada pelo experimento ASSIM de $6,5 \text{ m.s}^{-1}$ as 20:00 UTC (17:00 HL), como pode ser visto na Figura 33d. No alvo ‘silvicultura 2’, a diferença média na velocidade do vento entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’ foi de $2,3 \text{ m.s}^{-1}$, com velocidade máxima simulada pelo experimento ASSIM as 21:00 UTC (18:00 HL) de $6,1 \text{ m.s}^{-1}$ (Figura 33e). Sobre o alvo ‘silvicultura 3’ observou-se diferença média na velocidade do vento, entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’, de $2,2 \text{ m.s}^{-1}$, com velocidade máxima simulada pelo experimento ASSIM de $6,0 \text{ m.s}^{-1}$ as 21:00 UTC (18:00 HL), como pode ser visto na Figura 33f. No alvo ‘silvicultura 4’, a diferença média na velocidade do vento, entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’ foi de $2,8 \text{ m.s}^{-1}$, com velocidade máxima simulada pelo experimento ASSIM as 20:00 UTC (17:00 HL) de $6,7 \text{ m.s}^{-1}$ (Figura 33g). No alvo ‘silvicultura 5’, observou-se diferença média na velocidade do vento, entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’, de $1,1 \text{ m.s}^{-1}$, com velocidade máxima simulada pelo experimento ASSIM de $5,2 \text{ m.s}^{-1}$ as 20:00 UTC (17:00 HL), como pode ser visto na Figura 33h.

Sugere-se que as reduções do índice de área foliar e, conseqüentemente, da fração vegetação, impostas ao submodelo LEAF-3 na simulação ASSIM, tenham ocasionado redução na rugosidade da superfície, o que deve ter causado aumento na velocidade do vento sobre as áreas de silvicultura.

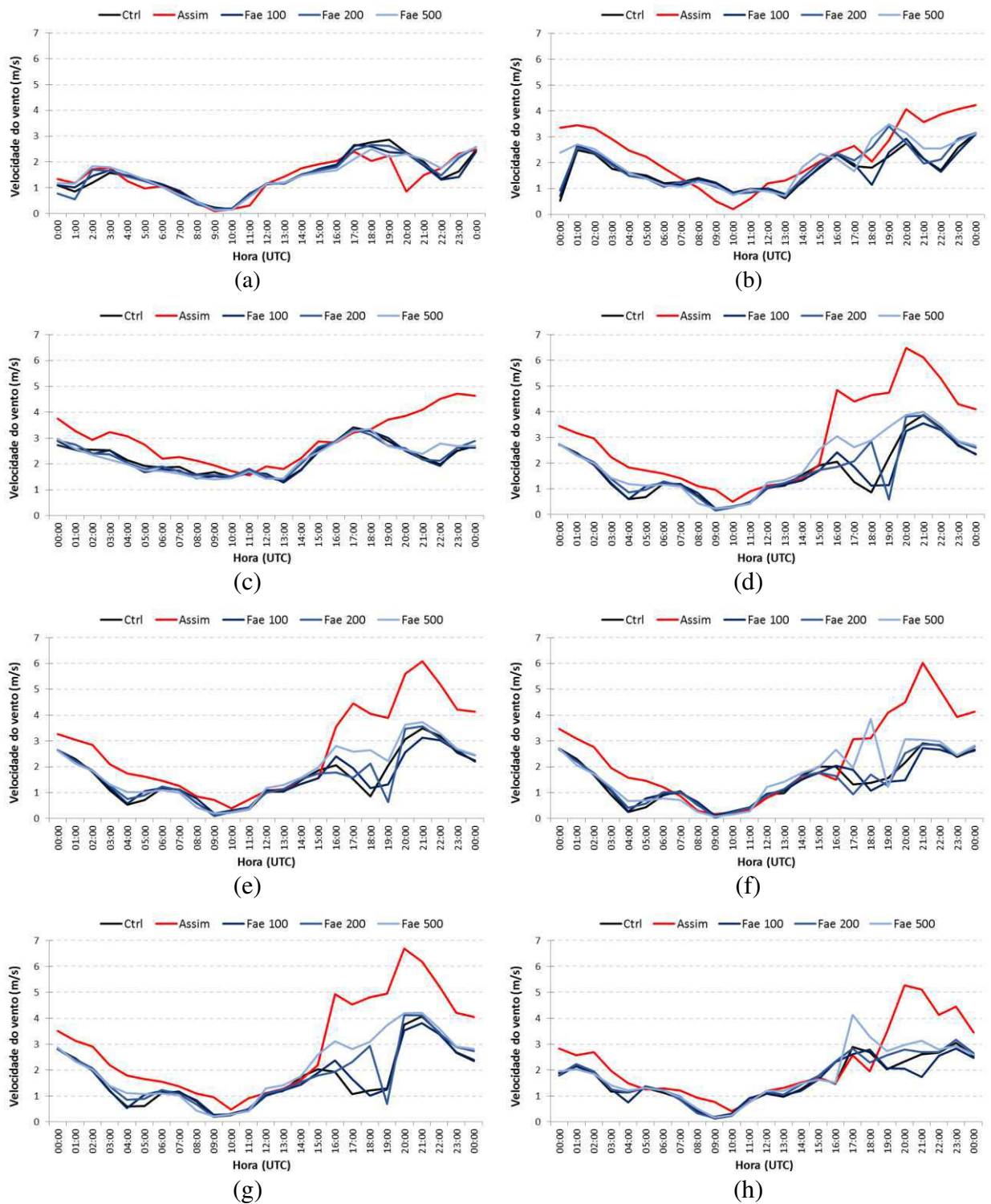


Figura 33. Velocidade do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).

Em média, a floresta ombrófila densa absorveu mais radiação do que as demais áreas em estudo, como pode ser visto nos resultados do saldo de radiação apresentado na Figura 34. Isto ocorre devido a floresta refletir menos radiação solar e emitir menos radiação de ondas longas, quando comparada aos demais alvos da área de estudo (o albedo médio da floresta ombrófila densa, por exemplo, foi de 0,11, enquanto o da área urbana foi de 0,13).

Sobre a floresta ombrófila densa, o cerrado e a área urbana, e para todas as simulações realizadas, o saldo de radiação apresentou valor máximo as 16:00 UTC (13:00 HL), com médias de $814,7 \text{ Wm}^{-2}$, $801,5 \text{ Wm}^{-2}$ e $791,1 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente (Figuras 34a, 34b e 34c). Sobre as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, o modelo BRAMS mostrou-se mais sensível as alterações de uso e cobertura do solo realizadas. Nessas áreas, os maiores valores do saldo de radiação instantâneo foram registrados entre as 14:00 e 16:00 UTC (11:00 e 13:00 HL), e variaram consideravelmente conforme o aumento de nebulosidade e/ou ocorrência de precipitação (Figuras 34d a 34h). Estas observações surgem como resultados importantes na medida que indicam um efeito direto da mudança de uso e cobertura do solo na formação de sistemas atmosféricos locais.

Observou-se que, de modo geral, tanto a assimilação de dados mais realísticos dos parâmetros biofísicos da vegetação ao LEAF-3 como a substituição do cerrado por eucalipto, provocaram reduções no saldo de radiação instantâneo, quando avaliadas as diferenças horárias entre a simulação CTRL e as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500, embora sem significância estatística de acordo com os testes utilizados.

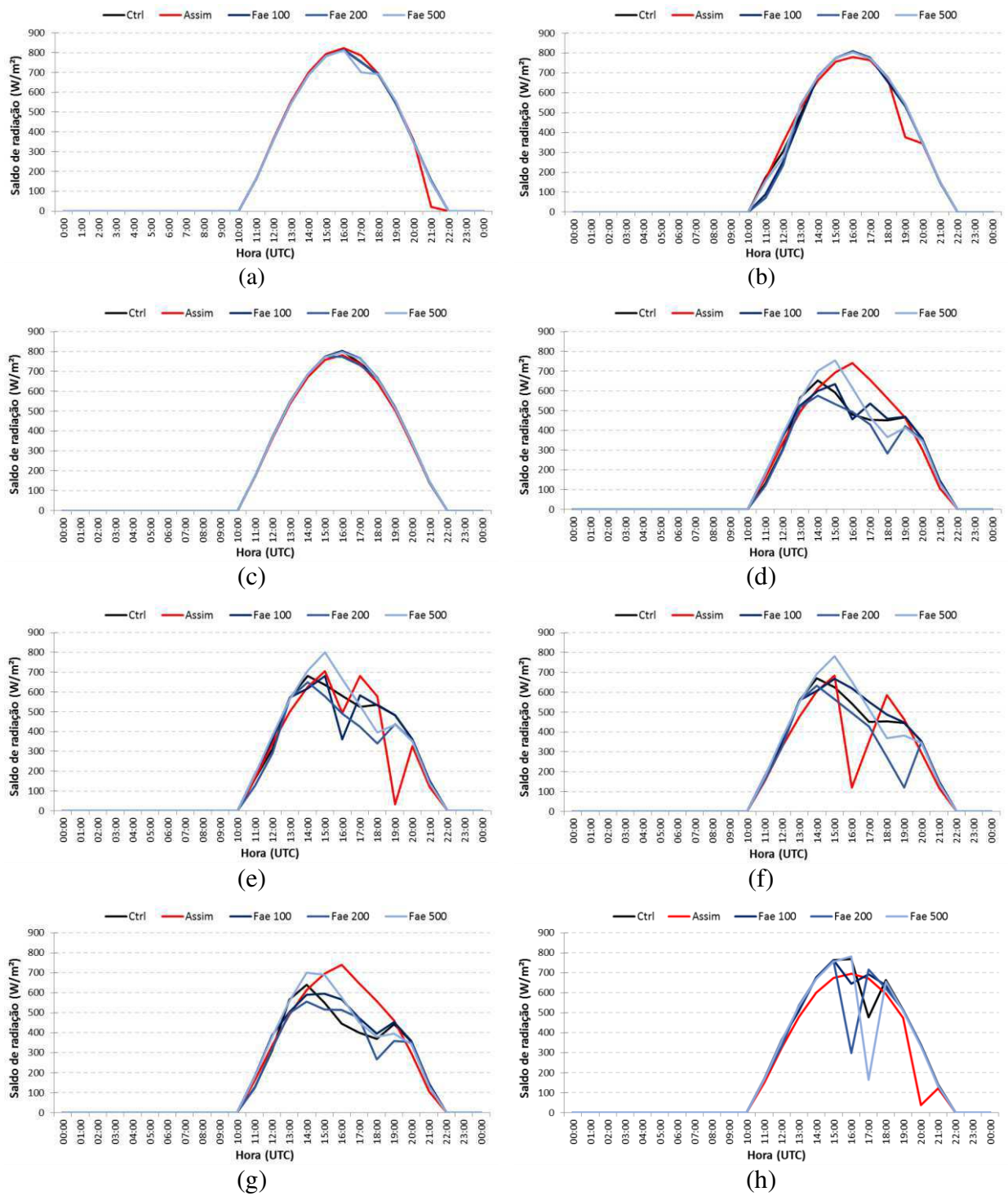


Figura 34. Saldo de radiação (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).

A análise dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível foi realizada conjuntamente (Figuras 35 e 36). Observa-se que sobre todos os alvos, e em todas as simulações realizadas, o fluxo de calor latente foi maior do que o fluxo de calor sensível. Sobre um mesmo alvo, e em uma mesma simulação, os fluxos tiveram comportamento inversamente proporcional. Por exemplo, sobre a floresta ombrófila densa, a simulação ASSIM indicou redução no fluxo de calor latente e aumento no fluxo de calor sensível, quando avaliadas as diferenças horárias com a simulação CTRL (Figuras 35a e 36a).

Ainda com relação a floresta ombrófila densa, observou-se que a substituição do cerrado por floresta de eucalipto levaria a um aumento sistemático do fluxo de calor latente sobre a floresta, conseqüentemente, redução do fluxo de calor sensível, independente da resistência estomática imposta à floresta de eucalipto. Independente do cenário idealizado, as mudanças promovidas sobre a floresta ombrófila densa não foram estatisticamente significativas.

Observou-se que sobre o cerrado (Figuras 35b e 36b) e a área urbana (Figuras 35c e 36c), a assimilação de dados mais realísticos quanto as variáveis biofísicas da vegetação ao submodelo LEAF-3 levaram a um aumento (redução) discreto do fluxo de calor latente (calor sensível) sobre estas áreas. Já a substituição do cerrado por floresta de eucalipto causou redução (aumento) do fluxo de calor latente (calor sensível). Tanto no cerrado como na área urbana, as diferenças horárias encontradas entre a simulação CTRL e as simulações ASSIM, FAE100, FAE200 e FAE500 não apresentaram significância estatística.

Em geral, sobre a área de cerrado destinada a silvicultura, as maiores diferenças horárias do fluxo de calor latente ocorreram entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’ (Figuras 35d a 35h). Estas diferenças indicam que a assimilação de dados mais realísticos quanto as variáveis biofísicas da vegetação ao submodelo LEAF-3 levariam a redução (aumento) do fluxo de calor latente (calor sensível) sobre essas áreas. Entretanto, dentre as cinco áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, a única que apresentou diferenças horárias significativas entre os cenários ‘ASSIM-CTRL’ foi a área ‘silvicultura 4’, e somente em relação ao fluxo de calor sensível (Figura 36g).

Sabe-se que a senescência no cerrado tem dois efeitos: a queda da atividade fotossintética do bioma e a diminuição da capacidade do dossel em manter a oferta do calor latente. Ao promover-se a redução do índice de área foliar e, conseqüentemente, da fração

vegetação, no submodelo LEAF-3, uma maior quantidade de energia ficou disponível para ser convertida em fluxo de calor sensível, devido a um ambiente mais seco, como indicam a razão de mistura do vapor d'água (Figura 32) e a umidade do solo (Figura 30). Portanto, o fluxo de calor sensível não é somente controlado pelo saldo de radiação, mas também pela cobertura do dossel, como afirma Negrón Juárez (2004).

Observou-se, ainda, que a substituição de cerrado por eucalipto, com resistência estomática de 100 s.m^{-1} , causaria aumento (redução) no fluxo de calor latente (calor sensível) sobre as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto. Sugere-se que esse aumento na umidade do ar e, conseqüente, redução na temperatura, sobre estas áreas estejam relacionados a maior transpiração da vegetação, favorecida pela menor resistência estomática foliar. Já a substituição de cerrado por eucalipto, com resistências estomáticas de 200 s.m^{-1} e 500 s.m^{-1} , causaria redução (aumento) no fluxo de calor latente (calor sensível). Do mesmo modo, entende-se que essa redução na umidade do ar e, conseqüente, aumento na temperatura, sobre estas áreas estejam relacionados a menor transpiração da vegetação, favorecida pela maior resistência estomática foliar. Isto é porque a radiação solar de onda curta absorvida pelas folhas não é convertida em calor latente quando os estômatos estão fechados. Contudo, essas alterações promovidas no uso e cobertura do solo não se mostraram estatisticamente significativas.

De modo geral, os resultados obtidos para os fluxos turbulentos mostraram-se consistentes com os resultados simulados para outras variáveis, como por exemplo temperatura do ar (Figura 31) e razão de mistura do vapor d'água (Figura 32).

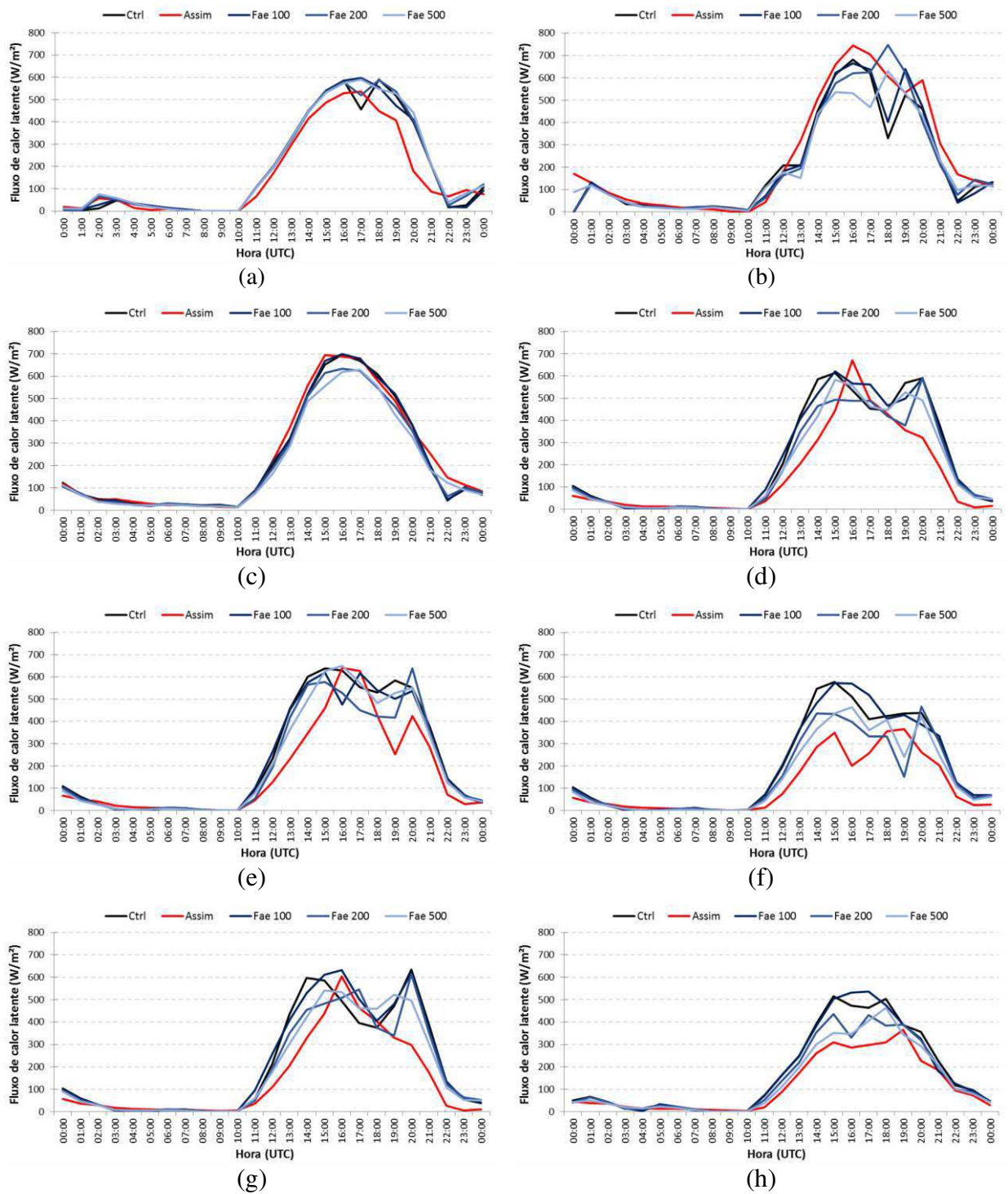


Figura 35. Fluxo de calor latente (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), área urbana (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).

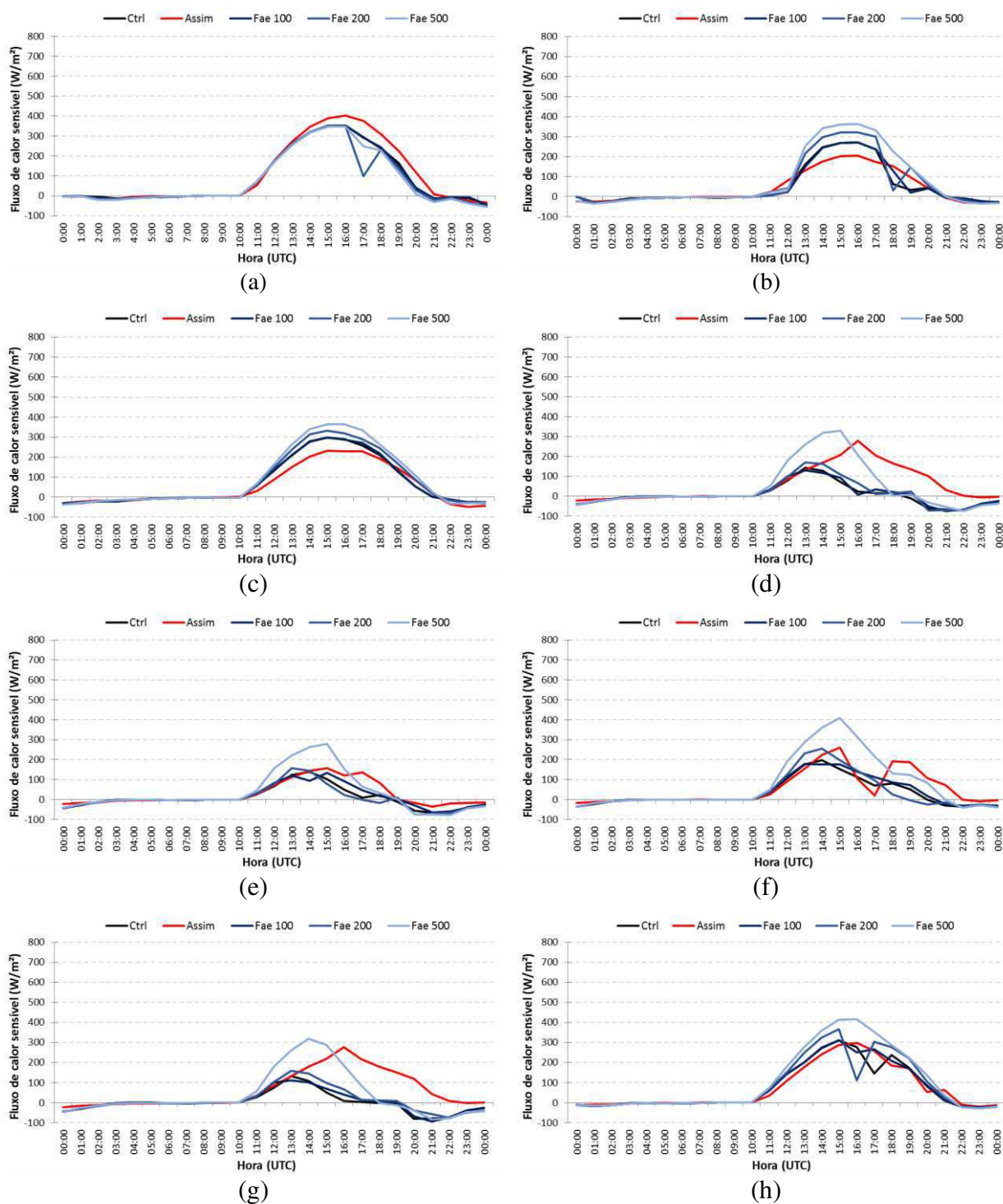


Figura 36. Variabilidade horária do fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) por cenários simulados sobre os alvos: floresta (a), cerrado (b), cidade (c), silvicultura 1 (d), silvicultura 2 (e), silvicultura 3 (f), silvicultura 4 (g) e silvicultura 5 (h).

5.5 Efeitos da conversão da vegetação natural para silvicultura de eucalipto: impacto do controle estomático da vegetação em circulações atmosféricas locais

Poucos estudos numéricos com modelos atmosféricos de mesoescala têm sido realizados para explorar a influência da vegetação sobre a geração e modificação de circulações atmosféricas locais na Amazônia, em particular sobre o cerrado amazônico. Nesse contexto, a correta representação da vegetação em simulações das características atmosféricas de determinado local é de suma importância.

Nesta seção, além da conversão da vegetação natural, do tipo cerrado *sensu stricto*, para silvicultura de eucalipto, enfatiza-se a importância do controle estomático da vegetação na geração e modificação de circulações atmosféricas locais. Isto é particularmente importante, uma vez que algumas plantas reagem relativamente rápido a condições de estresse hídrico, e pequenas mudanças no comportamento estomático foliar podem gerar grandes variações nos fluxos de calor sensível e latente e, conseqüentemente, nas circulações atmosféricas locais.

Considerando que os resultados discutidos anteriormente demonstram a existência de circulações locais, diretamente relacionada à heterogeneidade da superfície, nesta seção foi analisado o perfil vertical horário da temperatura potencial (K) e razão de mistura do vapor d'água (g.kg^{-1}); das componentes zonal e vertical do vento (ms^{-1}) e razão de mistura de água líquida (g.kg^{-1}) e das perturbações das componentes zonal e vertical do vento (ms^{-1}) em seções transversais com contrastes floresta ombrófila densa – floresta de eucalipto, onde foi testada a sensibilidade do modelo BRAMS a três diferentes valores de resistência estomática, 100, 200 e 500 s.m^{-1} , mantidas constante durante a simulação.

Tais análises foram realizadas sobre as latitudes $0,2^\circ\text{N}$, onde originalmente têm-se áreas de transição floresta ombrófila densa – cerrado – corpos d'água, e $0,6^\circ\text{N}$, onde originalmente têm-se áreas de transição floresta ombrófila densa – silvicultura – cerrado.

Ao analisarem-se conjuntamente as três simulações para o perfil vertical em $0,2^\circ\text{N}$ verifica-se que a variação horária da temperatura potencial, bem como da razão de mistura de vapor d'água, mostrou-se semelhante em todas as simulações (Figuras 37, 38 e 39, coluna à esquerda). Comparando as simulações FAE100 e FAE500, observou-se que entre a superfície e até 750 m, esta última tende a ser mais seca que a primeira em até $2,0 \text{ g.kg}^{-1}$, entre as 16:00 e 18:00 UTC (13:00 e 15:00 HL) sobre a área de floresta de eucalipto. Esse resultado é

condizente com as alterações implementadas no submodelo LEAF-3, uma vez que na simulação FAE100, a floresta de eucalipto possui menor resistência estomática foliar, o que favorece a maior transpiração foliar.

De modo geral, as variações da temperatura potencial entre a superfície e até 1000 m, ou seja, ao longo da camada de mistura, são menores que as variações de razão de mistura do vapor d'água.

Os perfis do vento zonal e vertical (Figuras 37, 38 e 39, coluna ao centro) apresentam um escoamento de leste para oeste durante praticamente todo o período analisado, entre as 11:00 UTC (08:00 HL) e 18:00 UTC (15:00 HL). Nota-se que este escoamento possui componente zonal negativa em toda a CLP, não evidenciando qualquer formação de brisa local por contraste térmico entre a floresta ombrófila densa e a floresta de eucalipto, confirmando, mais uma vez, a influência apenas do escoamento de grande escala.

Contudo, ao analisar a perturbação das componentes zonal e vertical do vento nas três simulações idealizadas, e compará-las com a simulação CTRL, foi possível notar não só a formação e desenvolvimento de circulações locais termicamente induzidas, como também sua dissipação (Figuras 37, 38 e 39, coluna à direita).

Observa-se entre a superfície e até 1250 m, entre as 11:00 e as 12:00 UTC (08:00 e as 09:00 HL) na simulação FAE100, a formação de uma circulação local com sentido da floresta ombrófila densa para a floresta de eucalipto, formada como consequência do gradiente térmico entre as duas (Figura 37a e 37b). A medida que essas superfícies recebem mais energia, na forma de radiação solar, o único gradiente térmico formado passa a ser entre o continente e a Foz do Rio Amazonas, passando a prevalecer a brisa fluvial, está visivelmente mais forte que a brisa formada pelo contraste entre as vegetações.

Comportamento semelhante foi observado para as simulações FAE200 e FAE500. No entanto, as circulações observadas formaram-se abaixo de 1000 m e foram menos intensas (Figuras 38 e 39). A simulação FAE200, em particular, apresentou comportamento muito semelhante à simulação CTRL (Figura 22), principalmente, entre as 11:00 e as 14:00 UTC (08:00 e as 11:00 HL).

A análise do conjunto de variáveis descritas acima, para cada simulação realizada, possibilitou visualizar o desenvolvimento de uma possível célula convectiva, juntamente com

suas regiões de ascendência e descendência. Esta célula convectiva aparece nas simulações FAE100 e FAE200 em torno de 51,1°W, e na simulação FAE500 em torno de 51,2°W, ou seja, ligeiramente mais deslocada no sentido do interior do continente, provavelmente devido a menor intensidade dos ventos. Em todos os casos, esta célula aparece a partir das 16:00 UTC (13:00 HL), apoiada por uma região de movimentos ascendentes mais fortes que começa a surgir (Figuras 37f, 38f e 39f). A partir deste horário, passa-se a observar ocorrência de precipitação sobre a área de estudo, o que corrobora com a hipótese de formação da célula convectiva (Figuras 43, 44 e 45), bem como o deslocamento desta para oeste, com região descendente aparecendo na retaguarda da célula. No decorrer do tempo, o ramo ascendente se desenvolve muito rapidamente e ultrapassa os 3 km de altura, atingindo altura máxima de 10 km. Isto mais uma vez confirma a hipótese de formação da célula convectiva.

Antes do desenvolvimento da célula, da superfície até 750 m de altura, a razão de mistura de vapor d'água era superior a 14 g.kg⁻¹. Após seu desenvolvimento, parte dessa umidade é transportada para cima e a quantidade de vapor d'água nesta camada torna-se ligeiramente menor. O mesmo ocorre com a temperatura potencial, em que se percebe a ascensão de ar mais frio para os altos níveis à medida que a célula convectiva se desenvolve.

Sobre o alvo 'cerrado' o maior acumulado de precipitação em 24 horas foi de 11,2 mm, gerada pela simulação FAE100, correspondendo a 7,7% a mais que a precipitação simulada pelo cenário CTRL. Sugere-se que sobre essa região, o aumento da convergência de umidade, juntamente com o aumento na evapotranspiração, tenham conduzido a esse aumento na precipitação local. Nas demais simulações (FAE200 e FAE500) houve redução na precipitação acumulada em 24 horas sobre o alvo 'cerrado'. Na Figura 46 é possível verificar onde houve redução ou aumento da precipitação gerada pelas simulações FAE100, FAE200 e FAE500 em relação a simulação CTRL.

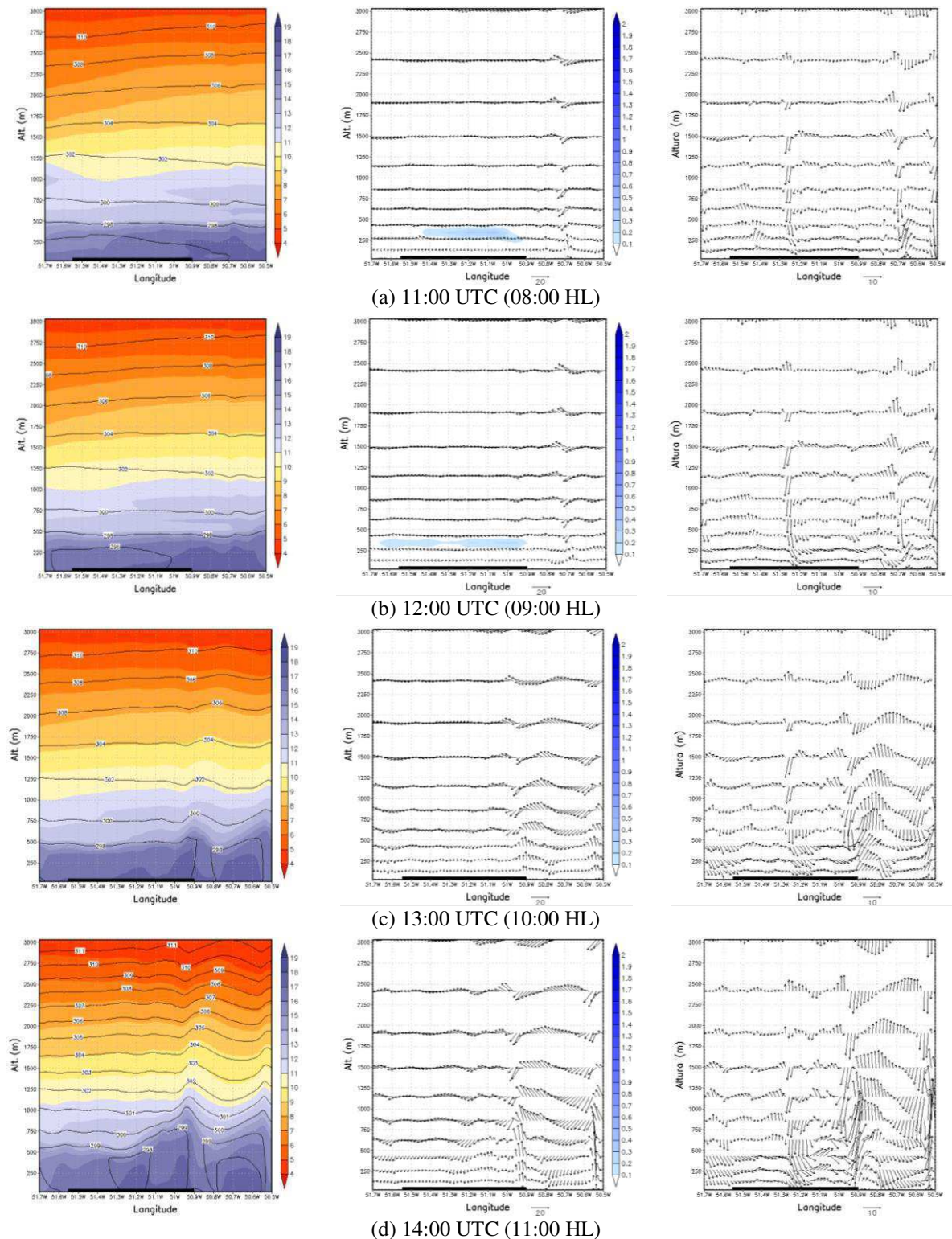


Figura 37. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$, simulação FAE100. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

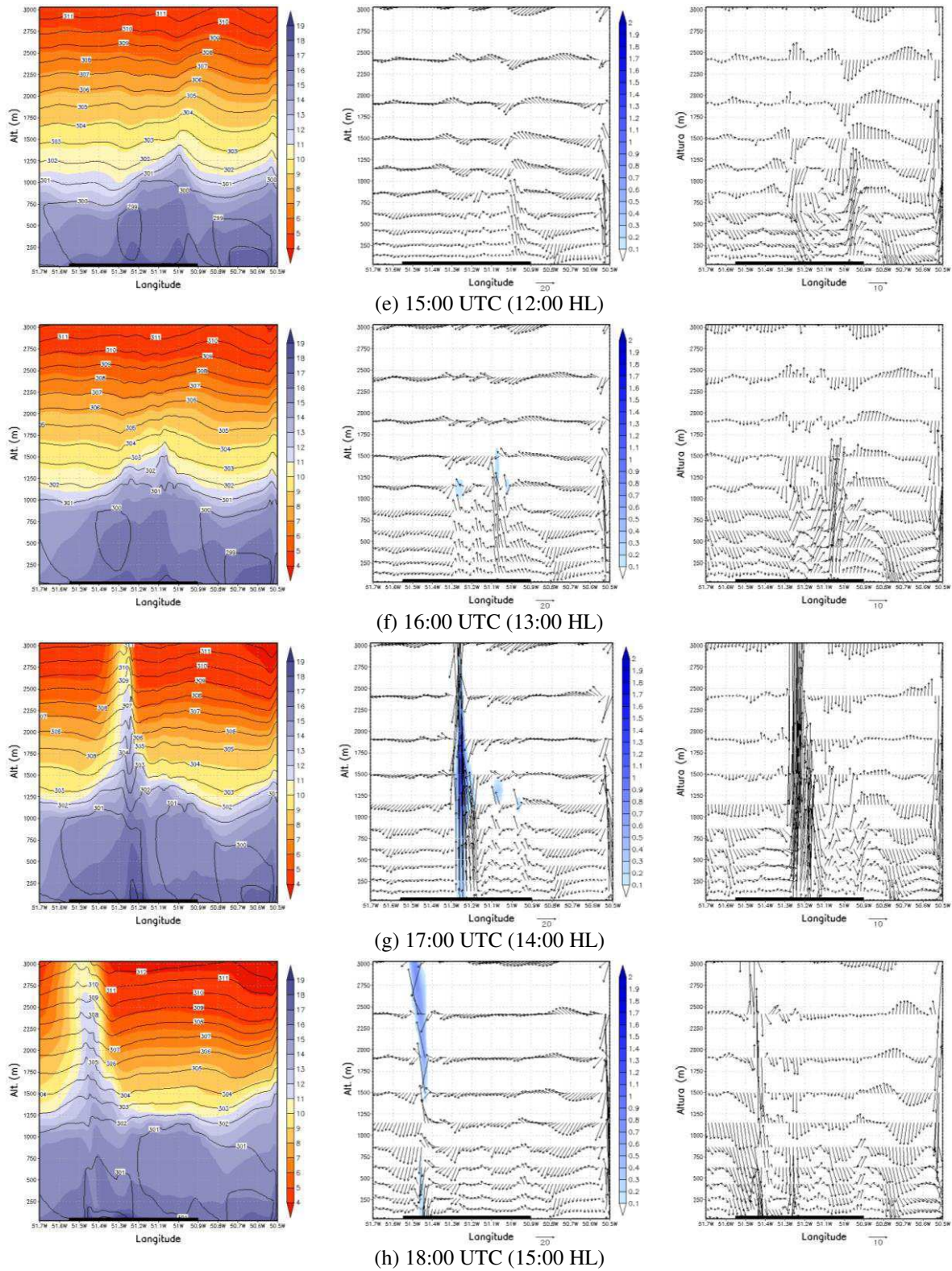


Figura 37. Continuação.

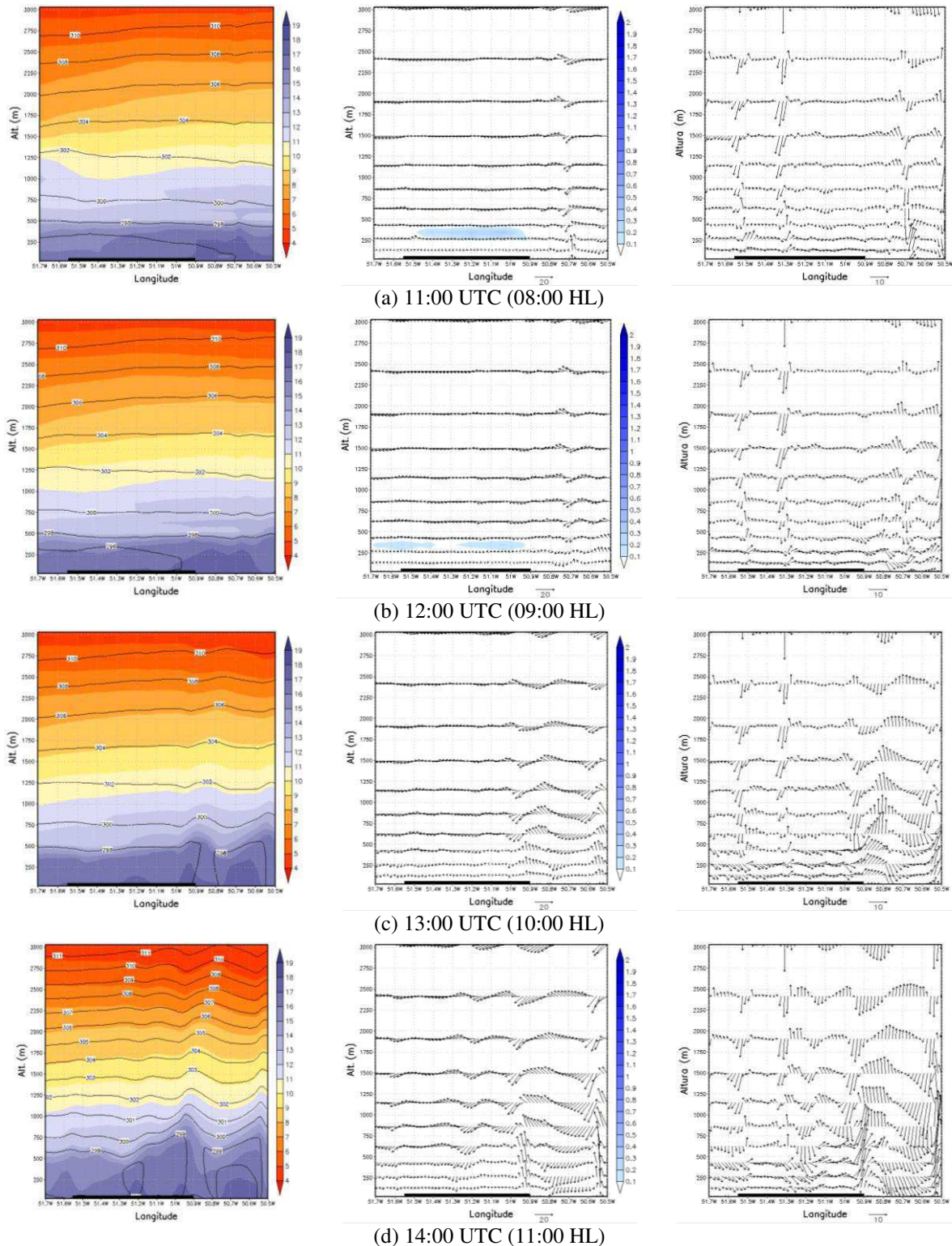


Figura 38. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$, simulação FAE200. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

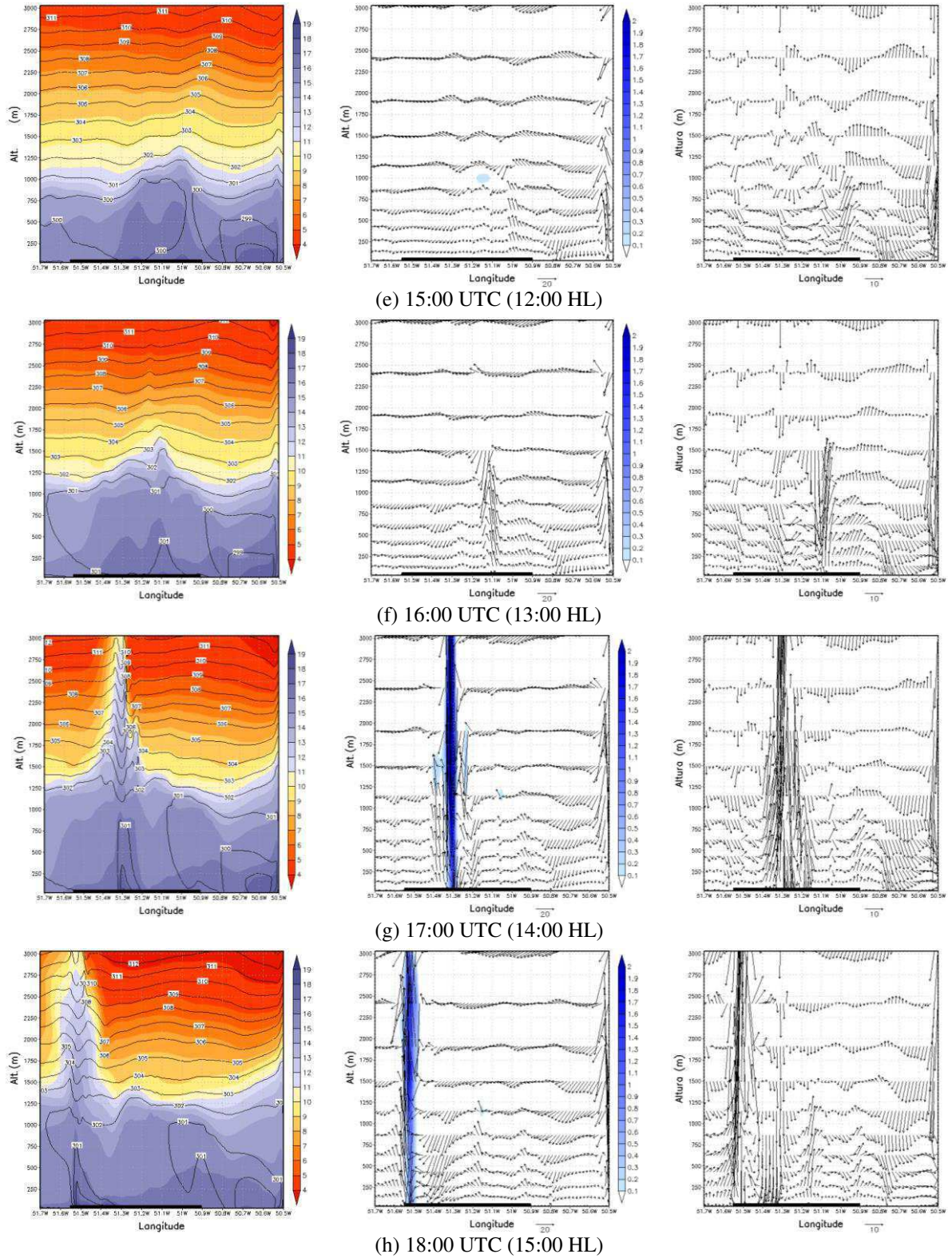


Figura 38. Continuação.

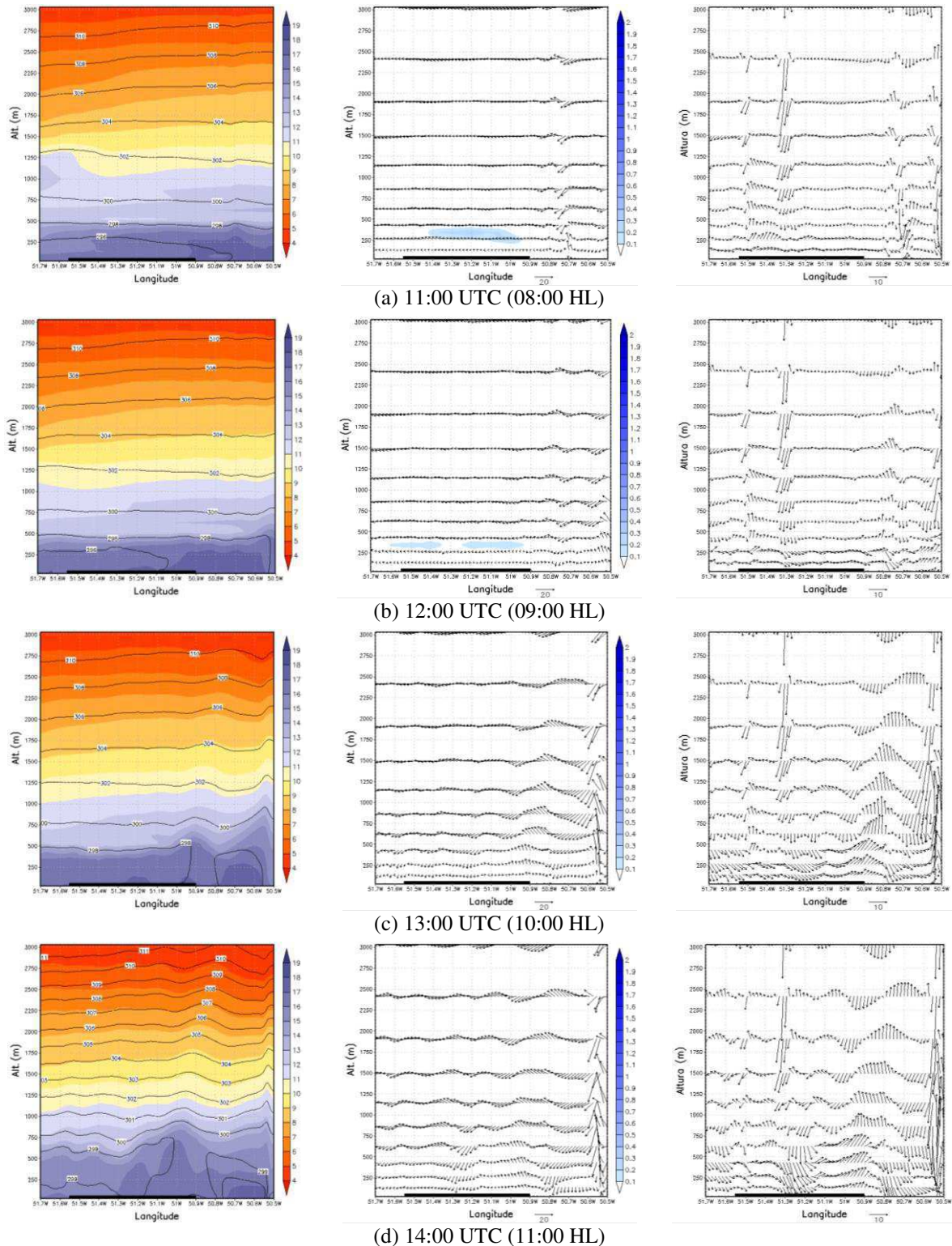


Figura 39. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 11:00 UTC (08:00 HL) e (h) 18:00 UTC (15:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,2^{\circ}\text{N}$, simulação FAE500. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda quanto a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

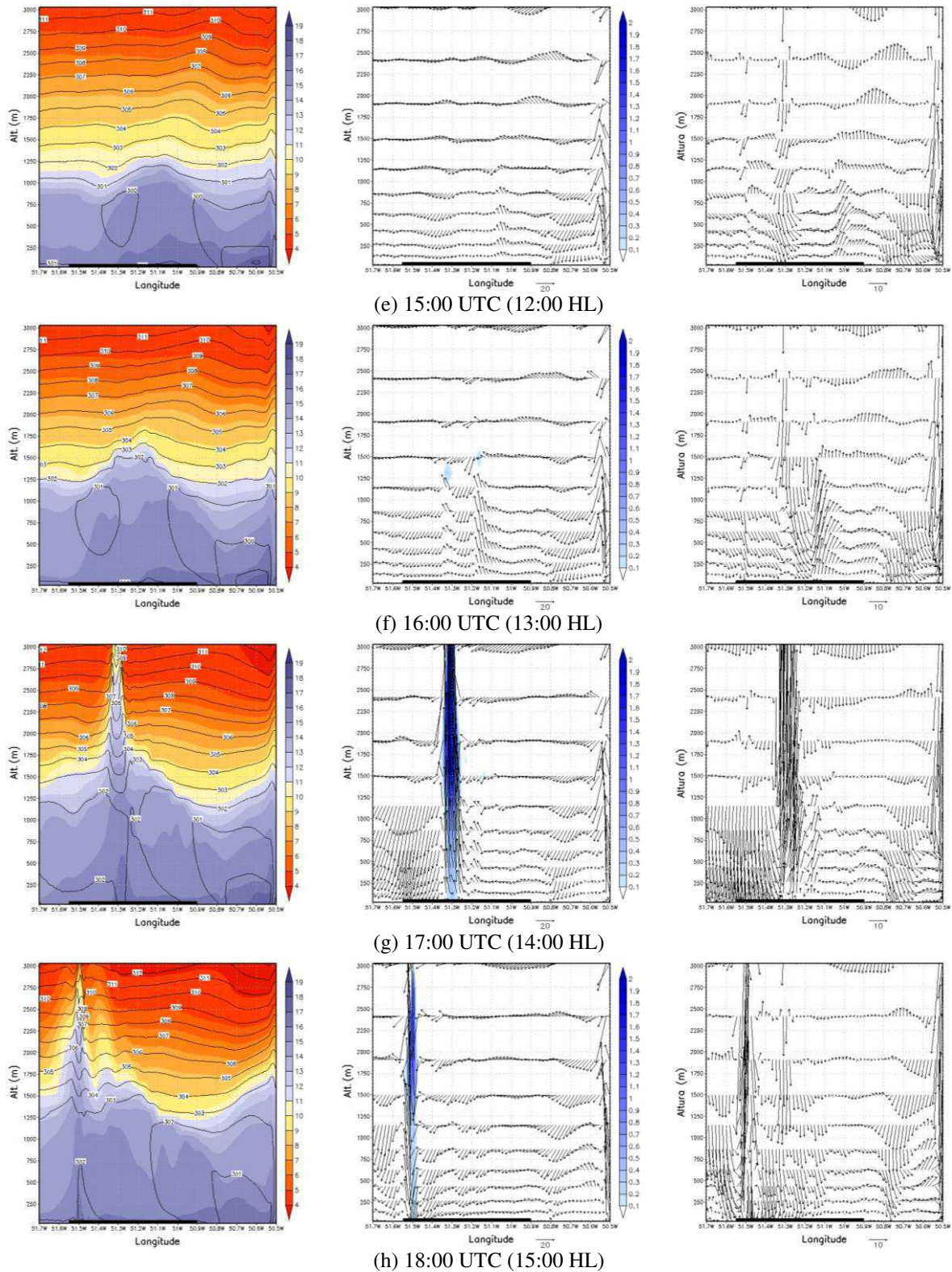


Figura 39. Continuação.

Assim como na seção transversal em $0,2^{\circ}\text{N}$, a análise para a seção transversal em $0,6^{\circ}\text{N}$ foi conduzida para os mesmos horários que a simulação CTRL, ou seja, entre as 12:00 e 19:00 UTC (09:00 e 16:00 HL). O objetivo foi verificar se entre as distintas simulações ocorreriam diferenças horárias no início da formação de possíveis circulações locais.

Ao confrontar a variação horária da temperatura potencial, bem como da razão de mistura de vapor d'água, sobre a seção transversal $0,6^{\circ}\text{N}$ com a seção transversal $0,2^{\circ}\text{N}$, viu-se que em $0,6^{\circ}\text{N}$, a atmosfera apresentava-se, relativamente, mais seca e mais aquecida que em $0,2^{\circ}\text{N}$ abaixo de 1 km de altura, comportamento observado nas três simulações idealizadas (Figuras 40, 41 e 42, coluna à esquerda). Curiosamente, apenas na simulação FAE500 foi observado transporte de umidade acima de 2 km de altura (Figuras 42g e 42h), diferentemente do observado nas simulações CTRL, FAE100 e FAE200.

O perfil do vento zonal e vertical, da seção transversal em $0,6^{\circ}\text{N}$ (Figuras 40, 41 e 42, ao centro), assim como no corte em $0,2^{\circ}\text{N}$, mostra um escoamento, predominantemente, de leste para oeste durante praticamente todo o período analisado, entre as 12:00 UTC (09:00 HL) e 19:00 UTC (16:00 HL), mais uma vez não evidenciando qualquer formação de brisa local por contraste térmico da superfície, confirmando a influência, apenas, do escoamento de grande escala.

A existência de circulações locais foi observada a partir da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (Figuras 40, 41 e 42, coluna à direita). Estas foram observadas a partir das 17:00 UTC (14:00 HL) para as simulações FAE100 e FAE200 (Figuras 40 e 41, coluna à direita) e a partir das 15:00 UTC (12:00 HL) para a simulação FAE500 (Figura 42, coluna à direita). As simulações FAE100 e FAE200 apresentaram grande similaridade com a simulação CTRL, diferentemente da simulação FAE500, onde se observou formação de circulação com duas horas de antecedência, resultando em precipitação (Figura 46).

Escoamento com sentido floresta de eucalipto - floresta ombrófila densa (de oeste para leste) foi observado, aproximadamente, sobre a região 51°W , onde se iniciou a circulação (Figura 42d). Esta se deslocou para oeste da região e se intensificou ao atingir a região de contraste floresta ombrófila densa - floresta de eucalipto, em $51,3^{\circ}\text{W}$, borda esquerda da região de cerrado, onde a rugosidade é maior (Figura 42e). Essa diferença de rugosidade gera maior turbulência e favorece o transporte vertical de umidade do dossel da vegetação para

níveis superiores (Figuras 42f e 42g), formando nuvem e, posteriormente, precipitação sobre a floresta ombrófila densa (Figuras 45a, 45b, 45c e 46c).

Nas simulações FAE100 e FAE200, as circulações locais observadas não formaram nuvem e, conseqüentemente, não produziram precipitação sobre a região em análise (Figuras 43 e 44). Estes resultados demonstram a sensibilidade do modelo BRAMS às mudanças de uso e cobertura do solo, bem como as alterações dos parâmetros biofísicos da vegetação, na formação e intensificação de circulações atmosféricas locais.

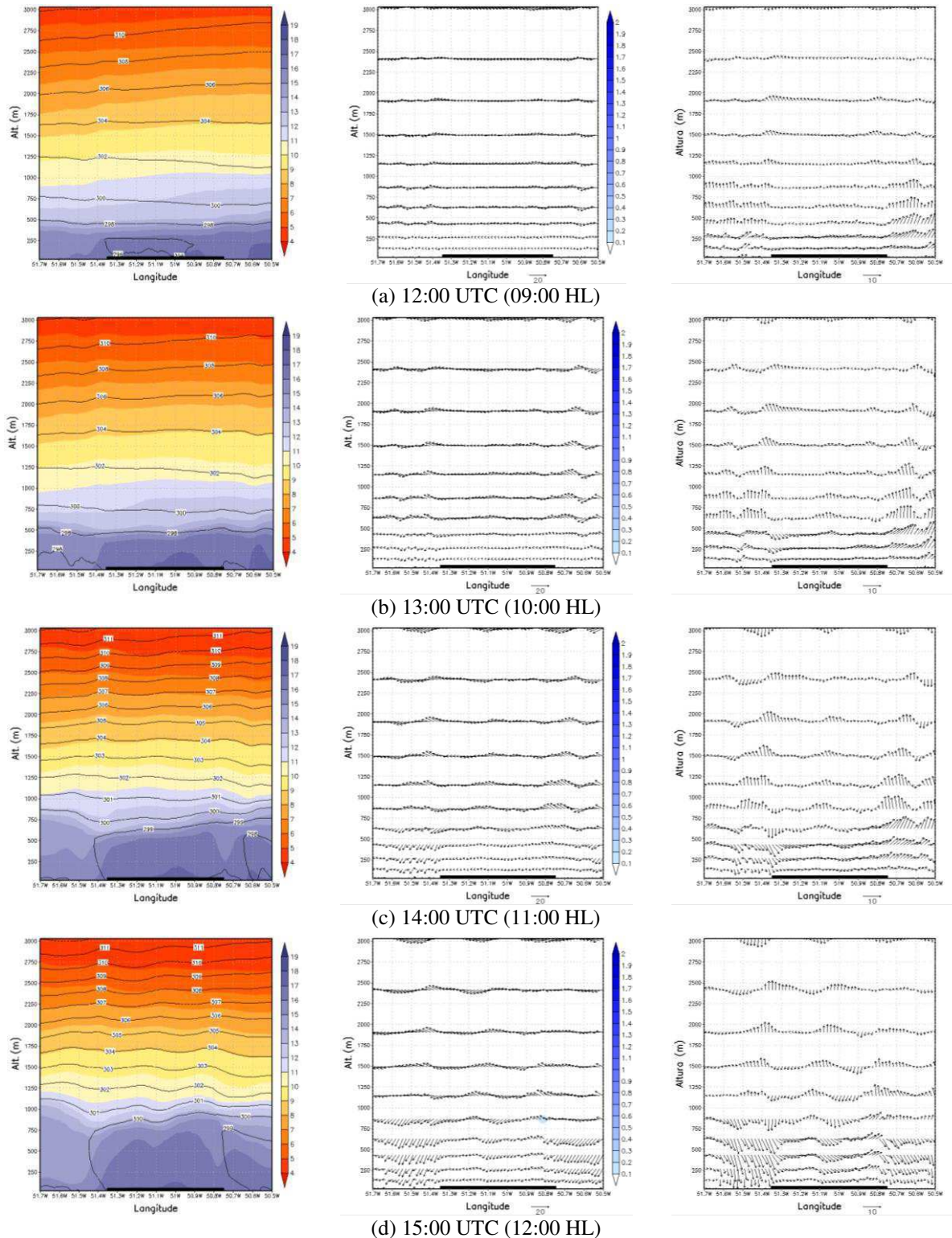


Figura 40. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE100. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

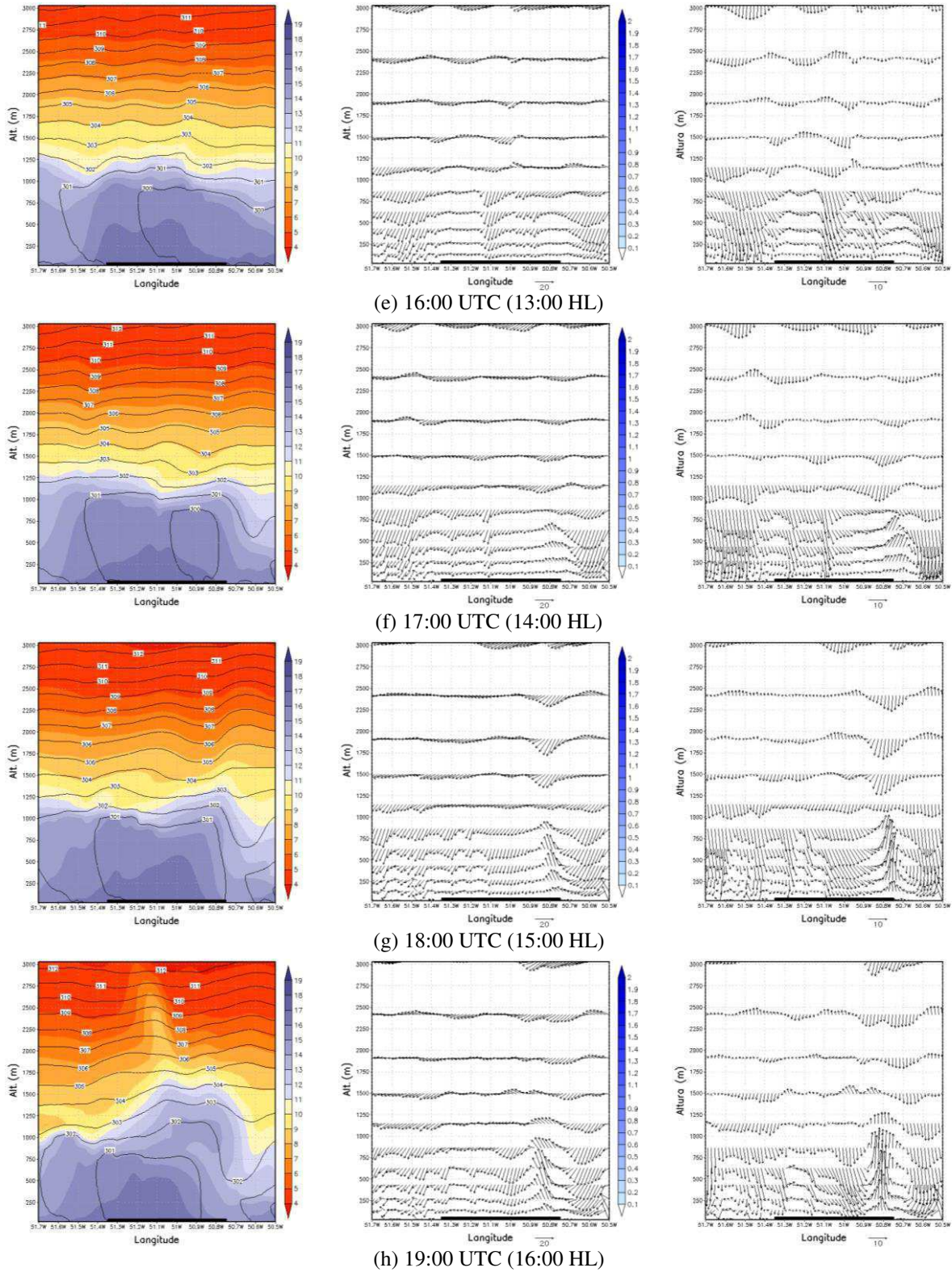


Figura 40. Continuação.

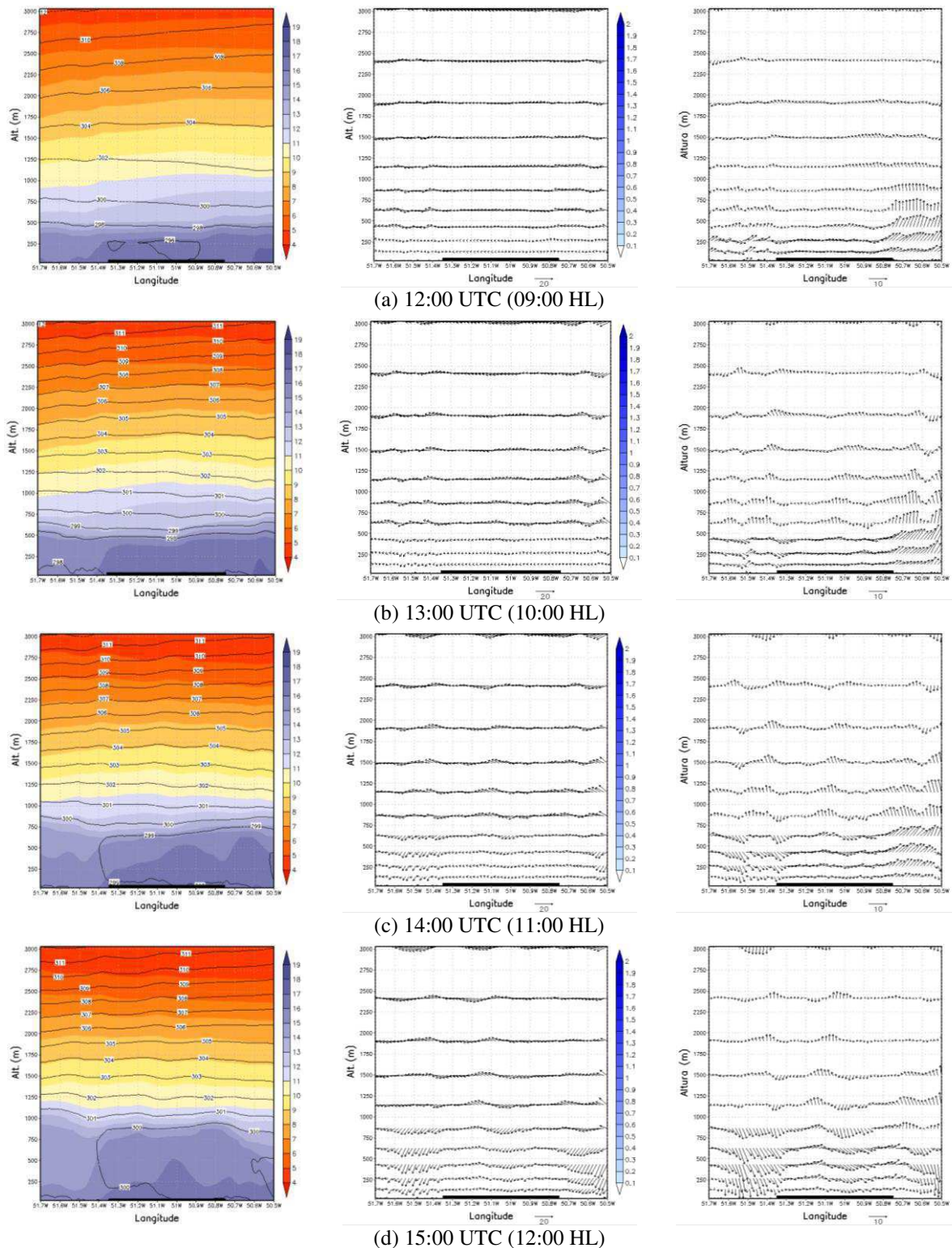


Figura 41. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE200. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

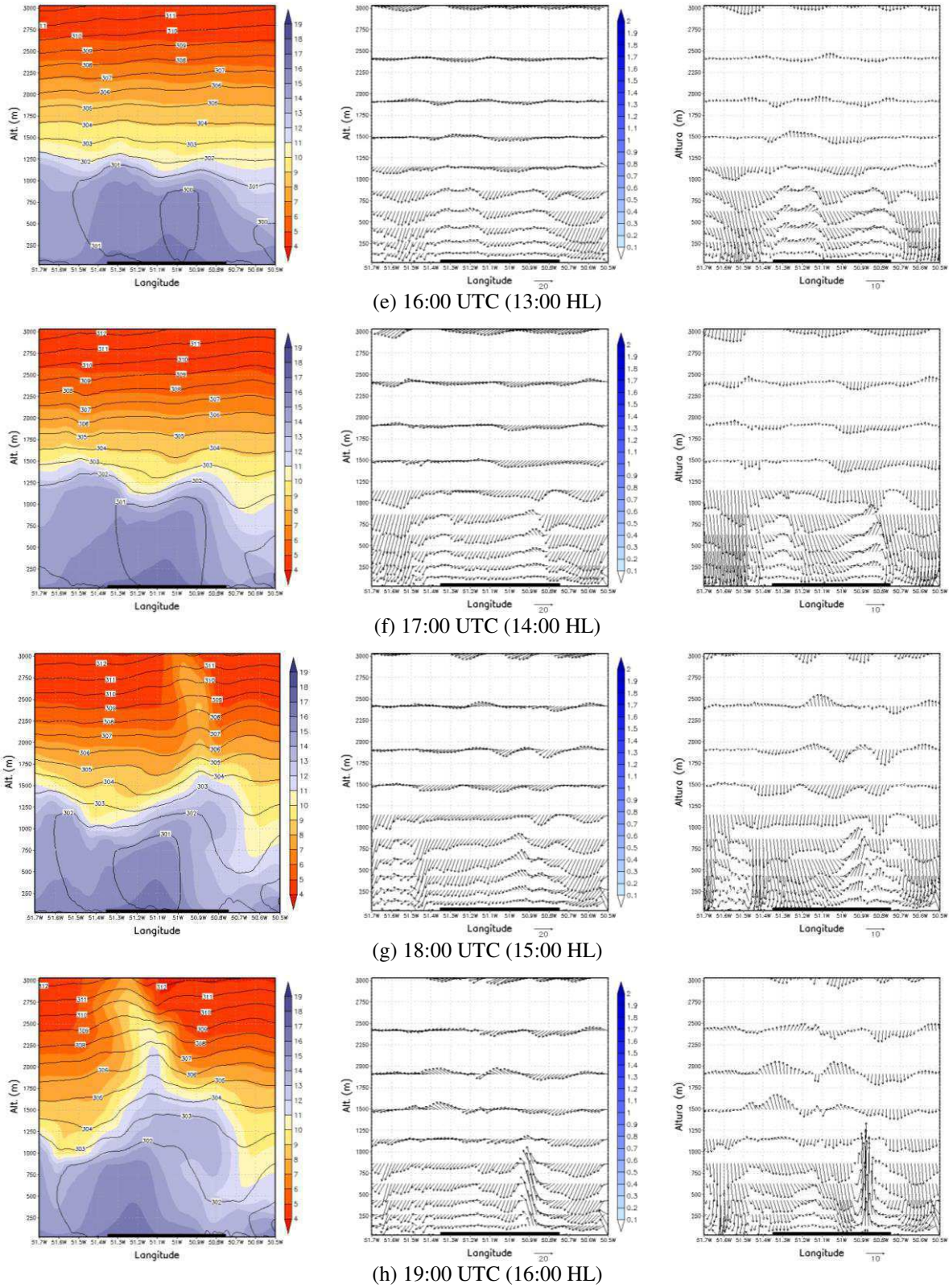


Figura 41. Continuação.

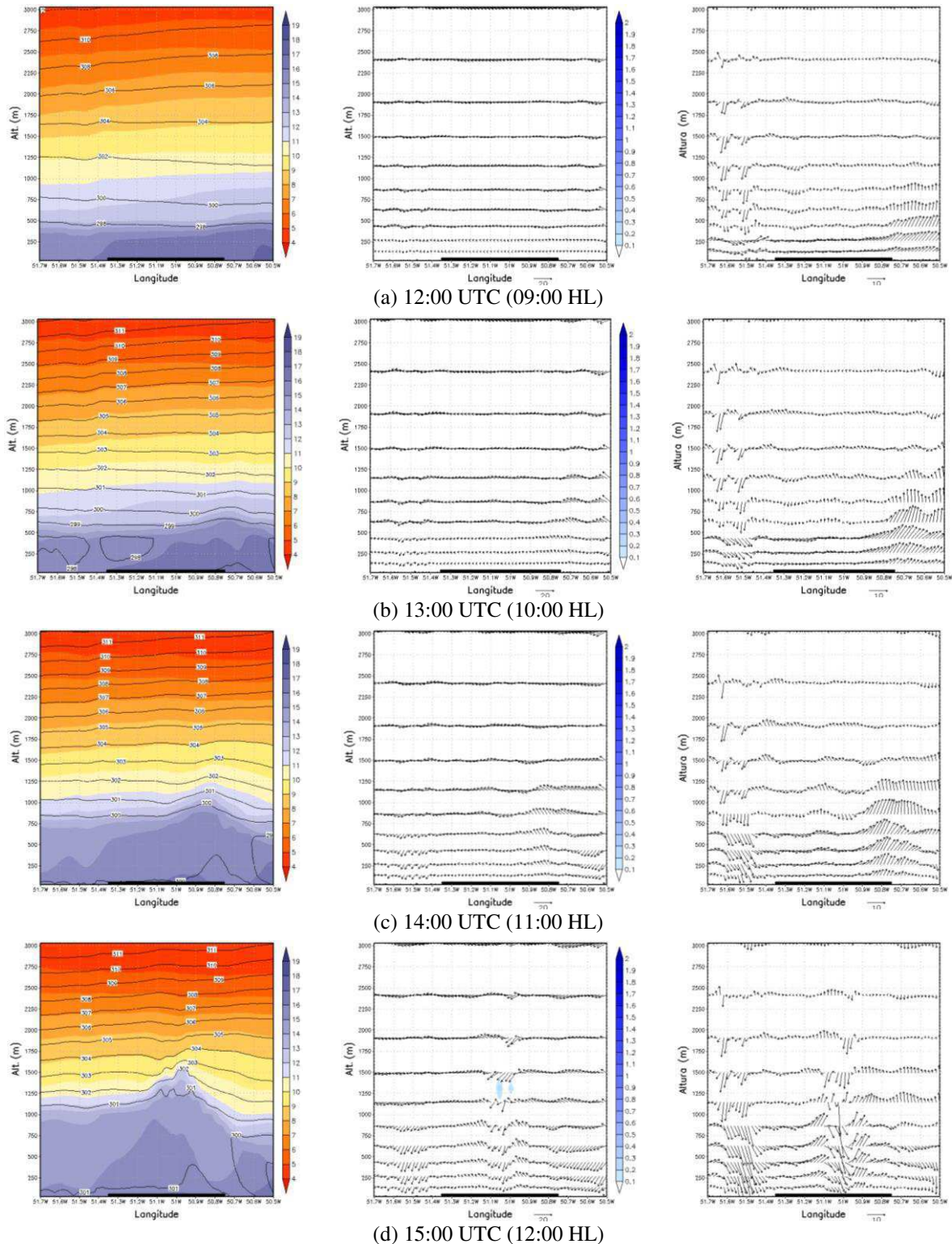


Figura 42. Seção transversal da temperatura potencial e razão de mistura do vapor d'água (coluna à esquerda), das componentes zonal e vertical do vento e razão de mistura de água líquida (coluna ao centro) e da perturbação das componentes zonal e vertical do vento (coluna à direita) entre (a) 12:00 UTC (09:00 HL) e (h) 19:00 UTC (16:00 HL) do dia 13/08/2002, a cada 1 hora, no ponto de latitude $0,6^{\circ}\text{N}$, simulação FAE500. A barra preta na parte inferior da figura indica a localização da floresta de eucalipto, tanto a sua esquerda como a sua direita tem-se floresta ombrófila densa.

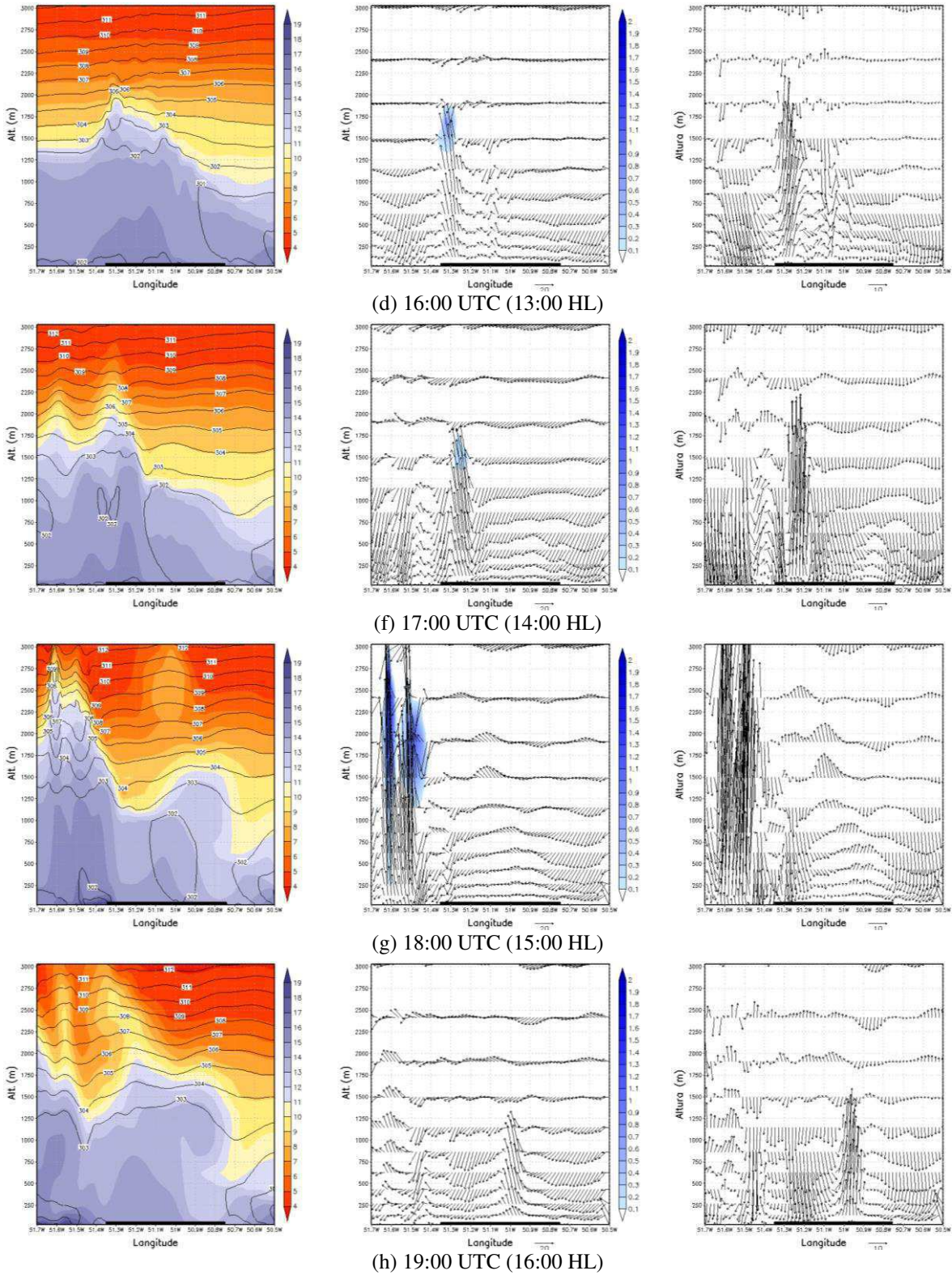


Figura 42. Continuação.

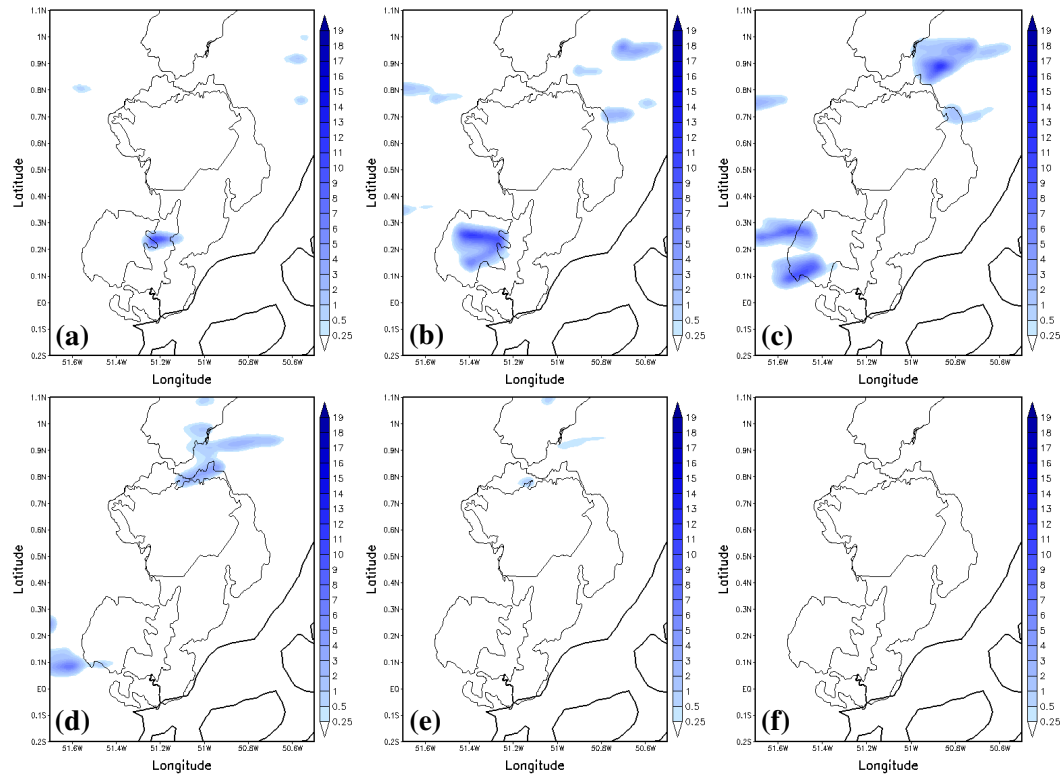


Figura 43. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00 UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE100.

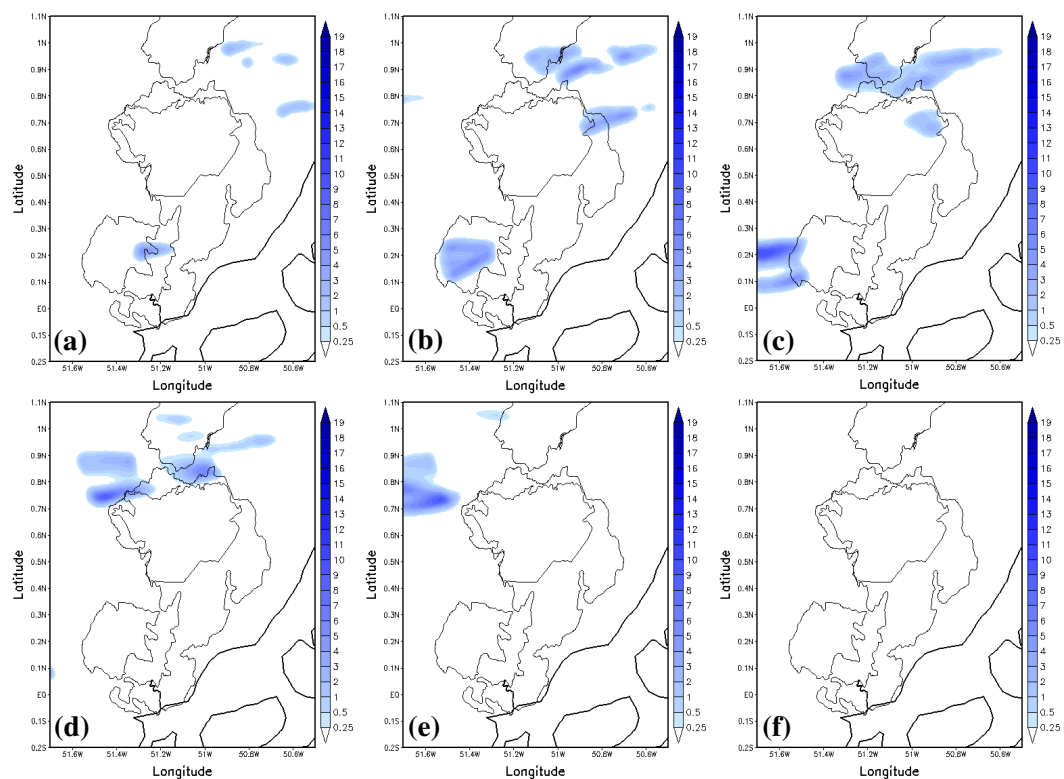


Figura 44. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00 UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE200.

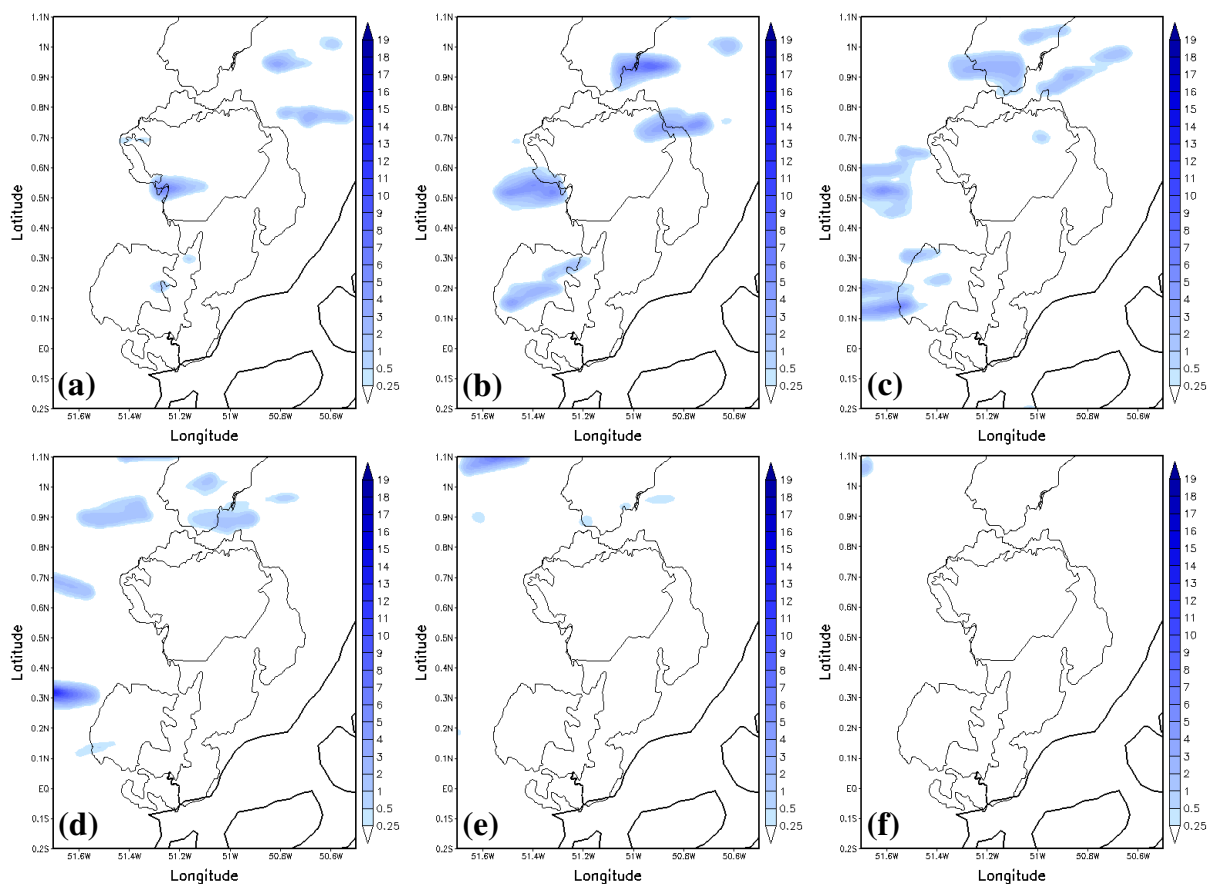


Figura 45. Precipitação pluviométrica (mm) acumulada a cada uma hora, entre as (a) 17:00 UTC (14:00 HL) e as (h) 22:00 UTC (19:00 HL) do dia 13/08/2002 pela simulação FAE500.

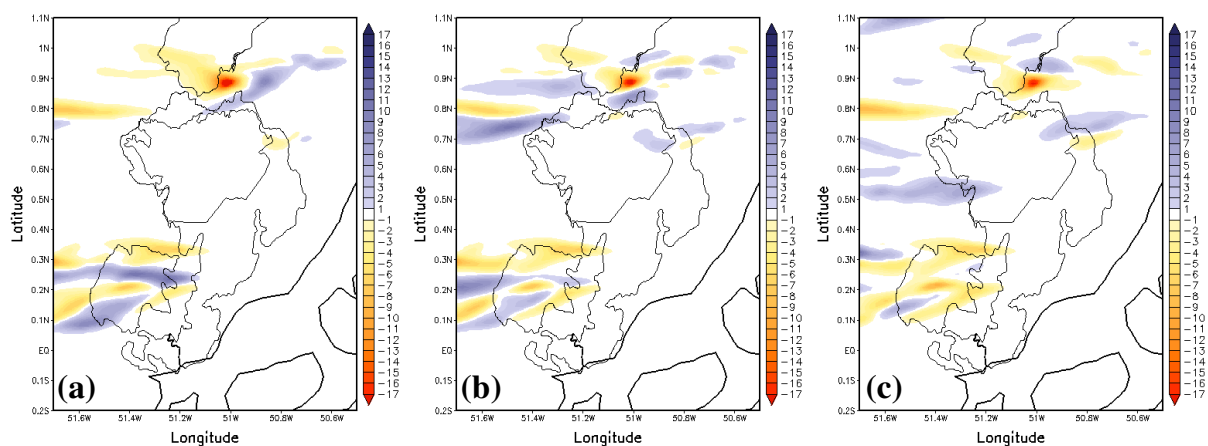


Figura 46. Diferença entre a precipitação acumulada em 24 horas nos cenários (a) 'FAE100-CTRL', (b) 'FAE200-CTRL' e (c) 'FAE500-CTRL'.

6 CONCLUSÕES

Este estudo apresenta, a partir da utilização de duas ferramentas de análise remota, um conjunto de resultados a respeito de possíveis mudanças de uso e cobertura do solo sobre uma região de cerrado na Amazônia Oriental, em que foi possível chegar às seguintes conclusões:

- A vegetação exerce um papel importante sobre o microclima local. Pelas análises das imagens MODIS/Terra, observou-se que a conversão de cerrado *sensu stricto* para floresta de eucalipto, ocasionou redução no albedo (α_s) e na temperatura da (T_s) da superfície; aumento no saldo de radiação (R_n) e no fluxo de calor latente (LE) e redução no fluxo de calor no solo (G_0) e no fluxo de calor sensível (H);
- De modo geral, os fluxos de calor sensível e latente estimados pelo algoritmo S-SEBI, com o uso de imagens MODIS/Terra, variaram de acordo com o tipo de uso e cobertura do solo e responderam às alterações biofísicas nas regiões em estudo, mostrando coerência na distribuição espacial e concordância com os valores encontrados por outros estudos, em tipos de uso e cobertura do solo semelhantes, tornando a metodologia empregada bastante promissora;
- Assim como na estimativa das variáveis de superfície a partir de sensoriamento remoto, o comportamento das variáveis meteorológicas simuladas a partir do modelo atmosférico BRAMS mostrou-se coerente com as observações de superfície, bem como com os resultados encontrados em outros estudos. Através da modelagem numérica foi possível entender o funcionamento e evolução espaço-temporal de dinâmicas da paisagem, provocados por processos de uso e ocupação do solo. Por exemplo, a partir dos resultados deste estudo será possível subsidiar futuras decisões de manejo e planejamento agrícola, tanto de cultivos já existentes na área de estudo quanto de novos cultivares, que busquem otimizar sua produtividade simultaneamente à preservação da biodiversidade local, a exemplo do bioma cerrado;
- Nas simulações com o modelo BRAMS, os impactos mais significativos estatisticamente, seja de mudanças no uso do solo, como a substituição do cerrado por eucalipto, seja na cobertura do solo, como as propostas na simulação ASSIM, ocorreram na umidade atmosférica, avaliada através da razão de mistura do vapor d'água, e na velocidade do vento sobre o cerrado. No primeiro caso, substituição do cerrado por eucalipto, o aumento

da resistência estomática do eucalipto (simulação FAE500) foi o principal responsável pela redução da razão de mistura do vapor d'água. Já no segundo caso, a redução da fração vegetação e o aumento do albedo (simulação ASSIM) foram os principais responsáveis pela redução da razão de mistura do vapor d'água e o aumento da velocidade do vento. Foi observado ainda, em ambas as simulações, um aumento considerável na temperatura do ar, porém sem significância estatística;

- A análise de sensibilidade do modelo BRAMS para três valores distintos de resistência estomática mínima de uma floresta de eucalipto (100, 200 e 500 $s.m^{-1}$), em substituição ao cerrado, na formação de circulações atmosféricas locais, demonstraram que este foi sensível às alterações propostas. Duas regiões foram analisadas através de cortes transversais latitudinais sobre a área de estudo. Sobre a seção transversal 0,2°N, nos três cenários propostos, observou-se a formação de circulações locais termicamente induzidas. Porém, apenas no cenário proposto com resistência estomática de 100 $s.m^{-1}$ (FAE100), a circulação formada promoveu aumento na precipitação acumulada sobre o alvo 'cerrado', quando comparada a simulação CTRL. Nas demais simulações (FAE200 e FAE500) houve redução na precipitação acumulada em 24 horas sobre o alvo 'cerrado'. Sobre a seção transversal 0,6°N, nas simulações FAE100 e FAE200, as circulações locais observadas não formaram nuvem e, conseqüentemente, não produziram precipitação sobre a região em análise. Diferentemente das simulações FAE100 e FAE200, a circulação formada a partir da simulação FAE500 produziu um volume de precipitação sobre a floresta ombrófila densa não observado nas demais simulações. Estes resultados demonstram a sensibilidade do modelo BRAMS às mudanças de uso do solo, bem como ao controle estomático da vegetação, na formação e intensificação de circulações atmosféricas locais. Isso também implica que a avaliação da resistência estomática mínima é um parâmetro importante para simulações atmosféricas de mesoescala.

No entanto, faz-se necessário continuar entendendo os processos que envolvem a formação das circulações atmosféricas locais, bem como as implicações que mudanças no uso e cobertura do solo podem implicar no micro clima local da Amazônia. Para isto, muitos aspectos ainda precisam ser estudados. Abaixo se encontram alguns deles que darão continuidade a esta pesquisa:

- Assimilação de dados de IVDN observados em substituição ao arquivo climatológico, uma vez que o uso de arquivos médios climatológicos não representam as características de

superfícies que passam periodicamente por alterações em sua cobertura vegetal, como é o caso das áreas destinadas a silvicultura de eucalipto no cerrado amapaense;

- Criação de um novo arquivo de uso e cobertura do solo que reconheça o reflorestamento de eucalipto como uma atividade permanente sobre a área de estudo, a exemplo dos arquivos de uso do solo do IBGE, SIPAM e IEPA;
- E melhoria dos arquivos de umidade do solo, como sua representação em períodos de 12 a 06 horas diárias, a fim de se evitar inicializações homogêneas quanto a resolução temporal dos dados.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas. **Rev. Bras. Meteorol.**, 23(01): 1-11, 2008
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) - Model. **J. Irrig. Drain. Eng.**, 133(04):380-394, 2007.
- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **J. Irrig. Drain. Eng.**, 122:97-106, 1996.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia Oriental utilizando análise multivariada. **Rev. Bras. Meteorol.**, 27(04):423 - 434, 2012.
- AMANAJÁS, J. C.; JESUS, E. S.; NEVES, D. G.; CUNHA, A. C. **Análise dos dados de temperatura do solo observados no Município de Macapá para estudos de produtividade vegetal no Estado do Amapá.** In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, XV, 2007, Aracaju-SE. CD de Anais, Aracaju-SE, 2007.
- AMARAL, J. A. T.; RENA, A. B.; AMARAL, J. F. T. Crescimento vegetativo sazonal do cafeeiro e suas relações com fotoperíodo, frutificação, resistência estomática e fotossíntese. **Pesq. Agropec. Bras.**, 41(03): 377-384, 2006.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **J. Hydrology**, 212-213:198-212, 1998a.
- BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **J. Hydrology**, 212-213:213-229, 1998b.
- BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **J. Hidrology**, 229:87-100, 2000.

BELTRÁN-PRZEKURAT, A.; PIELKE, R. A.; EASTMAN, J. L.; COUGHENOUR, M. B. Modelling the effects of land-use/land-cover changes on the near-surface atmosphere in southern South America. *Int. J. Climatol.*, 32:1206-1225, 2012. DOI 10.1002/joc.2346.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. *Remote Sens. Environ.*, 97(01):52-67, 2005.

BRIASSOULIS, H. **Analysis of Land Use Change: Theoretical and Modeling Approaches**. Regional Research Institute, West Virginia University, 1999. Disponível em: <http://www.rrri.wvu.edu/WebBook/Briassoulis/contents.htm>.

BROWN, T. C.; BINKLEY, D. **Effect of management on water quality in north American forests**. In: General Technical Report. Rocky Mountain, USDA Forest Service. USA: United States Department of Agriculture. 1994. 27p.

BURMAN, R. D.; JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. **Thermodynamic factors in evapotranspiration**. In: James L. G.; English M. J. (eds.). Proc. Irrig. and Drain. Spec. Conf., ASCE, Portland, Oregon, USA, July, 1987, p. 28-30.

CASAGRANDE, C. A. **Diagnóstico Ambiental e Análise Temporal da Adequabilidade do Uso e Cobertura do Solo na Bacia do Ribeirão dos Marins, Piracicaba-SP**. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agro ecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiróz” Universidade de São Paulo. 2005. 153p.

CASTRO NETO, M. T. Efeito do déficit hídrico na transpiração e resistência estomática da mangueira. *Rev. Bras. Fruticultura*, 25(01): 23-95, 2003.

CARNEIRO, R. L. C.; RIBEIRO, A.; MARTINEZ Y HUAMAN, C. A.; LEITE, F. P.; SEDIYAMA, G. C.; NEVES, J. C. L. Consumo de água em plantios de eucalipto: Parte 2 Modelagem da resistência estomática e estimativa da transpiração em tratamentos irrigados e não-irrigados. *Rev. Árvore*, 32(01): 11-18, 2008.

CHARNEY, J.; STONE, P. H. Drought in the Sahara: a biogeophysical feedback mechanism. *Science*, 187(4175):434-435, 1975. DOI 10.1126/science.187.4175.434.

CHEN, C. E.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 25: 289-321, 1983.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Modeling the impacts of land cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. *Theor. Appl. Climatol.*, 93: 225-244, 2008. DOI 10.1007/s00704-007-0335-z.

CORREIA, F. W. S.; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. *Ciênc. Cult.*, 59(03): 39-43, 2007.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). *Rev. Bras. Meteorol.*, 21(3a): 153-167, 2006.

CORREIA, M. F.; DIAS, M. A. F. S. Variação do Nível do Reservatório de Sobradinho e seu Impacto Sobre o Clima da Região. *Rev. Bras. Recursos Hídricos*, 8(01):157-168, 2003.

COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int. J. Climatol.*, 30:1970-1979, 2010. DOI 10.1002/joc.2048.

COTTON, W. R.; PIELKE, Sr. R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteor. Atmos. Phys.*, 82(1-4): 5-29, 2003.

DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A., KENNEDY, P. J., WILSON, M. F. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model. **NCAR Technical Note 275+STR**, 1986. 82p.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. *Solar engineering of thermal process*, 2nd Ed., Wiley, N. Y. 1991.

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, 34(3):367-378, 1996. DOI 10.1029/96RG01927.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over Central and Western tropical South America. **Climanálise**, São José dos Campos, 5:36-44, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amaz.**, 28(2):101-126, 1998.

FISCH, G.; LEAN, J.; WRIGHT, I. R.; NOBRE, C. A. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica: estudo de um caso em Rondônia. **Rev. Bras. Meteorol.**, 12(01): 33-48, 1997.

FLATAU, P. J.; TRIPOLI, G. J.; VERLINDE, J.; COTTON, W. R. **The CSU-RAMS cloud microphysical module: general theory and code documentation**. Fort Collins, CO, USA: Colorado State University. Dep. Atmos. Sci., 1989. 88p. Technical Report 451.

FRANÇA, D. A.; FERREIRA, N. J.; FREITAS, S. R. **Deteção de mudanças do uso e cobertura da terra em São José dos Campos – SP e vizinhanças e avaliação dos seus impactos no clima local**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XIII, 2007, Florianópolis-SC. CD de Anais, Florianópolis-SC, 2007.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) - Part 1: Model description and evaluation. **Atmos. Chem. Phys.**, 9:2843-2861, 2009.

FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P.; GRELL, G.; RECUERO, F. S. Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, 5:135-167, 2005.

FREITAS, E. D. **Circulações locais em São Paulo e sua influência na dispersão de poluentes**. 2003. 176 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

MELO, M. L. D. **Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS**. 2003. 115 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. *Theor. Appl. Climatol.*, 78: 123-135, 2004. DOI 10.1007/s00704-004-0048-5.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. *Solar Energy*, 44:225-241, 1990.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: descrição da metodologia e validação. *Rev. Bras. Meteorol.*, 21(03):1-15, 2006.

GIONGO, P. R.; PADOVANI, C. R.; VETTORAZZI, C. A. Variabilidade espacial e temporal do albedo obtido a partir de imagens MODIS na região do Pantanal. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XIV, 2009, Natal-RN. CD de Anais, Natal-RN, 2009.

GOMES, H. B.; SILVA, B. B. da; CAVALCANTI, E. P.; ROCHA, H. R. Balanço de radiação em diferentes biomas no Estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. *Geociências*, 28:153-164, 2009.

GÓMEZ, M.; OLIOSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. *Remote Sensing of Environment*, 96:399-408, 2005.

GOUVÊA, M. L. **Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo**. 2007. 90 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 2002. DOI 10.1029/2002GL015311.

GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterization. *Monthly Weather Review*, 121(03): 764-787, 1993.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B. da; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Rev. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, 16(10):1107-1114, 2012.

GUTMAN, G.; IGNATOV, A. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. **Int. J. Remote Sens.**, 19(08):1533-1543, 1998.

HOUBORG, R.; SOEGAARD, H.; BOEGH, E. Combining vegetation index and model inversion methods for the extraction of key vegetation biophysical parameters using Terra and Aqua MODIS reflectance data. **Remote Sens. Environ.**, 106:39-58, 2007.

HOUGHTON, R. A.; BOONE, R. D.; MELILLO, J. M.; PALM, C. A.; WOODWELL, G. M.; MYERS, N.; MOORE III, B.; SLOKE, D. L. Net flux of carbon dioxide from tropical forest in 1980. **Nature**, 316:617-6120, 1985. DOI 10.1038/316617a0.

HURTADO, E.; SOBRINO, J. A. Daily net radiation estimated from air temperature and NOAA – AVHRR data: A case study for the Iberian Peninsula. **Int. J. Remote Sens.**, 22(08):1521-1533, 2001.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Portal Estados**. Disponível em <http://www.ibge.com.br/estadosat/perfil.php?sigla=ap>. Consultado em: 26 de abril de 2010.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Science**, 31:1232-1240, 1974.

LAMBIN, E. F.; GEIST, H. J.; ERIKA LEPERS, E. Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. **Annu. Rev. Environ. Resour.**, 28:205-241, 2003. DOI 10.1146/28.050302.105459.

LEE, S.; BAE, D. H. Local effects of climate change over South Korea with a high-resolution climate scenario. **Clim. Res.**, 54(01): 85-93, 2012.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. **Remote Sens. Environ.**, 76:213- 238, 2000.

LIBERATO, A. M. Estimativa do albedo e índice de área foliar na Amazônia. **Rev. Bras. Geografia Física**, 4(01):22-32, 2011.

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W.; CHIPMAN, J. W. **Remote sensing and image interpretation**. Ed. Wiley, 6th edition, 2007.

MAHRER, Y. E PIELKE, R.A. The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model. *Monthly Weather Review*, 105:1151-1162, 1977.

MALHI, Y.; PHILLIPS, O (Orgs). **Tropical forests and global atmospheric change**. Ed. Oxford Biology, New York, 250 p. 2005.

MARTINS, J. A.; GONÇALVES, F. L. T.; MORALES, C. A.; FISCH, G. F.; PINHEIRO, F. G. M.; LEAL JÚNIOR, J. B. V.; OLIVEIRA, C. J.; SILVA, E. M.; OLIVEIRA, J. C. P.; COSTA, A. A.; DIAS, M. A. F. S. Cloud condensation nuclei from biomass burning during the Amazonian dry-to-wet transition season. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 104: 83-93, 2009. DOI 10.1007/s00703-009-0019-6.

MASSON, V. Aphysically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94:357-397, 2000.

MELHORADO, F.; MOREIRA, T. Padrão sazonal do regime estomático em azinheiras (*Quercus rotundifolia* Lam.) regadas. **Rev. Ciências Agrárias**, 30(01): 212-222, 2007.

MELLOR, G. L., YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys Space Phys.*, 20: 851-875, 1982.

MELO, M. L. D. **Efeito da vegetação em simulações numéricas com o modelo RAMS**. 2003. 115 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.

MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE**. 2007. 89 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

MEYERS, M. P.; WALKO R. L.; HARRINGTON J. Y.; COTTON W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmos. Res.*, 45(01): 3-39, 1997.

MOHAMED, Y. A.; BASTIAANSEN, W. G. M.; SAVENJE, H. H. G. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques, *J. Hydrol.*, 289:145-164, 2004.

NEGRÓN JUÁREZ, R. I. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no Sudeste: um estudo de observações sobre Cerrado e Cana-de-açúcar e Modelagem Numérica da Atmosfera.** 2004. 193 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco.** 2008. 337p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2008.

NISHIDA, K.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W.; GLASSY, J. M. An operational remote sensing algorithm for land surface evaporation. *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4270, 2003. DOI 10.1029/2002JD002062.

NOBRE, P.; MALAGUTTI, M.; URBANO, D. F.; D'ALMEIDA, R. A. F.; GIAROLLA, E. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. *J. Climate*, 22:5686-5697, 2009.

NOBRE, C. A.; FISCH, G.; NOBRE, A. D. **Balço de energia, vapor d'água e CO₂ em áreas de floresta tropical na Amazônia Central.** Relatório do projeto (0966/95) realizado pelo INPE e INPA, p. 373-385, 1999.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. *J. Climate*, 4(10): 957-988, 1991.

OLIVEIRA, G. de. **Modelagem do balanço de energia e evapotranspiração na Amazônia brasileira com uso de imagens MODIS e ASTER.** 2012. 227 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

OLSON, J. S. **Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS,** 1994.

OKE, T. R. **Boundary layer climates.** 2 ed. London: Routledge, 435 p, 1992.

OSTWALD, M.; CHEN, D. Land-use change: Impacts of climate variations and policies among small-scale farmers in the Loess Plateau, China. *Land Use Policy*, 23:361-371, 2006.

OTTERMAN, J. Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesised desertification mechanism. *Science*, 86(4163):531-533, 1974. DOI 10.1126/science.186.4163.531.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba, Agropecuária, 2002.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAN, J. H. A comprehensive meteorological modeling system - RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49: 69-91. 1992.

PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; STEYAERT, L. T.; VIDALE, P. L.; LISTON, G. E.; LYONS, W. A.; CHASE, T. N. The influence of anthropogenic landscape changes on weather in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 127:1663-1673, 1999.

PRADO, R. B.; NOVO, E. M. L. M. Aplicação de geotecnologias na modelagem do potencial poluidor das sub-bacias de contribuição para o reservatório de Barra Bonita - SP relacionado à qualidade da água. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, XII, 2005, Goiânia-GO. CD de Anais, Goiânia-GO, 2005.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with Southern oscillations. *Theor. Appl. Climatol.*, 42:81-91, 1990.

RICKLEFS, E. R. **A Economia da Natureza**. Tradução: LIMA, C. B. P. L. S. Colaboração: OLIVEIRA, R. R. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara Koogan, 3ª ed., 1996.

ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; FIALHO, E. S. The Amazon in the face of land cover and global climate changes and the importance of protected areas in mitigation of impacts: a study of Numerical Modeling of the Atmosphere. *Acta Geográfica*, Ed. Esp. Climatologia Geográfica: 31-48, 2012. DOI 10.5654/actageo2012.0002.0002.

- ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P. J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonian deforestation using field data and single column model. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 122(531):567-594, 1996.
- RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C.; TOMASELLA, J.; DEMARIA, E. M. C. Impacts of landscape fragmentation on simulated precipitation fields in the Amazonian sub-basin of Ji-Paraná using the Eta model. *Theor. Appl. Climatol.*, 115:121-140, 2014. DOI 10.1007/s00704-013-0866-4.
- ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 25:147-157, 2000.
- ROSS, J. L. S. **Ecogeografia do Brasil: subsídios para planejamento ambiental**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- SAGAN, C.; TOON, O. B.; POLLACK, J. B. Anthropogenic albedo changes and the earth's climate. *Science*, 206(4425):1363-1368, 1979.
- SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens MODIS. *Rev. Bras. Meteorol.*, 30(03): 00-00, 2015. In press.
- SANTOS, T. V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. *Rev. Bras. Agrometeorologia*, 16:9-20, 2008.
- SELLERS, P. J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. J. Remote Sens.*, 6(8):1335-1372, 1985.
- SHUTTLEWORTH, W. J.; GURNEY, R. J.; HSU, A. Y.; ORMSBY, J. P. **FIFE: The Variation in Energy Partition at Surface Flux Sites**. Vol. 186. IAHS Publ., p. 67-74, 1989.
- SILVA, B. B. da; SILVA, S. T. A. da; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. *Mercator*, 9(01):91-106, 2010.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5-TM. **Rev. Bras. Agrometeorol.**, 13(02):201-211, 2005a.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de Radiação em Áreas Irrigadas Utilizando Imagens Landsat 5-TM. **Rev. Bras. Meteorol.**, 20(02):243-252, 2005b.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91: 99-164, 1963.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sens. Environ.*, 110:139-148, 2007.

SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. *J. Hydrology*, 315:117-125, 2005.

SOUZA, J. R. S.; COHEN, J. C. P.; ALVALÁ, R. C. S.; COSTA, F. R. M.; SANTOS NETO, L. A.; ABREU, S. F. **Variação sazonal de temperatura e umidade em solos sob floresta, manguezal e pastagem a Amazônia.** In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, XIII, 2004, Fortaleza-CE. CD de Anais, Fortaleza-CE, 2004.

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F.; Convective circulations induced by surface heterogeneities. *J. Atmos. Sci.*, 57: 2915-2922, 2000.

SOUZA, E. P. **Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica.** São Paulo. DCA/IAG/USP. 1999. 121p (Tese de doutorado) - DCA/IAG/USP.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. *J. Hydrol. Engineering*, 13:51-63, 2008.

TOON, O. B., MCKAY, C. P., ACKERMAN, T. P., SANTHANAM, K. Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. *J. Geophys. Res.*, 94: 16287-16301, 1989.

TUCCI, C. E. M. **Impactos da variabilidade climática e do uso do solo nos recursos hídricos**. Brasília: ANA, 2002. 150 p. Acesso em: 05/11/2012. Disponível em: <<http://www.eclac.cl/samtac/noticias/documentosdetrabajo/6/23336/InBr02902.pdf>>

TURNER, B. L. II.; B. L. MEYER. Global Land Use and Land Cover Change: An Overview. In: *Changes in Land Use and Land Cover: A Global Perspective*, eds. W. B. Meyer and B. L. Turner II, 3-10. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.

VERÍSSIMO, A.; ROLLA, A.; VEDOVETO, M.; FUTADA, S. M. **Áreas Protegidas na Amazônia brasileira: avanços e desafios**. Belém: Imazon; São Paulo: Instituto Socioambiental, 2011. 90 p.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, UFG, Impr. Univ., 2000. 449 p.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. *J. Appl. Meteor.*, 39(06):931-944, 2000.

WALKO, R.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y.; New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. *Atmos. Res.*, 38: 29-62, 1995.

WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. Validation of the land surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.*, 83:163-180, 2002.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. London, Academic Press, 2006. 649p.

WOODWELL, G. M.; HOBBIE, J. E.; HOUGHTON, R. A.; MELILLO, J. M.; MOORE, B.; PETERSON, B. J.; SHAVER, G. R. Global deforestation: contribution to atmospheric carbon dioxide. *Science*, 222(4628):1081-1086, 1983.

ZEE - Zoneamento Ecológico Econômico. **Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE**. Macapá: IEPA, 2008. 142 p.