



MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – UFPA
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA

RENATA LEITÃO DA CONCEIÇÃO

MODELAGEM DOS PROCESSOS METEOROLÓGICOS
DE MESO E MICRO-ESCALA NA REGIÃO DA FLORESTA
DE CAXIUANÃ-PA

BELÉM-PA
2010

RENATA LEITÃO DA CONCEIÇÃO

MODELAGEM DOS PROCESSOS METEOROLÓGICOS
DE MESO E MICRO-ESCALA NA REGIÃO DA FLORESTA
DE CAXIUANÃ-PA

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação do
Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará em
convênio com EMBRAPA-Amazônia
Oriental e Museu Paraense Emílio
Goeldi, para obtenção do grau de
Mestre em Ciências Ambientais.
Área de Concentração: Física do
Clima.
Orientador: Prof.^o Dr. Renato
Ramos da Silva.

BELÉM-PA
2010

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)

Biblioteca Geól. Rd^o Montenegro G. de Montalvão

C744m Conceição, Renata Leitão da

Modelagem dos processos meteorológicos de meso e micro-escala na região da floresta de Caxiuanã-Pa / Renata Leitão da Conceição; Orientador, Renato Ramos da Silva. – 2010

122 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Museu Paraense Emilio Goeldi e EMBRAPA Belém, 2010.

1. Circulações locais. 2. BRAMS. 3. LES. 4. Floresta Nacional de Caxiuanã (PA) I. Universidade Federal do Pará. II. Silva, Renato Ramos da, Orient. III. Título.

CDD 20^o ed.: 551.517098115

RENATA LEITÃO DA CONCEIÇÃO

MODELAGEM DOS PROCESSOS METEOROLÓGICOS
DE MESO E MICRO-ESCALA NA REGIÃO DA FLORESTA
DE CAXIUANÃ-PA

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação do
Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará em
convênio com EMBRAPA-Amazônia
Oriental e Museu Paraense Emílio
Goeldi, para a obtenção do grau de
Mestre em Ciências Ambientais.

Data de Aprovação: ____ / ____ / ____

Conceito:

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Renato Ramos da Silva - Orientador
Doutor em Ciências Ambientais – Universidade Federal do Pará/Universidade Federal da Bahia

Prof. Dr. Enio Pereira de Souza
Doutor em Meteorologia - Universidade Federal de Campina Grande

Prof. Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá
Doutor em Física da Atmosfera – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Prof. Dr. José Henrique Cattanio
Doutor em Agronomia - Universidade Federal do Pará

Dedico esse trabalho aos meus pais que nunca mediram esforços para investir nos meus estudos e sempre me apoiaram em todas as minhas escolhas

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por estar sempre junto a mim, nos momentos difíceis e felizes, por sempre me guiar e iluminar nos caminhos da vida.

À minha família, por estar sempre presente e unida.

Ao meu orientador, Dr. Renato Ramos da Silva, pela dedicada orientação, aprendizado, paciência e discussões construtivas acerca deste estudo.

Ao meu namorado pelo companheirismo.

Ao CNPq, pela bolsa de mestrado concedida.

À coordenação do Programa de Pós Graduação em Ciências Ambientais

Aos membros da banca, em especial ao Dr. Leonardo Sá, pelos ensinamentos, conselhos e iniciação na vida científica.

Ao corpo docente do curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, em especial à professora Maria Isabel Vitorino, pelo aprendizado e convivência ao longo do curso.

Às amigas construídas ao longo do curso, em especial Ana Noele, Venize, Tássia, Ronei, Wanda.

Aos colegas do LAMAZ, pelo auxílio técnico prestado.

A todos aqueles que participaram, direta ou indiretamente, das campanhas de coleta de dados do Experimento COBRA-PARÁ, em 2006, sem os quais eu não teria realizado este trabalho.

Aos projetos LBA, Milênio LBA, PRONEX, Reman, PPBio pelos recursos oferecidos para a realização das campanhas de coleta de dados, manutenção dos sítios experimentais, aquisição de equipamentos, entre outros.

A todos aqueles que acreditaram no meu potencial e na realização deste trabalho.

RESUMO

Dados meteorológicos e simulações numéricas de alta resolução foram usados para estimar campos espaciais na região leste da Amazônia onde situam-se a Floresta e a Baía de Caxiuanã e, principalmente, próximo dos *campi* experimentais do COBRA-PARÁ e PPBio. Análises de imagens do sensor MODIS mostram a ocorrência de vários fenômenos locais como avenidas de nuvens, sistemas convectivos precipitantes, e importante influência das interfaces entre a floresta e as superfícies aquáticas. As simulações numéricas mostram que o modelo representou bem algumas variáveis meteorológicas para o dia 7 de novembro de 2006, mas não conseguiu representar corretamente a evolução da atmosfera para o dia posterior. O modelo simula bem a temperatura do dossel da floresta, sendo esta uma importante variável de interesse para outros pesquisadores do projeto PPBio. Os resultados mostram que a Baía de Caxiuanã provoca importante impacto nos campos meteorológicos adjacentes, principalmente, através da advecção pelos ventos de nordeste que induzem a temperaturas do dossel mais frias a oeste da baía. Simulações de altíssima resolução com capacidade de representar os grandes turbilhões (LES) mostram padrões espaciais de temperatura e umidade alinhados com os ventos durante o período diurno e mudanças noturnas causadas principalmente pela presença da baía. A simulação permitiu representar um sistema convectivo precipitante com altíssima resolução mostrando importantes influências das frentes de rajadas nos fluxos à superfície. Os experimentos de sensibilidade mostraram que jatos de baixos níveis mais fortes causam maior fluxo vertical de calor latente à superfície nas primeiras horas do dia. Correlações entre os jatos e os fluxos verticais de calor latente mostraram que existe uma mudança de correlações negativas para as primeiras horas do dia passando para correlações positivas para o período da tarde e início da noite. Isto mostra que os movimentos descendentes associados às frentes de rajadas possuem importante influência na distribuição espacial dos fluxos de superfície. Por outro lado a substituição das superfícies aquáticas por floresta mostrou que houve um aumento de precipitação, sugerindo que a floresta tem papel fundamental na reciclagem local da água.

Palavras-chave: Caxiuanã, BRAMS, LES, circulações locais

ABSTRACT

Meteorological data and high resolution numerical simulations were used to produce spatial fields in the eastern Amazonia where lies the Forest and the Bay of Caxiuanã near the site of the Project PPBIO, during the COBRA-PARA field experiment. Analysis of the MODIS sensor satellite images show the occurrence of various phenomena such as local cloud streets, formation of convection and an important influence of the interfaces between the forest and water surfaces. The numerical simulations show that the model represented well some meteorological variables for 07 November, 2006, but failed to properly represent the evolution of the atmosphere for to the next day. The model simulates well the temperature of the forest canopy, which is an important variable of interest to other research branches of the PPBIO project. The results show that the Caxiuanã Bay causes significant impact on adjacent meteorological fields mainly through advection by the northeast winds that induce to colder temperatures of the canopy to the west of the bay. Simulations with high resolution with capability of simulating the Large Eddies (LES) show spatial patterns of temperature and humidity aligned with the winds during the daytime, and at nighttime changes are caused mainly by the presence of the bay. The simulation produced a convective system with high resolution showing significant influence of downward gust fronts in the surface fluxes. The sensitivity experiments showed that stronger low level jets caused greater latent heat flux in the early hours of the day. Correlations between the jets and the latent heat fluxes showed that there is a change from negative correlations for the early hours into positive correlations for the afternoon and early evening. This shows that the downdrafts associated gust fronts have important influences on the spatial distribution of surface fluxes. Moreover the replacement of surface water by forest showed an increase in precipitation suggesting that the forest plays a fundamental role in local recycling of water.

Key words: Caxiuanã, BRAMS, LES, local circulations

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Ordem de magnitude temporal e espacial típicas da micro e mesoescala (Orlanski, 1975).	25
Figura 2. Mapa de localização da Floresta Nacional de Caxiuanã.	31
Figura 3. Floresta primária na região de Caxiuanã observada do topo da torre micrometeorológica.	32
Figura 4. Localização da área da Floresta de Caxiuanã e da área destinada ao PPBio (limite vermelho).	33
Figura 5. Atividades realizadas durante o Experimento COBRA-PARÁ.	34
Figura 6. Representação esquemática das transferências de calor e umidade entre as componentes do LEAF2 para um exemplo de dois patches num modelo de uma célula de grade. A atmosfera livre (A), o dossel (C), a vegetação (V), a cobertura de neve (S) e o solo (G).	40
Figura 7. Domínio das grades utilizadas na simulação com o modelo BRAMS.	44
Figura 8. Perfis iniciais da componente zonal do vento (u) para os experimentos realizados.	47
Figura 9. Perfis iniciais da componente meridional do vento (v) para os experimentos realizados.	47
Figura 10. Campos meteorológicos do episódio de ZCAS que ocorreu no período 10 a 14 de NOVEMBRO de 2006, para: (a) temperatura de brilho média Satélite GOES 12; (b) campo médio de linha de corrente e divergência de umidade no nível de 850 hPa ($10^{-8} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$); (c) campo médio de linha de corrente e velocidade em 500 hPa ($10^{-3} \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$); (d) campo médio de linha de corrente e vorticidade relativa no nível de 200 hPa (10^{-5}s^{-1}).	49
Figura 11. Imagem do satélite GOES-12, no canal infravermelho, às 21:00 UTC, no dia 06 de novembro de 2006, mostrando a ocorrência da linha de instabilidade; área do círculo vermelho sobre a Floresta Nacional de Caxiuanã.	50
Figura 12. Imagens da região do experimento proporcionadas pelo sensor MODIS, satélite Terra para o período do Experimento COBRA-PARÁ.	52
Figura 13. Imagem da região do experimento proporcionadas pelo sensor MODIS-Terra, composição 7-2-1, do dia 07 de novembro de 2006.	53

Figura 14. Evolução da componente zonal do vento (u) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	55
Figura 15. Evolução da componente meridional do vento (v) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	55
Figura 16. Evolução da temperatura do ar (°C) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	56
Figura 17. Evolução da temperatura potencial equivalente (θ_e) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	57
Figura 18. Evolução da temperatura do ar (°C) na grade 4, no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	58
Figura 19. Evolução da componente zonal do vento (u) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	58
Figura 20. Evolução da componente meridional do vento (v) na grade 4, no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.	59
Figura 21. Taxa de precipitação resolvida pelo BRAMS durante a simulação.	60
Figura 22. Perfis do vento zonal (u) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC; do dia 07 de novembro de 2006; e (d): à 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006.	62
Figura 23. Perfis do vento zonal (u) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 03:00 UTC; (b) às 06:00 UTC; (c) às 09:00 UTC; (d): às 12:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.	63
Figura 24. Perfis do vento meridional (v) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006.	64
Figura 25. Perfis do vento meridional (v) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; (b) à 00:00 UTC; (c) às 03:00 UTC; (d): às 06:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.	65

Figura 26. Perfis de temperatura simulados, simulada média e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; e (d): à 00:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.	66
Figura 27. Perfis de umidade relativa simulados, simulada média e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; (d): à 00:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.	67
Figura 28. Comparação da temperatura média do dossel, correspondente ao nível de 24m acima do solo, e respectivo desvio padrão, na grade 1.	68
Figura 29. Comparação da temperatura média do dossel, ao nível de 24m acima do solo, e respectivo desvio padrão, na grade 4.	69
Figura 30. Campos de superfície da grade 1 no nível de 24 metros, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	71
Figura 31. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 1 no nível de 24 metros , às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	72
Figura 32. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	73
Figura 33. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros , às 18:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	74
Figura 34. Movimento vertical às 18:00UTC do dia 7 de novembro, no nível de 134,5m na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	75
Figura 35. Campos de superfície na grade 1 no nível de 24 metros, às 20:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006 na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	77
Figura 36. Campos de precipitação na grade 1, às 20:00 e 20:10 UTC, do dia 07 de novembro de 2006 na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	78
Figura 37. Campos de precipitação na grade 1: (a) às 20:40 UTC e (b) às 20:50 UTC, do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	79

- Figura 38. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros , às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades. 80
- Figura 39. Campos de superfície na grade 1 no nível de 24 metros , às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades. 81
- Figura 40. Secção latitudinal em 1,8°S e evolução de temperatura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). 82
- Figura 41. Secção latitudinal em 1,8°S e evolução da razão de mistura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). 83
- Figura 42. Secção latitudinal em 1,8°S e evolução dos vetores de vento à superfície (24m) durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). A baía está localizada entre as linhas tracejadas. 84
- Figura 43. Secção latitudinal em 1.95°S e evolução de temperatura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). As linhas tracejadas indicam a localização da Baía. 85
- Figura 44. Variação da diferença de temperatura entre floresta e baía durante 24 horas simuladas, entre 12UTC do dia 7 de novembro de 2006 e 12 UTC do dia 8 de novembro de 2006. 85
- Figura 45. Secção latitudinal em 1.95°S e evolução da razão de mistura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). As linhas tracejadas indicam a localização da Baía. 86
- Figura 46. Diferença na variação da razão de mistura entre floresta e baía durante 24 horas simuladas, entre 12UTC do dia 7 de novembro de 2006 e 12 UTC do dia 8 de novembro de 2006. 87
- Figura 47. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 14:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades. 88

Figura 48. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	89
Figura 49. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 18:00 UTC, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	90
Figura 50. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 20:00 UTC, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	91
Figura 51. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 22:00 UTC, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	92
Figura 52. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	93
Figura 53. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 14:00 UTC (situação diurna), do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	94
Figura 54. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 22:00 UTC (situação de transição), do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	95
Figura 55. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 00:00 UTC (situação noturna), do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	95
Figura 56. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	96
Figura 57. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	97
Figura 58. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 18:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	98
Figura 59. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 20:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	99
Figura 60. Campos de precipitação na grade 4, às 21:10 UTC, à esquerda e às 21:20UTC, à direita.	100

Figura 61. Campos de precipitação na grade 4 , às 21:30 UTC, à esquerda e às 21:40UTC, à direita.	100
Figura 62. Campos de precipitação na grade 4 , às 21:50 UTC, à esquerda e às 22:00UTC, à direita.	101
Figura 63. Campos de precipitação na grade 4 , às 22:10 UTC, à esquerda e às 22:20UTC, à direita.	101
Figura 64. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4 , às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.	102
Figura 65. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.	103
Figura 66. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006.	103
Figura 67. Evolução da média espacial do fluxo de calor sensível nos experimentos ao longo da simulação (24 horas) (a); diferença do fluxo entre o Experimento Controle e TS-1 (b), na grade 4.	106
Figura 68. Evolução da média espacial do fluxo de calor latente nos experimentos ao longo da simulação (24 horas) (a); diferença do fluxo entre o Experimento Controle e TS-1 (b), na grade 4.	107
Figura 69. Diferença na taxa de precipitação entre TS-1 e CONTROLE na grade 4: (a) às 21:00 UTC; e (b) às 21:30 UTC do dia 07 de novembro de 2006.	108
Figura 70. Diferença na taxa de precipitação entre TS-1 e CONTROLE na grade 4, às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.	108
Figura 71. Evolução da média espacial da radiação solar incidente nos experimentos ao longo da simulação (a); diferença do fluxo radiativo entre o Experimento Controle e TS-1 (b).	109
Figura 72. Campos de superfície do Experimento de superfície na grade 4, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.	110
Figura 73. Evolução da média espacial e diferença dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b), no Experimento Controle e nos Testes de Sensibilidade (TS-2 e TS-3).	111
Figura 74. Correlação espacial entre os fluxos de calor sensível (a) e latente (b) e velocidade do vento no nível de 735 m.	113

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Símbolos utilizados nas equações	38
Tabela 2. Opções utilizadas nas simulações.....	45
Tabela 3. Experimentos de sensibilidade	46
Tabela 4. Coordenadas dos pontos simulados	61

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
ABLE	<i>Amazonian Boundary Layer Experiment</i>
ABRACOS	<i>Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study</i>
ARME	<i>Amazonian Research Micrometeorological Experiment</i>
BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
CIRSAN	<i>Circulations in Santarem</i>
CL	Calor Latente
CS	Calor Sensível
ECFPn	Estação Científica “Ferreira Penna”
GFSC	<i>Goddard Spacial Flight Center</i>
IPCC	<i>International Painel of Climate Changes</i>
JBN	Jatos de Baixos Níveis
LBA	<i>Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia</i>
LEAF	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback</i>
LES	<i>Large Eddy Simulation</i>
LI	Linhas de Instabilidade
MBE	Modelos de Balanço de Energia
MDE	Modelos Dinâmico-Estatísticos
MGC	Modelos de Circulação Geral
MM5	<i>Mesooscale Model 5</i>
MRC	Modelos Radiativo-Convectivos
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
PPBio	Programa de Pesquisa em Biodiversidade
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modelling System</i>

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS - Continuação

RegCM	<i>Regional Climate Model</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TS-1	Teste de Sensibilidade 1
TS-2	Teste de sensibilidade 2
TS-3	Teste de Sensibilidade 3
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

g	Aceleração da gravidade
K_m	Coefficiente de viscosidade de vórtices para momentum
K_h	Coefficiente de viscosidade de vórtices calor e umidade
u	Componente leste-oeste do vento
v	Componente norte-sul do vento
w	Componente vertical do vento
ρ	Densidade
π	Função Exner total
f	Parâmetro de Coriolis
π'	Perturbação da função Exner
p	Pressão
θ_{il}	Temperatura potencial da água de gelo-líquido
θ_e	Temperatura potencial equivalente
θ_v	Temperatura potencial virtual

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	20
2. ELEMENTOS TEÓRICOS	24
2.1. METEOROLOGIA DOS TRÓPICOS.....	24
2.2. ESCALAS.....	24
2.3. CLIMA NA AMAZÔNIA.....	25
2.3.1. Mecanismos da grande escala.....	26
2.3.2 Fenômenos de mesoescala.....	28
2.3.3 Processos de microescala em Caxiuanã	29
2.4. MODELAGEM NUMÉRICA.....	30
3. DADOS E METODOLOGIA	31
3.1. ÁREA DE ESTUDO.....	31
3.2. EXPERIMENTO COBRA-PARÁ.....	33
3.3. DESCRIÇÃO DO MODELO BRAMS	35
3.3.1 Características básicas.....	35
3.3.2 Equações da Dinâmica do modelo	37
3.3.3 Modelo Solo-Vegetação : LEAF-3	39
3.3.4 Parametrização dos processos turbulentos.....	41
3.3.5 Microfísica de nuvens.....	42
3.3.6 Modelos de transferências radiativas.....	43
3.4. EXPERIMENTO NUMÉRICO - ESTUDO DE CASO.....	43
4. RESULTADOS.....	48
4.1. CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO	48
4.2. EXPERIMENTO NUMÉRICO DE CONTROLE	53
4.2.1 Avaliação do desempenho do modelo	53
4.2.2. Simulação das características de mesoescala.....	70

4.2.3 Resultados de micro-escala	96
4.3 EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE.....	104
4.3.1. Efeito da superfície	104
4.3.2. Efeito do vento	110
5 CONCLUSÕES E DISCUSSÃO FINAL.....	114
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116

1. INTRODUÇÃO

O clima exerce um papel dominante em uma série de processos biológicos, nas trocas nos fluxos de água e carbono, e ciclos biogeoquímicos. Os processos de interação física, química e biológica que ocorrem entre o sistema climático e os ecossistemas são fundamentais para o estabelecimento e manutenção da biodiversidade. As condições climáticas e a variabilidade espacial e temporal de grandezas como temperatura, umidade, nebulosidade e precipitação afetam o funcionamento do ecossistema que, por sua vez, influencia o clima local através de trocas turbulentas de calor, umidade e momento entre superfície e atmosfera (SÁ et al., 2007).

Segundo o Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC, 2002), o clima é o principal fator condicionante dos padrões globais relacionados à estrutura da vegetação, produtividade e composição de espécies de animais e plantas. Assim como muitas plantas podem se reproduzir com sucesso e crescer somente em certos intervalos de temperatura adequada e responder aos padrões sazonais de precipitação, muitos animais também têm comportamentos distintos, relacionados aos padrões de temperatura e/ou precipitação, sendo dependentes da disponibilidade de alimento condicionadas também aos fatores climáticos (IPCC, 2002).

Existem ainda muitos questionamentos a respeito da influência do clima na distribuição das espécies, sendo necessário o desenvolvimento de estudos mais específicos que verifiquem os fenômenos do tempo e clima importantes para o modo de vida e crescimento dos indivíduos, das populações e estrutura dos ecossistemas. Além dos padrões de variabilidade espacial de pequena escala, outros elementos do meio físico, como topografia e proximidade de massas d'água, também são importantes na associação com a distribuição da biodiversidade, influenciando na determinação do habitat de espécies da fauna e flora (SÁ et al., 2007).

Quando se insere o bioma Amazônia no âmbito dessa discussão, deve-se considerar que se trata da maior floresta tropical úmida da Terra, com mais de cinco milhões de quilômetros quadrados, e um dos maiores e mais ricos ecossistemas do planeta, contendo cerca de um quarto das espécies animais e vegetais conhecidas

(MARENGO, 2007). Também representa a maior rede fluvial do globo, com uma vazão média dos rios nos oceanos de aproximadamente 20% do total de água doce despejados nos oceanos do planeta (CORREIA et al., 2007). Toda esta amplitude e diversidade introduzem uma série de dificuldades adicionais na compreensão desses questionamentos, que incluem desde limitações geográficas e físicas, devido à extensão da floresta, até a complexidade de diversos fatores envolvidos na interação dos aspectos ecológicos, climáticos e geográficos.

Do ponto de vista das ciências atmosféricas, inúmeros estudos têm sido conduzidos ao longo das últimas décadas com o objetivo de melhorar o entendimento dos mecanismos associados à interação entre a biosfera e a atmosfera e o clima da Amazônia. Dentre os experimentos pioneiros, destacam-se o ARME (Amazonian Research Micrometeorological Experiment) (SHUTTLEWORTH et al., 1987) e o ABLE (Amazonian Boundary Layer Experiment) (HARRIS et al., 1988; GARSTANG et al., 1990), dos quais se originaram o Projeto ABRACOS - “Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study” (GASH e NOBRE, 1997) e o Programa LBA - “Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia” (SILVA DIAS et al., 2002a; AVISSAR e NOBRE, 2002), dentre outros. A instalação de torres micrometeorológicas, proporcionadas por estes programas de pesquisa, em vários sítios experimentais distribuídos pela Amazônia (e.g. em Caxiuanã, no Pará; na Reserve Biológica do Jarú, em Rondônia; em Santarém, no Pará; em Manaus, no Amazonas) (ANDREAE et al., 2002), permitiu que inúmeros estudos relacionados à micrometeorologia e à meteorologia de mesoescala fossem realizados de modo contínuo para compreender diversos aspectos meteorológicos e climáticos até então pouco entendidos.

Apesar dos avanços significativos obtidos pelos experimentos de campo, existe ainda uma dificuldade na obtenção de dados contínuos em diversos pontos da região, muitas vezes em função das limitações de acesso que a região impõe. Diante desta limitação, uma importante ferramenta disponível é constituída pelos modelos numéricos de mesoescala. Silva Dias et al., (2004) usaram o modelo BRAMS (Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System) para demonstrar a importância da brisa fluvial na região próxima da confluência do Rio Tapajós e Amazonas; Gandu et al. (2004) simularam os efeitos atmosféricos da substituição de floresta por pastagem na região leste da Amazônia. Em outro estudo,

Ramos da Silva e Avissar (2006) usaram o mesmo modelo para estudar os aspectos de mesoescala para uma região desflorestada da Floresta Amazônica mostrando que modelos de alta resolução são imprescindíveis para representar com maior realismo a complexidade dos processos meteorológicos de mesoescala amazônicos.

A utilização dos modelos numéricos de mesoescala permite tanto a simulação das características meteorológicas locais, com fins de previsão (RAMOS DA SILVA et al., 2007) e/ou reconstituição dos fenômenos que ocorrem na região (RAMOS DA SILVA & AVISSAR, 2006), quanto a simulação de alterações provocadas pelo homem que acarretam mudanças climáticas nas escalas local, regional (RAMOS DA SILVA et al., 2008) e até mesmo global (NOBRE et al., 1991). Em locais de difícil acesso, os modelos numéricos podem ser aplicados com alta resolução para observação de fenômenos pouco conhecidos e compreendidos. Este tipo de aplicação permite a integração de estudos que, por exemplo, buscam relacionar a variabilidade do tempo na meso e pequena escala e o comportamento de espécies em determinada área da floresta. Uma das razões para a lacuna existente neste tipo de pesquisa está na dificuldade de obtenção de dados meteorológicos correspondentes à micro e à mesoescala.

Na região da Floresta Nacional de Caxiuanã, localizada na porção central do Estado do Pará, no município de Melgaço, têm sido desenvolvidos diversos estudos, tanto no âmbito climático (COHEN, et al. 2006, NOGUEIRA, et al. 2006, MONTEIRO DA SILVA, 2008) quanto em relação ao ecossistema local (PPBIO, 2009). No âmbito dos estudos relacionados à biodiversidade, o Programa de Pesquisa em Biodiversidade (PPBio) tem como objetivo principal induzir a organização das pesquisas em biodiversidade realizadas pelos centros de pesquisa, integrando-as às estratégias institucionais do governo e gerando subsídios para a criação de uma política nacional de acesso a informações sobre a biodiversidade brasileira (PPBIO, 2009). Primeiramente implementado na Amazônia, o programa conta com várias grades de amostragem para espécies, dentre elas, a que está localizada na Floresta Nacional de Caxiuanã. A fonte de dados meteorológicos mais próxima do sítio PPBio, onde o programa tem desenvolvido suas pesquisas e coletas de dados relativos à biodiversidade, é a torre micrometeorológica de 54 metros de altura, instrumentada e mantida pelo Experimento de Grande Escala na Biosfera-Atmosfera

da Amazônia (LBA), localizada nos domínios da Estação Científica Ferreira Penna, administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi.

Nesse sentido, a pesquisa tem como objetivo geral realizar simulações de alta resolução com um modelo numérico para compreender os processos de meso e micro escalas na região de Caxiuanã. De modo mais específico, o estudo objetiva implementar o modelo numérico de alta resolução; avaliar o desempenho do modelo na simulação das características de meso e micro escalas, e, por último, analisar os resultados da simulação e a representação dos processos meteorológicos na região do estudo. Assim, a partir da representação dos aspectos da meso e micro-escala da região obtida com a simulação, é possível compreender alguns fenômenos meteorológicos e obter características espaciais do microclima local para, posteriormente, aplicar aos resultados obtidos em outros estudos relacionados à necessidade do PPBio, ou a qualquer outra pesquisa que demande este tipo de dados, haja vista que os fatores físicos relacionados ao clima, além das características da paisagem, podem ser determinantes na estruturação e modo de vida de diferentes espécies.

Este estudo também busca promover a integração de diferentes programas de pesquisa desenvolvidos na Amazônia, como o LBA e o PPBio, que, quase sempre, são concebidos separadamente, mas têm necessidades complementares e/ou suplementares. Além disso, abre a possibilidade de uma vasta aplicação dos resultados obtidos pelo modelo.

O presente trabalho compreende, além deste, mais 4 seções. A segunda apresenta os elementos teóricos necessários ao entendimento do que foi desenvolvido nesta pesquisa; a terceira seção trata da localização da área de estudo, dos dados utilizados, e da descrição do modelo e dos experimentos; a quarta apresenta e discute os resultados obtidos; e, por último, a quinta expõe algumas conclusões e possíveis aplicações dos resultados para investigações futuras.

2. ELEMENTOS TEÓRICOS

2.1. METEOROLOGIA DOS TRÓPICOS

A camada limite atmosférica (CLA) tropical apresenta consideráveis diferenças sazonais, contrariamente ao que ocorre na atmosfera de latitudes médias, conforme Garstang e Fitzjarrald (1999). Segundo estes autores, é possível caracterizar dois estados distintos na Amazônia: “estado não perturbado”, dominante na estação seca, e “estado perturbado”, dominante na estação úmida. No estado não perturbado, há um acoplamento limitado entre as camadas atmosféricas, desde que não haja precipitação. Segundo Garstang e Fitzjarrald (1999), nesse estado os principais conceitos associados à teoria da camada limite atmosférica são conservados. Mas, no estado perturbado, as nuvens cumulus precipitantes despontam como parte integrante significativa de atmosfera tropical, promovendo forte acoplamento entre as diversas camadas atmosféricas. Nestas condições, até mesmo o conceito tradicional de CLA tem sua validade questionada.

Essas condições da atmosfera tropical, sobretudo no “estado perturbado”, estão ligadas aos processos associados à alta concentração de umidade nessa região. Portanto, tais peculiaridades devem ser consideradas quando introduzimos a modelagem numérica dos fenômenos meteorológicos nessa região.

2.2. ESCALAS

As escalas espaciais dos fenômenos atmosféricos envolvem dimensões que variam da ordem de metros a quilômetros, assim como escalas temporais variando de segundos a horas, dias, meses. Nesse sentido, Orlanski (1975) classifica alguns fenômenos atmosféricos em escalas e os subdivide em α , β e γ , de acordo com suas dimensões espaciais e temporais. A Figura 1 mostra como são subdivididas a meso e a microescalas segundo a classificação de Orlanski (1975).

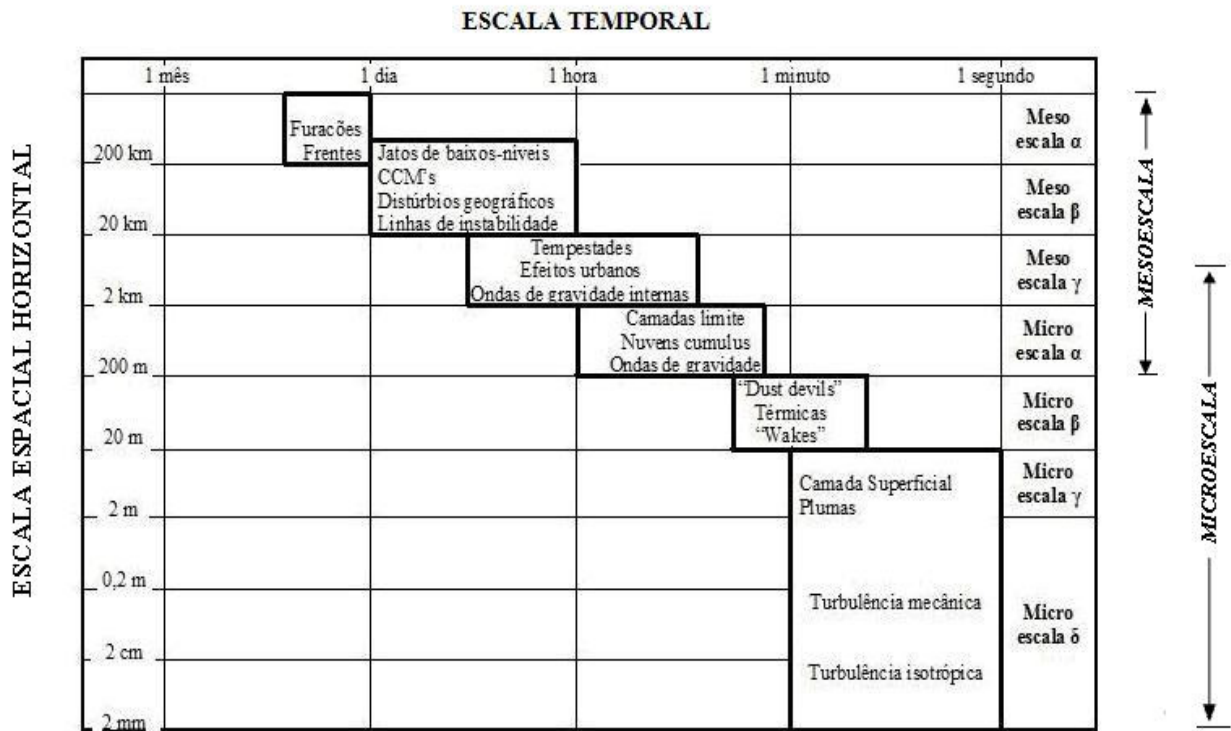


Figura 1. Ordem de magnitude temporal e espacial típicas da micro e mesoescala (Orlanski, 1975). Fonte: Stull (1988), adaptado.

O objetivo deste estudo é prover campos espaciais de alta resolução para a região da Floresta Nacional de Caxiuanã e, portanto, tem como foco os fenômenos de meso e microescalas da região.

2.3. CLIMA NA AMAZÔNIA

Neste tópico é feita uma breve exposição dos fenômenos atmosféricos que afetam a região da Floresta Nacional de Caxiuanã, situada à leste da Amazônia, na grande, meso e micro escalas.

2.3.1. Mecanismos da grande escala

Diversos fatores contribuem para o clima na Amazônia, dentre os quais se destaca a disponibilidade de energia solar durante o ano todo. Esta característica influencia, sobretudo, no comportamento da temperatura do ar ao longo do ano, a qual apresenta uma pequena variação. Além disso, o aquecimento da superfície é um fator importante para intensa convecção observada na atmosfera, o que contribui para promover a precipitação na região (FISCH et al.,1998).

Molion (1987) destaca alguns mecanismos que promovem a precipitação na Amazônia: a) convecção diurna resultante do aquecimento da superfície e das condições de grande escala favoráveis, b) aglomerados convectivos, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil, interagindo com a região Amazônica.

Em artigo sobre revisão do clima da Amazônia, Fisch et al. (1998) cita os principais sistemas atmosféricos atuantes na região. Dentre os citados, destaca-se a influência da Alta da Bolívia (AB), que é um anti-ciclone situado na alta troposfera (200 hPa), sobre a região do altiplano boliviano, ocorrente durante os meses de verão e associado com a convecção na Amazônia, conforme sua localização geográfica e variação intra-sazonal e interanual.

Na região tropical, onde está localizada a Amazônia, as nuvens convectivas desempenham um papel fundamental na dinâmica e evolução das camadas atmosféricas. A presença dessas nuvens torna os movimentos ascendentes de grande escala rapidamente concentrados no espaço devido à grande quantidade de vapor d'água na baixa troposfera. Ou seja, praticamente qualquer movimento ascendente resulta em condensação, na liberação de calor latente, crescendo, portanto, maior flutuabilidade e favorecendo o surgimento de novos elementos convectivos. Estas nuvens caracterizam-se por ter dimensões verticais muito maiores do que sua extensão horizontal. Esta profundidade das nuvens convectivas provoca um acoplamento entre as diversas camadas atmosféricas, pois grandes quantidades do ar da superfície podem ser transportadas e carregadas, através dos movimentos ascendentes das nuvens, para a alta troposfera. Nestas condições, há considerável transporte de calor para a atmosfera média, pelo constante fluxo de

calor latente e conseqüente liberação de calor nos altos níveis da troposfera, o que se torna a chave para a manutenção de qualquer nuvem convectiva ou de um sistema de nuvens que ocorrem intermitentemente no tempo e espaço da atmosfera tropical (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999).

Marengo (2004) investigou os padrões de variabilidade na escala decadal e interanual e tendências nos padrões de circulação da grande escala na bacia Amazônica, e suas associações com as mudanças no regime de chuvas em toda a bacia e nas sub-bacias. Segundo esse artigo, a variabilidade da chuva na Amazônia, nessa escala temporal, é resultado de variações, como as anomalias nos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais e fortes eventos de “El Niño”. O autor mostra alguns estudos que documentaram a associação entre a deficiência de chuvas na Bacia Amazônica e a ocorrência de “El Niño”, mostrando que a precipitação na porção norte da Amazônia é sensível à presença de anomalias de larga escala. No caso de episódios de “El Niño”, essas anomalias são caracterizadas pelas chuvas abaixo da média com conseqüente diminuição no nível dos rios, sendo que as regiões da Amazônia onde os impactos do “El Niño” são mais sentidos são no norte e centro da bacia. Os eventos de “La Nina”, por sua vez, provocam chuvas abundantes.

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, que afetam o posicionamento latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), localizando-se mais ao norte do Atlântico, influencia a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e Norte da América do Sul, causando períodos de seca na região Nordeste do Brasil e leste da Amazônia (NOBRE e SHUKLA, 1996; SOUZA et al., 2000, 2005; MARENGO, 2004, 2005). Segundo Marengo (2007), apesar da variabilidade interanual da TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical serem significativamente menores do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essa variabilidade exerce profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul. Sobre o Brasil, foi verificada uma influência significativa das circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical sobre o centro e o leste da Amazônia. Por exemplo, durante o ano de 2005, um dos mais drásticos períodos de estiagem na Amazônia, foi conseqüência de um aquecimento anômalo do Oceano Atlântico tropical que induziu uma forte redução na precipitação sobre a região (MARENGO et al., 2008).

Machado et al. (2004) explicam que a variabilidade da convecção sobre a Amazônia também está associada à influência de sistemas frontais. Vera et al. (2006) descreveram a atuação do jato de baixo nível no continente Sul Americano, o qual consiste em um escoamento troposférico que transporta umidade do Oceano Atlântico tropical para a bacia Amazônica, e em seguida em direção aos extratropicais da América do Sul, sendo, portanto, um mecanismo essencial para presença de umidade e manutenção das características do clima da região Amazônica e do continente.

Outro mecanismo que está associado à variabilidade intra-sazonal de precipitação na região é a oscilação Madden-Julian, conforme mostrado por Souza e Ambrizzi (2006). Os autores identificaram picos significativos em períodos de 30 a 70 dias no leste e sudeste da Amazônia a partir de uma análise de ondeletas (*wavelets*) aplicada a uma série temporal de 15 anos (1987-2001), mostrando que a oscilação Madden-Julian é um importante mecanismo regulador das variações pluviométricas no leste da Amazônia na escala intra-sazonal.

2.3.2 Fenômenos de mesoescala

Vários fenômenos de meso-escala podem ser observados na região Amazônica. Por exemplo, as linhas de instabilidade (LI's) geradas na costa N-NE do litoral do Atlântico são um importante mecanismo gerador de precipitação na região (COHEN et al., 1995). Outro fenômeno de mesoescala muito frequente são as brisas fluviais. Silva Dias et al. (2004) estudaram o mecanismo de atuação da brisa fluvial no Rio Tapajós utilizando uma simulação numérica de alta resolução para entender as observações realizadas durante o experimento de campo CIRSAN/LBA, as quais mostravam que durante o enfraquecimento dos ventos alíseos, a brisa do Rio Tapajós induzia um escoamento de oeste na margem leste associado a uma linha de nuvens rasas nesta margem. A simulação mostrou o desenvolvimento de uma célula de circulação que explica durante o dia a formação das nuvens na margem leste e sua ausência na margem oeste, devido ao ramo descendente da célula estar localizado sobre esta margem, suprimindo a formação das nuvens.

Para a região leste da Amazônia, Gandu (2004) também afirma que, embora as características da atmosfera sobre o leste da Amazônia sejam determinadas pela circulação de grande escala, a proximidade com o oceano e grandes rios cria áreas específicas com variabilidades espaciais e temporais de precipitação. A circulação de mesoescala associada com a brisa marítima é um exemplo de um sistema bastante atuante, uma vez que a convecção estruturada pelas linhas de instabilidade costeiras, bem como sua propagação, é responsável por uma parte significativa da precipitação nessa região (COHEN et al., 1995).

Dentre outros fenômenos de mesoescala para esta região verifica-se a ocorrência e origem de Jatos de Baixos Níveis (JBN's) em Caxiuanã (COHEN, et al. 2006). O estudo mostrou que esse fenômeno se manifesta após a ocorrência de rajadas noturnas intensas. As simulações de mesoescala do escoamento na região realizadas pelos autores mostraram que a ocorrência dos jatos de baixos níveis pode estar associada a fenômenos de “canalização” do escoamento acima de zonas em que se encontram alguns dos grandes rios existentes no nordeste do Estado do Pará.

Monteiro da Silva analisou e caracterizou os regimes de umidade em Caxiuanã. De acordo com os autores foi possível caracterizar sete classes, sendo que as mais freqüentemente observadas na camada limite atmosférica em Caxiuanã foram as classes III (vento úmido), IV (condição úmida e instável) e VI (condição estável dominante) (MONTEIRO DA SILVA et al., 2010).

2.3.3 Processos de microescala em Caxiuanã

Considerando a pequena escala, Gandu (2004) afirma que a orografia e a circulação local causada pela proximidade com o oceano e os grandes rios contribui para as características locais de temperatura, fluxos de energia e distribuição da precipitação na superfície.

Outro estudo que aborda a ocorrência de fenômenos meteorológicos locais é o de Nogueira et al. (2006), cujos resultados mostraram a ocorrência de rajadas noturnas intensas que atingem, muitas vezes, mais de 10 m/s no alto da torre de 54

metros localizada na região. Estas rajadas provocam, durante um intervalo de tempo (da ordem de dezenas de minutos), um aumento nos fluxos verticais e horizontais de momentum, calor sensível, vapor d'água e CO₂, o que responde por uma parcela considerável das trocas entre floresta e atmosfera no período noturno.

2.4. MODELAGEM NUMÉRICA

A modelagem numérica da atmosfera é uma importante ferramenta para a previsão do tempo e em estimativas do clima futuro. Um modelo numérico tenta reproduzir os fenômenos da atmosfera a partir de uma série de equações que expressam as leis físicas que regem o sistema climático. Os diferentes tipos de modelos atmosféricos variam de acordo com a dimensão, complexidade e com as escalas dos fenômenos que são representados, podendo simular desde a escala das nuvens até a circulação geral da atmosfera. Dentre os principais tipos, podemos citar os modelos de balanço de energia (MBE's), modelos radiativo-convectivo (MRC's), modelos dinâmico-estatísticos (MDE's), modelos de circulação geral (MGC's), modelos regionais e modelos de complexidade intermediária (MCGUFFIE & HENDERSON-SELLERS, 2005).

Os modelos regionais, ou modelo de mesoescala, de particular interesse neste estudo, detalham a atmosfera para regiões determinadas através do aumento da resolução espacial (e.g. modelos MM5, RAMS, ETA, RegCM). O uso de modelos geofísicos com alta resolução permite uma representação das características de micro e mesoescala de uma área de interesse (RAMOS DA SILVA & AVISSAR, 2000; 2006). A evolução da modelagem numérica dos processos atmosféricos, ao longo das décadas, permitiu uma sofisticação progressiva das parametrizações da vegetação e dos processos no solo, com o intuito de complementar o entendimento das complexidades do sistema físico (WALKO et al., 2000a).

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1. ÁREA DE ESTUDO

A Floresta Nacional de Caxiuanã ($1^{\circ}42'30''S, 51^{\circ}31'45''W$) é uma unidade de conservação constituída por uma área de floresta primária localizada no município de Melgaço, no centro-oeste do Estado do Pará, cerca de 400 km a oeste da capital Belém (Figura 2).

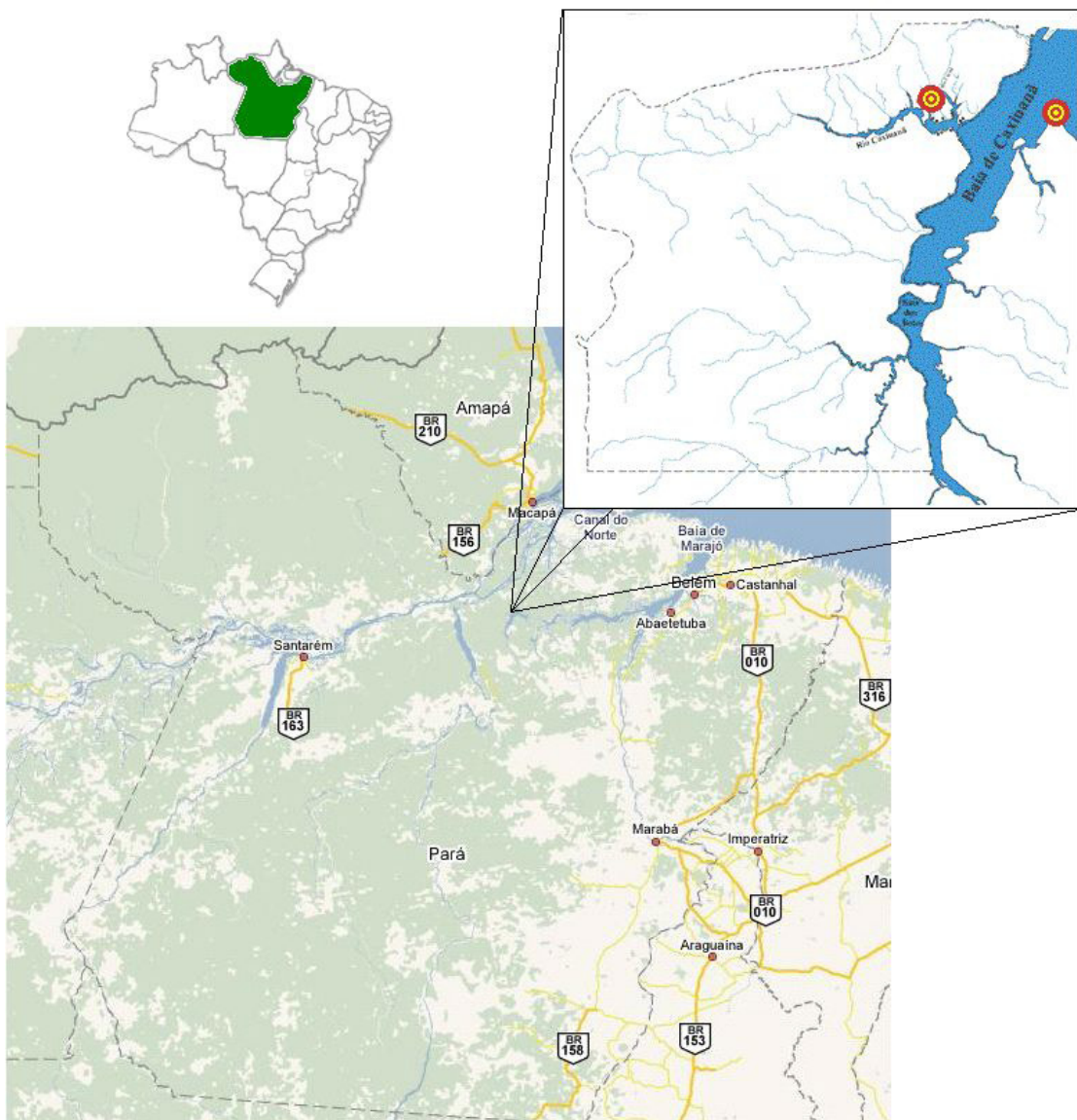


Figura 2. Mapa de localização da Floresta Nacional de Caxiuanã. Fonte: COBRA-PARÁ (2006).

O clima característico da floresta de Caxiuanã é tropical quente e úmido, no qual a temperatura média anual é de 26,0°C, sendo a média mínima 22,0°C e a média máxima 32,0°C, conforme Souza Filho et al. (2005). Segundo Lisboa (1997), o período mais chuvoso da região ocorre entre os meses de janeiro e maio, alcançando uma média anual de 2500 mm (milímetros); já o período menos chuvoso vai de setembro a novembro. A umidade relativa média anual é de cerca de 80% e a direção do vento é predominantemente de nordeste (NE) (MORAES et al., 1997).

Os domínios da Floresta Nacional de Caxiuanã abrangem a Baía de Caxiuanã, cuja conformação é alongada no sentido norte-sul, com cerca de 8 km de largura e 40 km de extensão (COSTA et al., 1997). Na Floresta Nacional de Caxiuanã situa-se a Estação Científica Ferreira Penna (ECFPn), administrada pelo Museu Paraense Emílio Goeldi. A ECFPn limita-se ao norte com o divisor de água entre as bacias do Rio Caxiuanã e da margem direita do Rio Amazonas, ao sul com Rio Caxiuanã, a oeste o igarapé Laranjal, e a leste com a Baía de Caxiuanã (LISBOA, 1997). À leste da base física da ECFPn, está instalada uma torre micrometeorológica de 52 m de altura, mantida pelo Projeto LBA. A Figura 3 apresenta a vista da floresta observada do topo da torre.



Figura 3. Floresta primária na região de Caxiuanã observada do topo da torre micrometeorológica. Fonte: Arquivo Pessoal.

A grade do Programa de Pesquisa em Biodiversidade (PPBio), na qual o projeto tem desenvolvido suas pesquisas e coletas de dados relativos à biodiversidade, encontra-se localizada a $1^{\circ} 57' 36.7920''$ S e $51^{\circ}36' 55.0800''$ W, dentro do limites da Floresta Nacional de Caxiuanã. A Figura 4 apresenta o local onde foi instalada a grade de 25 km² do PPBio em Caxiuanã. O acesso à grade se dá pelo igarapé, chamado localmente de Caquajó, em um tempo aproximado de duas horas de voadeira (50 km no percurso de voadeira ou aproximadamente 25 km em linha reta da base operacional da Estação Científica Ferreira Penna (MIRANDA-SANTOS, 2007).

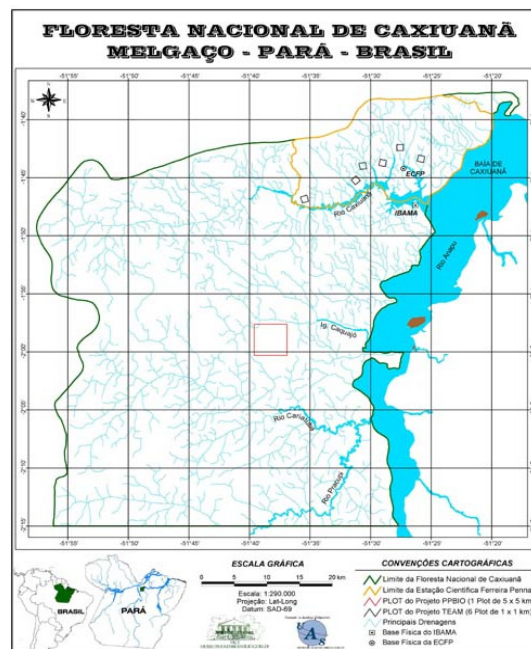


Figura 4. Localização da área da Floresta de Caxiuanã e da área destinada ao PPBio (limite vermelho).

3.2. EXPERIMENTO COBRA-PARÁ

O experimento COBRA-PARÁ (Caxiuanã: Observações da Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará), foi realizado no período de 30 de outubro a 15 de novembro de 2006 (Figura 5). Esta campanha experimental teve como objetivo realizar medidas simultâneas das contribuições dos fluxos de carbono na atmosfera, solo e rio, além de estudar o papel das circulações locais sobre essas medidas na região de Caxiuanã (COBRA-PARÁ, 2006).

Durante o experimento, foram realizadas inúmeras atividades, dentre as quais: radiossondagens, balão piloto, medidas de fluxos de CO₂ na Baía de Caxiuanã e na floresta, medidas aquáticas e fluxos na Baía de Caxiuanã, balão cativo na floresta, respiração no solo, medidas isotópicas de CO₂ e aerossóis. Ressalta-se que houve medidas nas duas margens da baía de Caxiuanã.

Para este trabalho, fez-se uso dos produtos obtidos pelas radiossondagens, especificamente aquelas realizadas no dia correspondente às simulações deste estudo (7 de novembro de 2006), para proporcionar as condições iniciais do modelo. A propósito, Monteiro da Silva (2008) informa que o sistema de radiossondagens utilizado foi do tipo VAISALA, modelo RS80-15G, com sensores de temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica, além de um sistema que possibilita obter informações de direção e velocidade do vento. As radiossondas eram acopladas a um balão meteorológico com uma taxa de ascensão de 4,5 m/s, em média, e seus lançamentos foram realizados de 3 em 3 horas (00:00, 03:00, 06:00, 09:00, 12:00, 15:00, 18:00, 21:00) a partir do dia 06/11 até o dia 13/11, totalizando 60 radiossondagens.

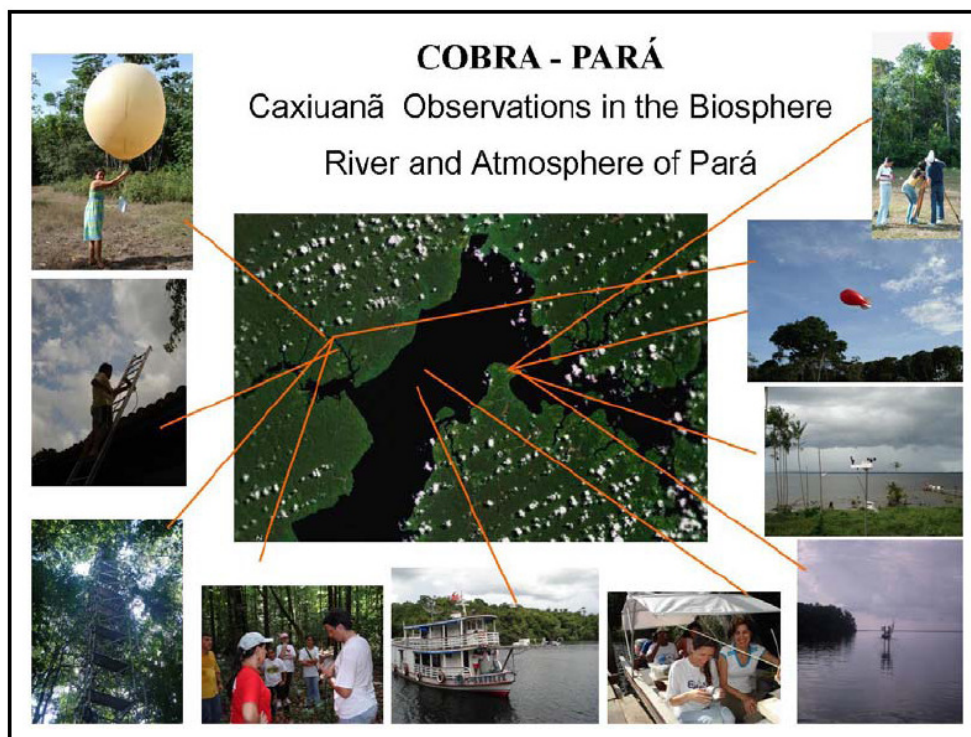


Figura 5. Atividades realizadas durante o Experimento COBRA-PARÁ. Fonte: Ramos da Silva (2010)

3.3. DESCRIÇÃO DO MODELO BRAMS

3.3.1 Características básicas

Neste estudo foi usado o modelo numérico BRAMS (*Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System*), na versão 4.2. Este, adaptado às características brasileiras, é derivado do modelo atmosférico RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) (PIELKE et al., 1992; COTTON et al., 2003) e tem sido bastante utilizado para estudar os processos climáticos e ambientais na região Amazônica (SILVA DIAS et al., 2002b; 2004; GANDU et al., 2004; RAMOS DA SILVA; AVISSAR, 2006; COHEN et al., 2007; RAMOS DA SILVA et al., 2008). Suas múltiplas aplicações permitem simular os fenômenos atmosféricos de meso e micro-escala com diversas resoluções, podendo ser utilizado para compreender o funcionamento de sistemas convectivos e tempestades, estimar a precipitação, ventos, e temperatura, além de permitir o estudo regional das interações entre a atmosfera e a biosfera.

O BRAMS disponibiliza uma série de opções de configuração, cuja escolha depende do tipo do fenômeno e das condições locais que serão simuladas.

A estrutura de grade utilizada no modelo é do tipo C-Arakawa, a qual possibilita que nem todas as variáveis sejam armazenadas no mesmo ponto de grade, sendo que os vetores e escalares são calculados em pontos diferentes permitindo uma maior aproximação da situação física real (McGUFFUIE & HENDERSSON-SELLERS, 2005). Todas as variáveis úmidas e termodinâmicas são definidas no mesmo ponto de grade, e as componentes da velocidade do vento u , v e w são intercaladas em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente.

A grade horizontal usa uma projeção polar-estereográfica rotacionada, onde o pólo da projeção é rotacionado para uma área próxima ao centro do domínio, minimizando a distorção da projeção na área de interesse. Já a estrutura vertical da grade usa o sistema de coordenada que segue o terreno, do tipo σ_z . Neste sistema o domínio no topo do modelo é exatamente plano e a parte inferior segue as ondulações do terreno.

Para simular os processos atmosféricos, o modelo resolve as equações prognósticas da dinâmica da convecção (as quais serão detalhadas no item posterior) através do método de diferenças finitas. O modelo atualmente só possui a versão não-hidrostática.

O modelo também adota um esquema de “aninhamento” de grades que permite a interação entre os processos de várias escalas. Este dispositivo possibilita que se aumente a resolução em determinada região do domínio simulado, ou seja, a partir da representação de uma área de grande escala pode-se “aninhar” outras grades progressivamente até alcançar o detalhamento desejado nas escalas menores, sendo que a interação das grades acontece de modo bidirecional (PIELKE et al., 1992). Sendo assim, a grade de maior domínio e menor resolução permite representar processos de mesoescala, como as circulações induzidas pelo gradiente térmico entre floresta e rios; a grade menor e de maior resolução permite representar os processos de microescala para uma área de interesse. A versão mais atual do RAMS permite um número ilimitado de grades “aninhadas” e móveis (COTTON et al., 2003).

Existe ainda uma opção de utilização do BRAMS no modo *LES* (*Large Eddy Simulations*), onde grades com células menores do que 100 metros de espaçamento permitem simular os grandes turbilhões (*LES*) através do uso da parametrização desenvolvida por Deardorff (1980). Essa opção constitui uma simulação numérica de alta resolução, suficientemente fina para que as menores escalas sejam resolvidas (PIELKE et al., 1992). Segundo Cotton et al. (2003), o RAMS tem sido aplicado em diversos estudos, tais como: verificação da influência de chuvisco na formação da estrutura e dinâmica das nuvens marinhas estratocumulus; simulação do desenvolvimento das camadas limites térmicas internas e circulação das nuvens que frequentemente ocorrem no Ártico durante períodos em que os escoamentos de ar frio ocorrem sobre o oceano aberto aquecido; investigação do papel da heterogeneidade da superfície na dinâmica da camada limite, entres outros.

O BRAMS possui vários módulos (sub-modelos) que interagem e simulam processos como a troca de calor e água entre solo-vegetação-atmosfera (WALKO et al, 2000a), as trocas turbulentas na camada superficial e na camada limite atmosférica (MELLOR E YAMADA, 1974; DEARDORFF, 1980), as trocas de

radiação térmica e solar (HARRINGTON, 1997), a microfísica de nuvens e a precipitação (WALKO et al., 2000b).

3.3.2 Equações da Dinâmica do modelo

A dinâmica do modelo BRAMS utiliza as equações na forma hidrostática e não-hidrostática obtidas pela mediação de Reynolds das equações primitivas. Os símbolos utilizados nas equações serão posteriormente mostrados na tabela.

As equações na forma não-hidrostática são (PIELKE et al., 1992; COTTON et al., 2003):

- Equações do movimento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + f_v + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - f_u + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g \theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

- Equação termodinâmica

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad}$$

- Equação da continuidade da razão de mistura da água

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right)$$

- Equação da continuidade de massa

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right)$$

A opção hidrostática no BRAMS substitui a equação do movimento vertical e a equação da continuidade de massa por (PIELKE et al., 1992; COTTON et al., 2003):

-Equação hidrostática

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta_v} + g(r_T - r_v)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$$

Tabela 1 – Símbolos utilizados nas equações

Símbolo	Definição
<i>u</i>	Componente leste-oeste do vento
<i>v</i>	Componente norte-sul do vento
<i>w</i>	Componente vertical do vento
<i>f</i>	Parâmetro de Coriolis
<i>K_m</i>	Coeficiente de viscosidade de vórtices para momentum
<i>K_h</i>	Coeficiente de viscosidade de vórtices calor e umidade
<i>θ_{il}</i>	Temperatura potencial da água de gelo-líquido
<i>r_n</i>	Razão de mistura das espécies totais de água, chuva, cristais primitivos, agregados e neve
<i>ρ</i>	Densidade
<i>con</i>	Denotação subscrita da tendência da parametrização convectiva
<i>rad</i>	Denotação subscrita da tendência da parametrização da radiação
<i>res</i>	Denotação subscrita da tendência da parametrização da microfísica da escala resolvida

Tabela 1 (cont.) – Símbolos utilizados nas equações

g	Gravidade
r_t	Razão de mistura da água total
r_v	Razão de mistura do vapor d'água
π	Função Exner total
π'	Perturbação da função Exner
θ_v	Temperatura potencial virtual
p	Pressão

3.3.3 Modelo Solo-Vegetação : LEAF-3

O Land Ecosystem-Atmosphere Feedback (LEAF-3) é um sub-modelo do BRAMS que representa o armazenamento e as trocas de calor e umidade associados com a interface superfície-atmosfera por uma série de equações (WALKO et al., 2000a; COTTON et al., 2003). A avaliação dos balanços de energia e água na superfície e de suas interações com a atmosfera possui uma grande relevância neste estudo, principalmente porque o LEAF-3 tem a habilidade para representar as variações de fina escala nas características da superfície, como tipo de vegetação, tipo e umidade do solo ou corpos d'água, os quais muitas vezes variam consideravelmente sobre pequenas distâncias horizontais.

Segundo Walko et al. (2000a), o LEAF-3 é baseado num modelo conceitual que envolve as seguintes componentes físicas: solo, superfície de água temporária (neve), vegetação, corpos d'água permanentes, dossel e atmosfera livre. O solo e a cobertura de neve são divididos em níveis verticais múltiplos, a vegetação e o dossel são representados por um único nível. Uma dada superfície da grade é dividida horizontalmente em múltiplos canteiros (*patches*) de sub-grade, em que cada qual tem sua própria vegetação, dossel, solo e camadas de neve ou seu corpo d'água permanente.

As equações de conservação de energia e umidade são aplicadas à vegetação, ao dossel, solo e cobertura de neve em cada *patch* da célula de grade e

incluem um termo de armazenamento para cada um desses componentes e parametrização dos fluxos entre eles. Um esquema deste tipo de representação, contendo dois *patches* abaixo de uma única coluna atmosférica, pode ser observado na figura 6.

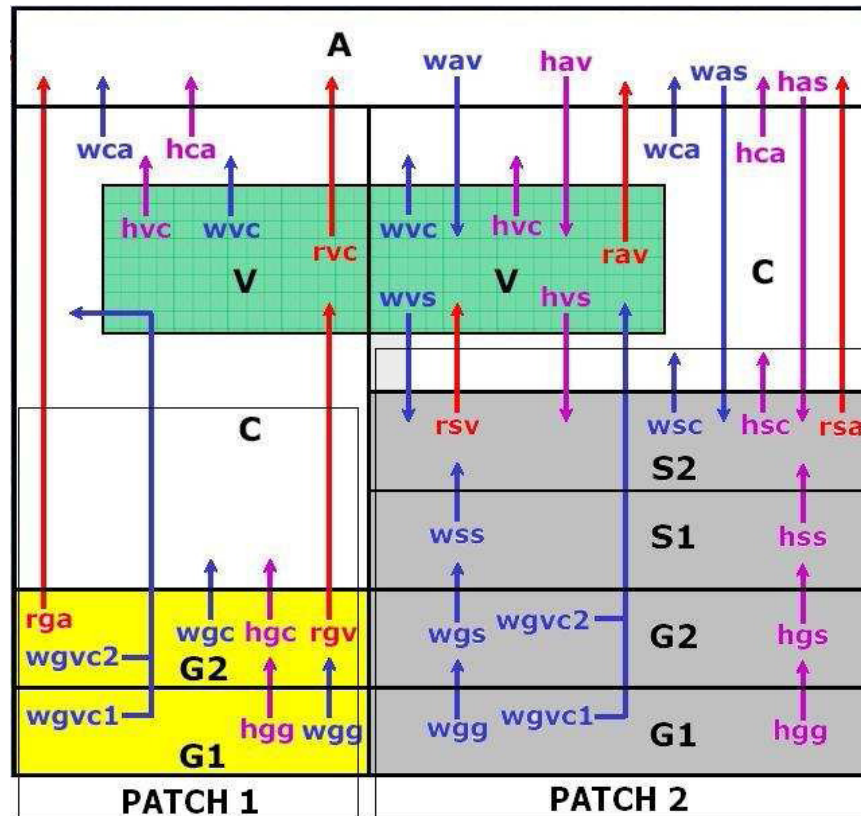


Figura 6. Representação esquemática das transferências de calor e umidade entre as componentes do LEAF2 para um exemplo de dois patches num modelo de uma célula de grade. A atmosfera livre (A), o dossel (C), a vegetação (V), a cobertura de neve (S) e o solo (G). Fonte: WALKO et al. (2000a, adaptado).

No exemplo mostrado na figura 6, tanto o *patch 1*, como o *patch 2* possuem uma cobertura parcial de vegetação (V), e somente o *patch 2* possui cobertura de neve (S) (2 camadas); ambos *patches* tem dois níveis de solo (G) e o dossel (C). Os fluxos são denotados pelas letras na forma *hgs*, onde a primeira letra (w, h ou r) indica se o fluxo é de transferência de água (w), calor (h) (por troca turbulenta, condução ou precipitação) ou transferência radiativa (r); a segunda e terceira letras denotam a fonte e o receptor do fluxo, respectivamente (e.g.: *wgc* é fluxo de água do

solo para o dossel). Os fluxos são positivos na direção das setas, os valores negativos implicam no transporte no sentido contrário (WALKO et al., 2000a).

A implementação do LEAF-3 juntamente com o RAMS tem a vantagem de permitir que múltiplos tipos de superfície coexistam abaixo de uma única grade de uma coluna de ar (WALKO et al., 2000a).

3.3.4 Parametrização dos processos turbulentos

A parte inferior da atmosfera terrestre, denominada Camada Limite Planetária (CLP), deve ser adequadamente representada no modelo, pois nesta fina camada que está em contato direto com o solo e com os oceanos, os efeitos da turbulência são essenciais e devem ser considerados.

No modelo BRAMS a opção de parametrização dos coeficientes de difusão turbulenta está dividida em função da distribuição do espaçamento de grade, seja horizontal ou vertical, possuindo os seguintes tipos de modalidades de parametrizações disponibilizadas: Smagorinsky (1963), Deardorff (1980) e Mellor-Yamada (1974).

De modo geral, a opção de parametrização baseada na formulação de Smagorinsky (1963) é aplicada para os coeficientes de difusão horizontal, empregada no caso do espaçamento horizontal ser muito maior que a vertical; ressalte-se que os fluxos turbulentos são parametrizados utilizando a teoria do fluxo-gradiente, conhecida como Teoria *K*. Outra opção também inclui o esquema de Smagorinsky (1963), com correções para a influência da frequência de Brunt-Vaisala (HILL, 1974) e para o número de Richardson (LILLY, 1962).

As demais opções diagnosticam os coeficientes de mistura turbulenta através da parametrização de sub-grade obtida a partir da Energia Cinética Turbulenta (ECT) prognosticada pelo modelo (TEICHRIB, 2008). Para avaliação dos coeficientes de difusão turbulenta na vertical, utiliza-se o esquema de Mellor e Yamada (1974). No caso do espaçamento de grade horizontal ser pequeno, os movimentos convectivos são resolvidos e utiliza-se o esquema proposto por Deardorff (1980), o qual faz uso da ECT para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical. O esquema de Deardorff (1980) é destinado para o *LES*, ou

Simulação de Grandes Turbilhões, em que os movimentos turbulentos resolvidos pelo modelo realizam a maior parte do transporte turbulento.

3.3.5 Microfísica de nuvens

A microfísica de nuvens disponível no BRAMS disponibiliza vários níveis de complexidade incluindo a opção de modelo seco, apenas com umidade ou com precipitação de vários hidro-meteoros (COTTON et al., 2003).

Costa & Paulivequis (2009) detalham o funcionamento de esquemas utilizados nos modelos de microfísica de nuvens, os quais podem ser esquemas de microfísica detalhada e totalizada. De acordo com Cotton et al. (2003), as soluções analíticas para as equações prognósticas só foram possíveis quando aplicadas para previsão da razão de mistura dos hidrometeoros e suas concentrações. Esta opção é obtida pela escolha de níveis de complexidade, nos quais as parametrizações utilizam variáveis prognósticas, geralmente a razão de mistura, e algumas propriedades dos hidrometeoros (COSTA & PAULIVEQUIS, 2009). No esquema totalizador de “um momento”, apenas uma variável prognóstica é utilizada, no caso a razão de mistura, e a concentração dos hidrometeoros é especificada (COSTA & PAULIVEQUIS, 2009). Walko et al. (1995) descrevem esta implementação no RAMS para previsão da razão de mistura dos hidrometeoros. Um importante aspecto dessa estratégia de implementação foi o uso de tabelas de consulta que habilitam soluções rápidas e exatas para as equações. Essas tabelas contêm soluções como função de (x,y) , em que x e y são características do diâmetro das espécies x e y , sendo que fatores como densidade do ar, número de concentrações de x e y não fazem parte da tabela.

Segundo Costa e Paulivequis (2009), quando se utiliza outra variável além da razão de mistura, e esta nova variável também é prognosticada, apenas o diâmetro médio é diagnosticado, e o esquema é chamado de “dois momentos”, sendo descrito por Meyers et al.(1997). No caso do esquema de microfísica detalhada, a resolução baseia-se na classificação dos hidrometeoros por tamanho, envolvendo os termos de fontes e sumidouros para cada categoria (ou “bin”). Além disso, os hidrometeoros são classificados em 7 tipos de categorias, sendo 2 líquidas (nuvem e chuva), 3 sólidas (pristina, neve e agregado) e 2 misturadas (graupel e granizo). Nesta

parametrização são especificados o diâmetro médio para a chuva, neve, agregado, graupel e granizo, a concentração para a nuvem e para os hidrometeoros prístinos.

Entre outros refinamentos no modelo de microfísica de nuvens, Cotton et al. (2003) ressaltam a introdução da equação de conservação de massa e energia e troca de calor para os hidrometeoros precipitantes, permitindo considerar o armazenamento de calor nessas espécies; a previsão do número de gotas nas nuvens a partir da concentração dos núcleos de condensação; e a redefinição das categorias das partículas de gelo.

3.3.6 Modelos de transferências radiativas

O esquema de radiação desenvolvido por Harrington (1997) está disponível no BRAMS e é utilizado neste trabalho. Este esquema trata a interação de 3 bandas solares e 5 infra-vermelhas com um modelo de gases e hidrometeoros. O novo modelo responde ao líquido detalhado e ao tamanho do espectro simulado do hidrometeoro, tanto com o esquema totalizador, quanto com os modelos de microfísica detalhada. Isto permite a simulação das mudanças no aquecimento radiativo que considera o crescimento das gotas até o tamanho precipitável e os processos de retro-alimentação entre a radiação térmica emitida e o processo de condensação da gota (COTTON et al., 2003).

3.4. EXPERIMENTO NUMÉRICO - ESTUDO DE CASO

Neste experimento, o modelo BRAMS foi configurado, inicialmente, com as características superficiais locais da região como topografia, vegetação e tipos de solo, além das opções já descritas anteriormente. Foram definidas 4 grades aninhadas, sendo a de maior domínio, correspondente aos limites da Floresta Nacional de Caxiuanã e seus arredores, e a de menor domínio, correspondente ao sítio de pesquisa do PPBio (Figura 7). A grade de maior domínio possui resolução espacial de 1350 metros, e a de menor domínio resolução de 50 metros. As grades

intermediárias possuem 450 e 150 metros de espaçamento horizontal, respectivamente.

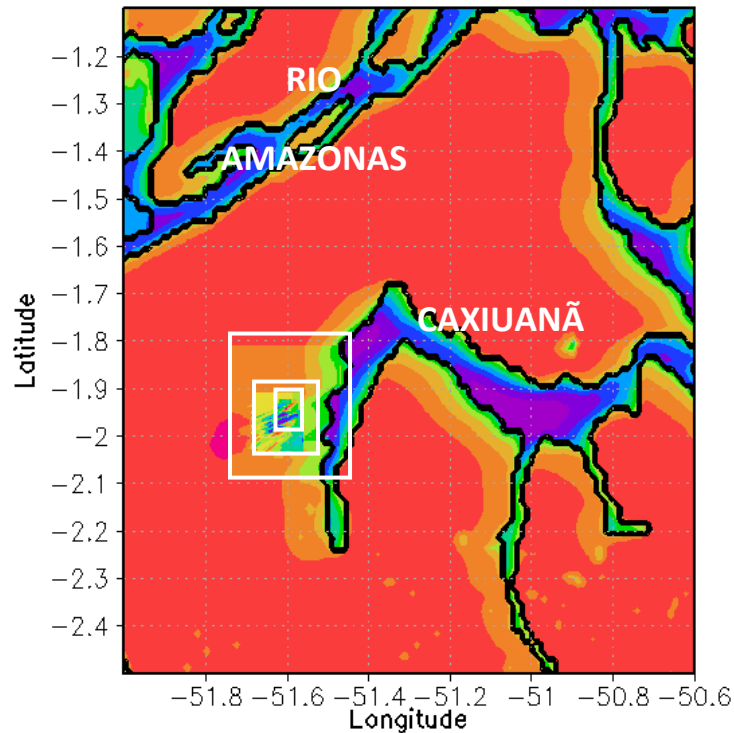


Figura 7. Domínio das grades utilizadas na simulação com o modelo BRAMS.

A resolução vertical é variável com espaçamento inicial de 50 metros na camada mais baixa do modelo, aumentando para cima pelo fator 1.1 até o espaçamento vertical atingir 800 metros, que é mantido até o topo do modelo. Foram definidos também 12 níveis de solo, com umidade variável e as seguintes profundidades: 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 1,0; 1,3; 1,5; 2,0; 3,0; 3,5 e 4 metros. A temperatura da água na Baía de Caxiuaná foi definida como constante, com o valor de 30,5°C, baseado em medidas feitas durante o experimento COBRA-PARA. Para a atmosfera foi adotada uma condição inicial com perfis verticais homogêneos espacialmente obtidos de uma radiosondagem coletada durante o Experimento COBRA-PARA para dados de ventos, temperatura, umidade.

As principais opções utilizadas nas simulações realizadas estão resumidas na Tabela 2.

Tabela 2. Opções utilizadas nas simulações

Número de grades	4
Tempo de simulação (horas)	24
Pontos de grade em x	Grade 1 – 140 Grade 2 – 68 Grade 3 -125 Grade 4 - 128
Pontos de grade em y	Grade 1 – 140 Grade 2 – 68 Grade 3 – 125 Grade 4 – 128
Pontos de grade em z (altura)	35
Centro da grade (lat/lon)	Grade 1 - 1.8°S/51.3°W Grade 2 - 1.95°S/51.6°W Grade 3 -1.95°S/51.6°W Grade 4 -1.95°S/51.6°W
Números de camada no solo	12
Espaçamento Horizontal (m por m)	Grade 1 – 1350 Grade 2 – 450 Grade 3 – 150 Grade 4 – 50
Parametrização de radiação de onda curta/onda	Opção 3 - Harrington
Parametrização de nuvens cúmulos/fechamento	Desativada
Inicialização da umidade do solo	Espacialmente Homogênea
Nível de microfísica	Nível 3
Parametrização de cúmulos rasos	Desativada

Inicialmente, foi realizada uma simulação para um período de 24 horas para avaliar a evolução diurna e noturna dos processos de micro e meso-escala locais. O período de 24 horas simuladas correspondem às 12:00 UTC do dia 7 de novembro

de 2006 até as 12:00 UTC do 8 de novembro de 2006. Convencionou-se denominar este experimento de EXPERIMENTO CONTROLE.

A partir das condições observadas no EXPERIMENTO CONTROLE, foram definidos outros 3 experimentos, com o objetivo de testar a sensibilidade do modelo e verificar as possíveis mudanças nos processos representados no EXPERIMENTO CONTROLE. As opções básicas de configuração do BRAMS foram mantidas nestes outros experimentos. As alterações realizadas consistiram apenas no teste de situações físicas distintas na área simulada, como é apresentado na Tabela 3.

Tabela 3. Experimentos de sensibilidade

Nome do Experimento	Característica principal
EXPERIMENTO SUPERFÍCIE (TS-1)	Substituição das superfícies aquáticas por áreas vegetadas
EXPERIMENTO VENTO MENOR (TS-2)	Condição inicial com velocidade do vento mais fraca 50%
EXPERIMENTO VENTO MAIOR (TS-3)	Condição inicial com velocidade do vento mais forte 50%

O EXPERIMENTO SUPERFÍCIE tem como objetivo verificar a influência da Baía de Caxiuana e dos rios próximos sobre a circulação local. Para tal objetivo, a superfície heterogênea do EXPERIMENTO DE CONTROLE, com a presença da baía de Caxiuana e outros rios, foi alterada para uma superfície de floresta homogênea, sem a presença dos corpos d'água. O EXPERIMENTO VENTO MENOR e VENTO MAIOR teve como objetivo avaliar o impacto da variabilidade da magnitude do vento nos fluxos de superfície. Este experimento foi configurado considerando ventos mais fracos e mais fortes como condição inicial da atmosfera do modelo. As Figuras 8 e 9 mostram, respectivamente, os valores iniciais das componentes da velocidade do vento na inicialização do modelo no caso do EXPERIMENTO CONTROLE, e para as situações os outros experimentos (EXPERIMENTO VENTO MENOR e EXPERIMENTO VENTO MAIOR), em que os perfis tiveram a velocidade do vento alterada, de acordo com o objetivo, até o nível de 1300 metros de altura.

Perfil inicial de velocidade do Vento (u) – 12:00UTC

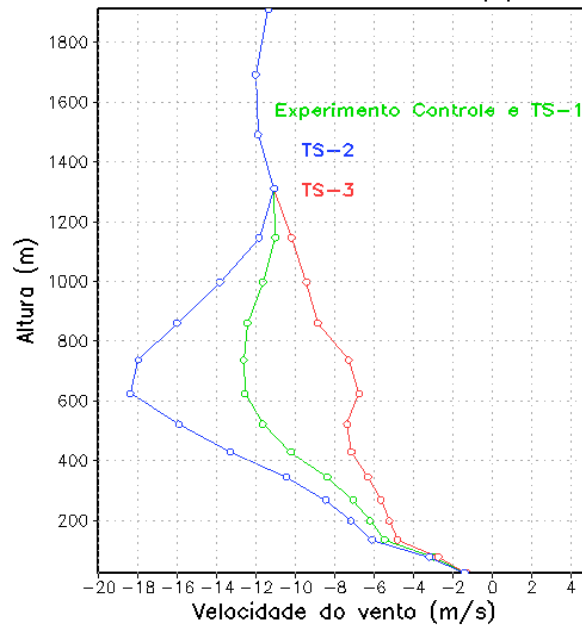


Figura 8. Perfis iniciais da componente zonal do vento (u) para os experimentos realizados.

Perfil inicial de velocidade do Vento (v) – 12:00UTC

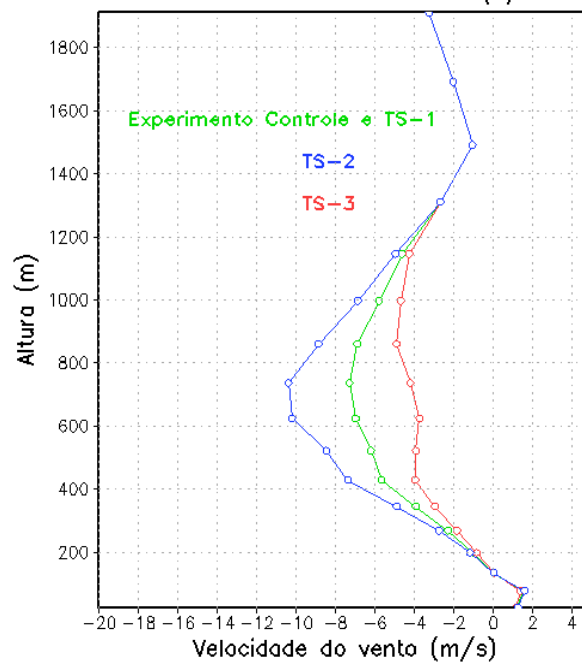


Figura 9. Perfis iniciais da componente meridional do vento (v) para os experimentos realizados.

4. RESULTADOS

Os resultados a serem apresentados correspondem a uma análise meteorológica do período do Experimento COBRA-PARÁ e das simulações do modelo para o experimento de controle e experimentos de sensibilidade que avaliam o impacto da variação da intensidade dos ventos e da presença da Baía de Caxiuanã.

4.1. CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DO PERÍODO ESTUDADO

Inicialmente é apresentada uma análise das condições meteorológicas na escala sinótica e local verificadas sobre a Amazônia e sobre a região de Caxiuanã durante o período do Experimento COBRA-Pará, mais especificamente também para o dia 7 de novembro de 2006, no qual foi realizada a simulação utilizando o modelo BRAMS, e cujo detalhamento será descrito posteriormente.

Segundo o Boletim Climanálise (CLIMANÁLISE, 2006), durante o mês de novembro de 2006, as chuvas intensas que ocorreram na região Norte, estiveram associadas à configuração da circulação anti-ciclônica característica dos meses de verão na alta troposfera e à atuação de linhas de cumulonimbus que se formaram ao longo da costa. A atividade convectiva moderada verificada sobre esta região também teve influência quando houve atuação de um episódio de ZCAS. Durante o período do Experimento COBRA-Pará, configurou-se um episódio de ZCAS entre os dias 10 e 14 de novembro, com uma banda de nebulosidade associada cobrindo grande parte da Amazônia, das regiões Nordeste e Sudeste e também o Oceano Atlântico (Figura 10).

A banda de nebulosidade associada à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) manteve-se praticamente zonal, oscilando entre 10°N e 5°N, em torno de sua posição climatológica, não estando acima da região de estudo.

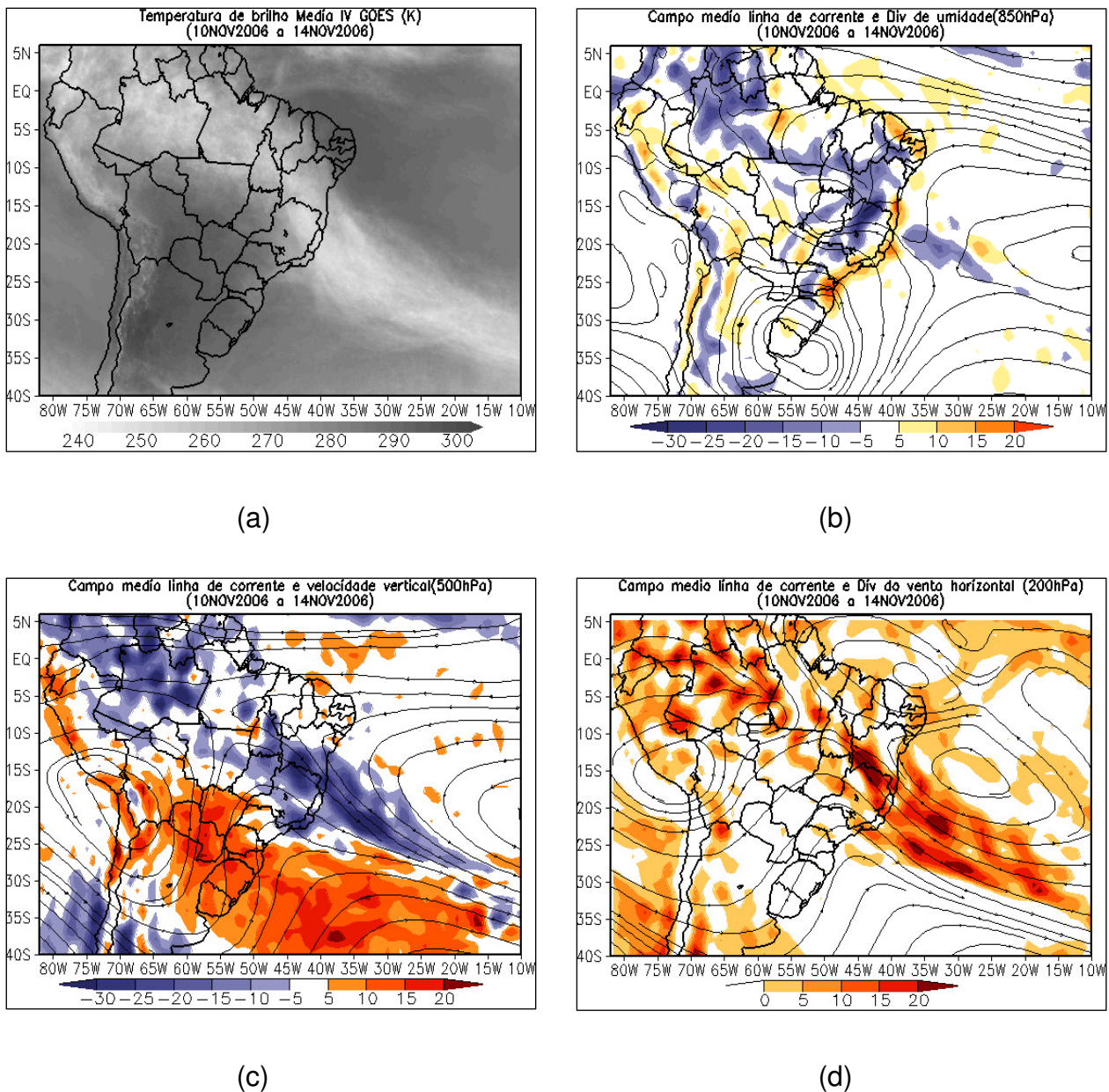


Figura 10. Campos meteorológicos do episódio de ZCAS que ocorreu no período 10 a 14 de NOVEMBRO de 2006, para: (a) temperatura de brilho média Satélite GOES 12; (b) campo médio de linha de corrente e divergência de umidade no nível de 850 hPa ($10^{-8} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$); (c) campo médio de linha de corrente e velocidade em 500 hPa ($10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$); (d) campo médio de linha de corrente e vorticidade relativa no nível de 200 hPa (10^{-5} s^{-1}). Fonte: Adaptada de Climanálise (2006).

Linhas de Instabilidade (LI) são muito freqüentes na região da Amazônia (COHEN et al., 1995). Durante o mês de novembro de 2006 várias LI ocorreram ao longo da costa estendendo-se preferencialmente entre as Guianas e o norte do Maranhão e apresentaram um grande desenvolvimento das nuvens cumulonimbus,

(CLIMANÁLISE, 2006). No período do Experimento COBRA-Pará, houve vários episódios de LI's (dias 4, 5, 6, 8, 9 e 15 de novembro), sendo que a linha de instabilidade observada no dia 6 de novembro atingiu a região de Caxiuanã (Figura 11), provocando uma chuva de 0,3mm às 18:00 do horário local (MONTEIRO DA SILVA, 2008).

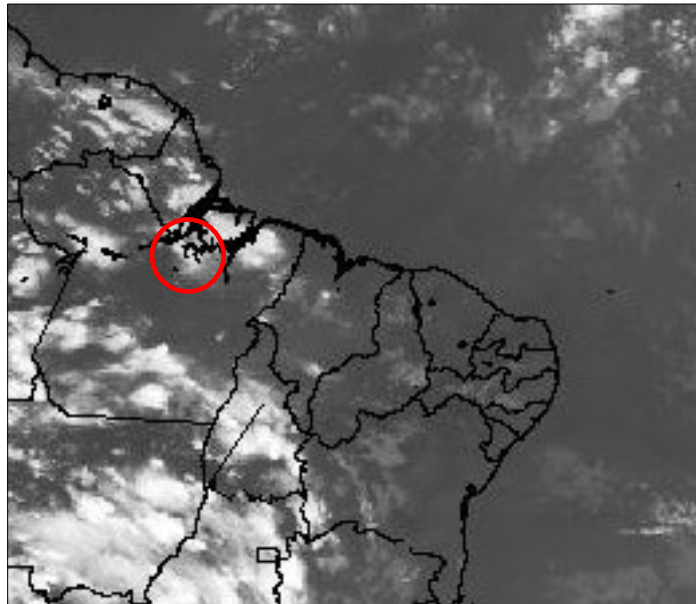
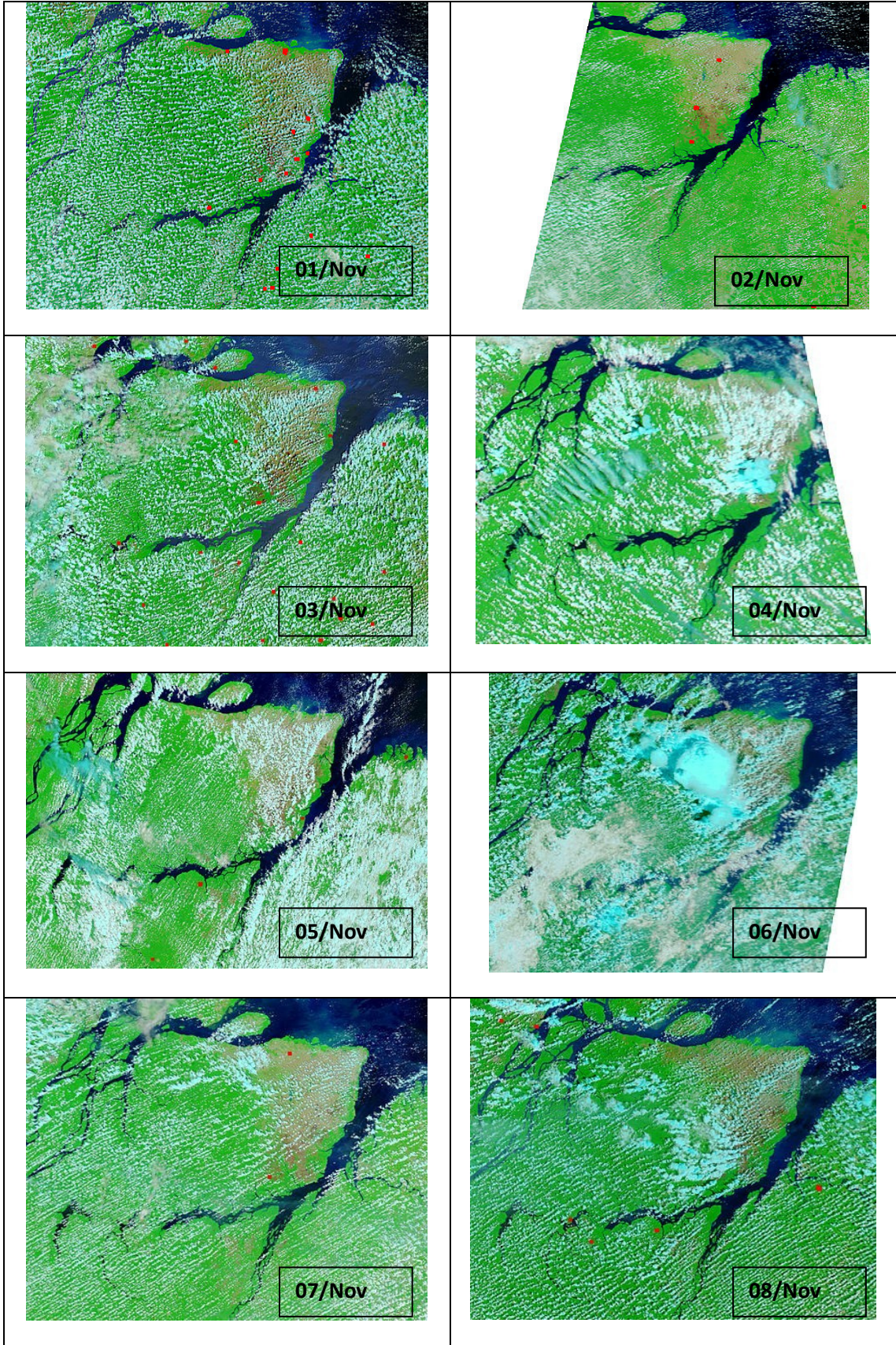


Figura 11. Imagem do satélite GOES-12, no canal infravermelho, às 21:00 UTC, no dia 06 de novembro de 2006, mostrando a ocorrência da linha de instabilidade; área do círculo vermelho sobre a Floresta Nacional de Caxiuanã. Fonte: adaptada de Climanálise (2006).

Também foram observadas imagens do sensor MODIS-Terra para todo o período do Experimento COBRA-Pará (Figura 12) e em especial para o dia 07 de novembro (Figura 13). A Figura 12 não apresenta a imagem de satélite do dia 11 de novembro, pois esta foi disponibilizada com falhas. As imagens dos outros dias mostram que neste período houve a ocorrência do fenômeno denominado “*cloud streets*” ou avenidas de nuvens, descrito por Ramos da Silva et al. (2008, 2010). As avenidas de nuvens apresentam-se em um padrão alinhado com os ventos alíseos de nordeste e em alguns locais com as superfícies de água, como o Rio Amazonas e Baía de Caxiuanã (RAMOS DA SILVA, 2008, 2010). Estas imagens revelam que a predominância dos ventos e a presença da Baía de Caxiuanã devem ter um papel relevante no balanço de energia e nos fluxos de superfície na região da Floresta Nacional de Caxiuanã.



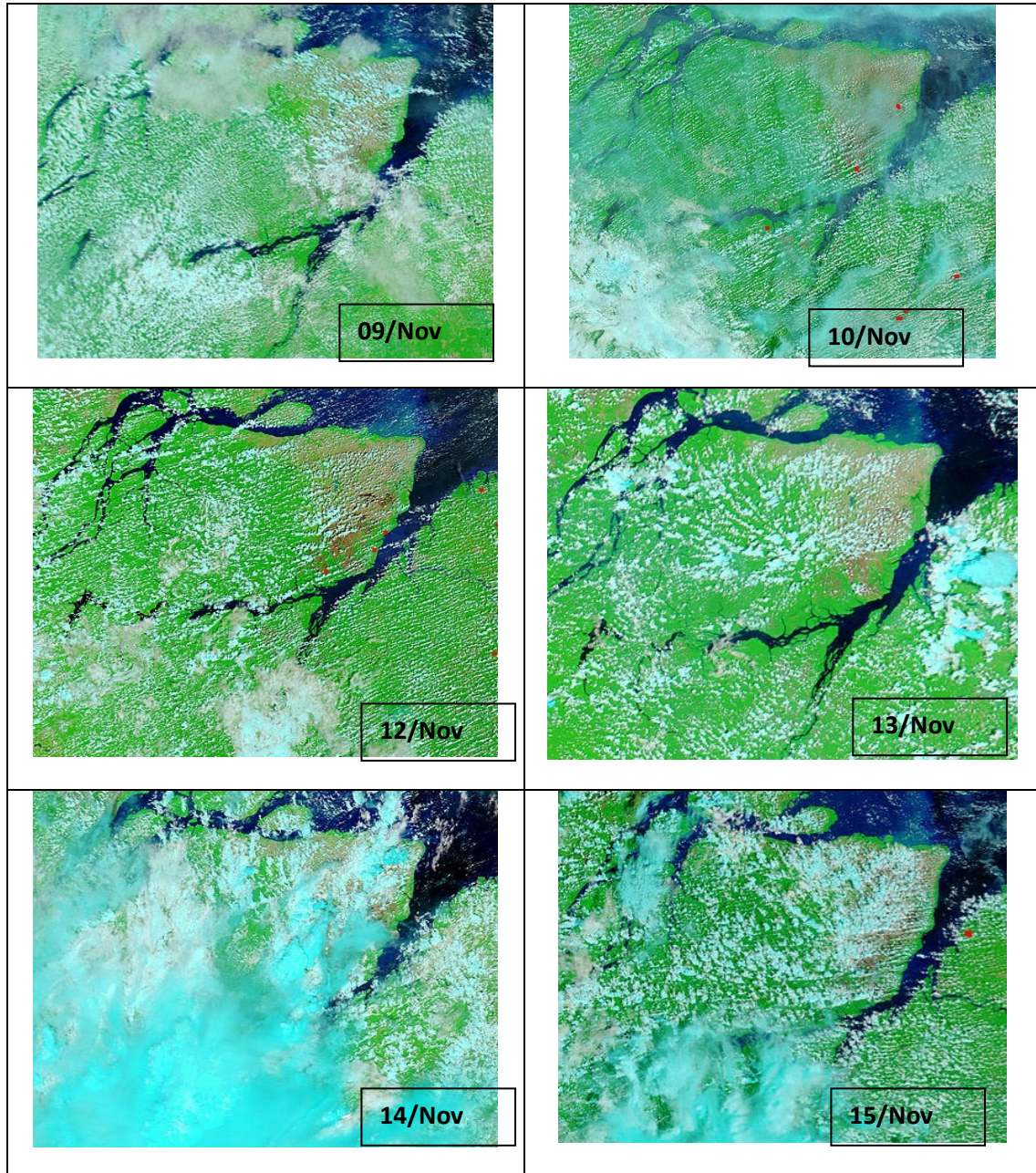


Figura 12. Imagens da região do experimento proporcionadas pelo sensor MODIS, satélite Terra para o período do Experimento COBRA-PARÁ. Fonte: MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC (disponível em: <http://www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>).

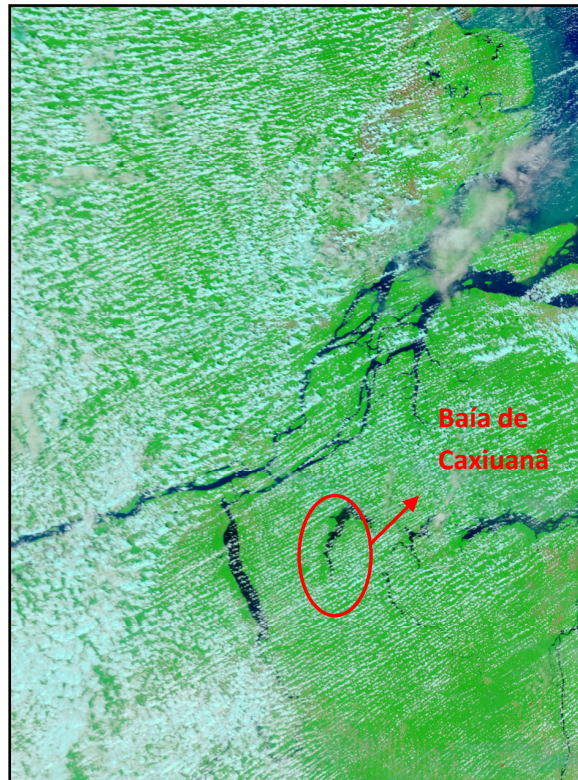


Figura 13. Imagem da região do experimento proporcionadas pelo sensor MODIS-Terra, composição 7-2-1, do dia 07 de novembro de 2006. Fonte: MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC (disponível em: <http://www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>).

4.2. EXPERIMENTO NUMÉRICO DE CONTROLE

A análise descrita a seguir corresponde aos resultados do experimento de controle realizado com o modelo BRAMS para o período entre 12:00 UTC do dia 07 de novembro e 12:00 UTC de 08 de novembro de 2006.

4.2.1 Avaliação do desempenho do modelo

A avaliação do desempenho do modelo consiste na comparação das condições simuladas pelo modelo com aquelas obtidas com as radiossondagens realizadas durante o Experimento COBRA-Pará. Essa comparação possibilita avaliar o comportamento de algumas variáveis (componente zonal e meridional do vento,

temperatura, temperatura potencial equivalente e temperatura do dossel da floresta ao longo da simulação.

Na análise comparativa, foi avaliada a evolução das variáveis ao longo da simulação, assim como os perfis simulados e da sondagem nos horários individuais correspondentes, sendo 15, 18, 21 UTC do dia 07 de novembro de 2006 e os horários de 00, 03, 06, 09 e 12 UTC relativos ao dia 8 de novembro de 2006. Estas comparações são feitas inicialmente com resultados da simulação obtidas para a localidade da Estação Ferreira Pena, onde foram feitas as sondagens.

Na figura 14, relativa à componente zonal do vento (u), observa-se a presença de ventos alíseos de leste para ambos: a simulação, e as observações feitas pelas radiosondagens. Os resultados do modelo apresentam ventos fortes (acima de 08 m/s) para o dia 07, principalmente nos níveis entre 1200 e 2500 metros. No entanto, a persistência destes ventos fortes observados pelas sondagens não foram bem simulados pelo modelo para o dia 08 de Novembro. Estes resultados sugerem que estes jatos são fenômenos remotos que se propagam para a região. Isto também corrobora os resultados de Nogueira (2008), também para o escoamento acima de Caxiuanã durante o COBRA-PARÁ. De fato simulações feitas por Cohen et al. (2006) mostraram que os jatos de baixos níveis na região devem ser causados pelo baixo coeficiente de arrasto das superfícies aquáticas, principalmente do Rio Amazonas, que canalizam ventos mais intensos dando origem aos jatos de baixos níveis. A componente meridional do vento (v) mostra uma relativa concordância entre modelo e observações para os níveis entre 300 e 1200 metros até as 18:00 UTC (Figura 15). No entanto, novamente o modelo subestimou a magnitude dos ventos no período noturno, e não conseguiu simular corretamente a direção, que de acordo com as sondagens apresentavam-se de nordeste. Análises espaciais que serão mostradas em seguida mostram que nuvens convectivas simuladas ao sul do rio Amazonas foram os principais responsáveis por esta discrepância entre os resultados do modelo e as observações para o período da madrugada e início da manhã do dia 08 de novembro.

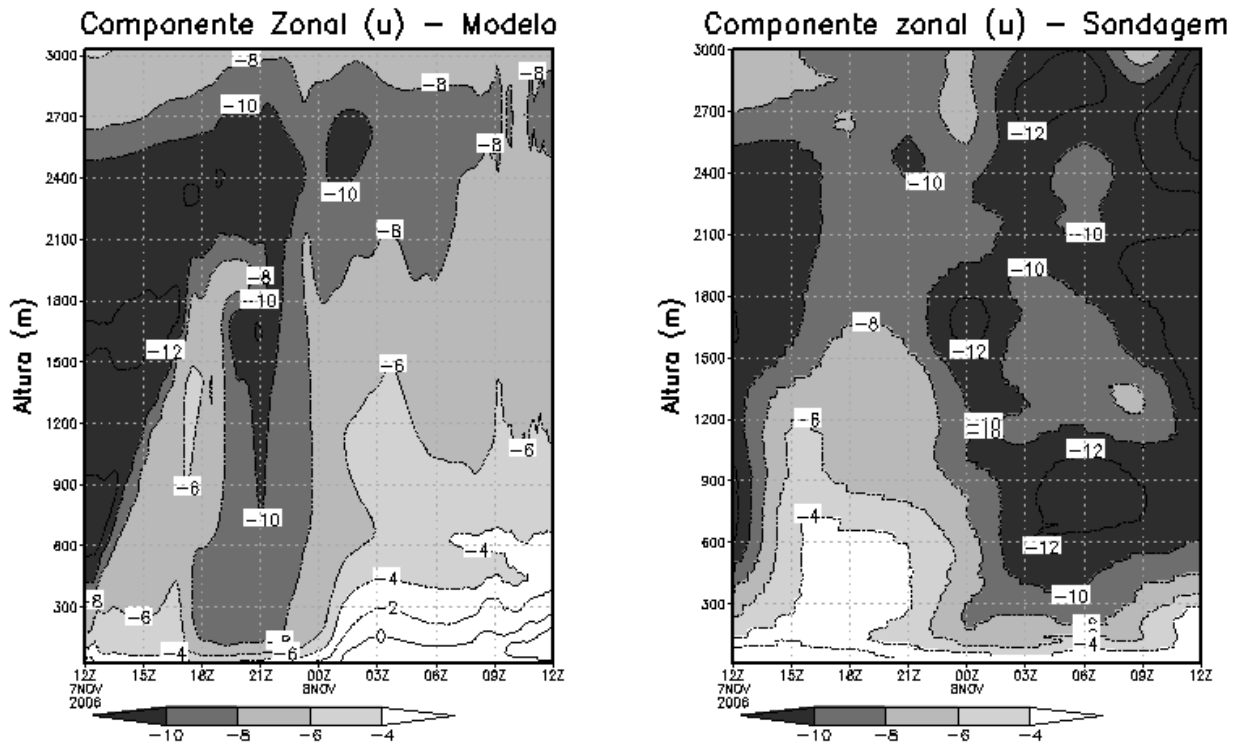


Figura 14. Evolução da componente zonal do vento (u) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

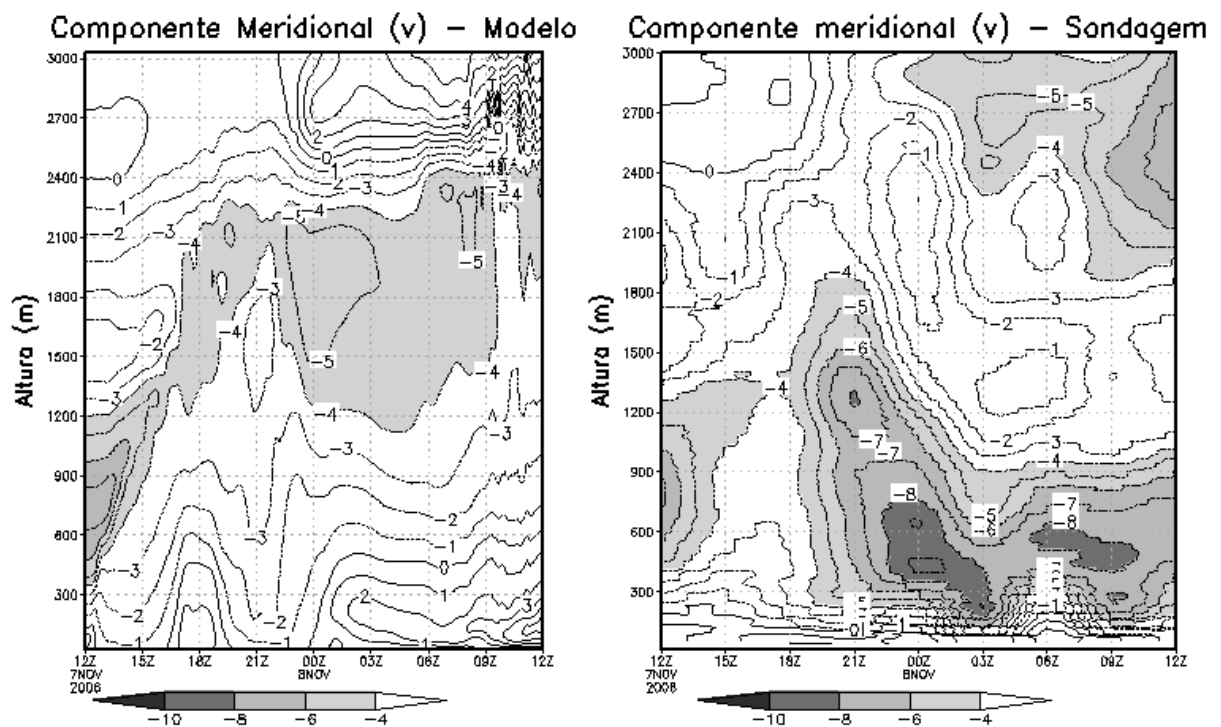


Figura 15. Evolução da componente meridional do vento (v) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

A evolução da temperatura do ar ao longo da simulação (Figura 16) apresenta boa evolução para o dia 7 de novembro, mas não representa bem o resfriamento noturno ocorrido no dia 8. Percebe-se uma diferença entre os resultados do modelo e das sondagens de 1°C a 2°C. Ainda que haja esta diferença, a variação vertical da temperatura observada pelo modelo concorda com a variação da temperatura verificada na sondagem até as 21 UTC.

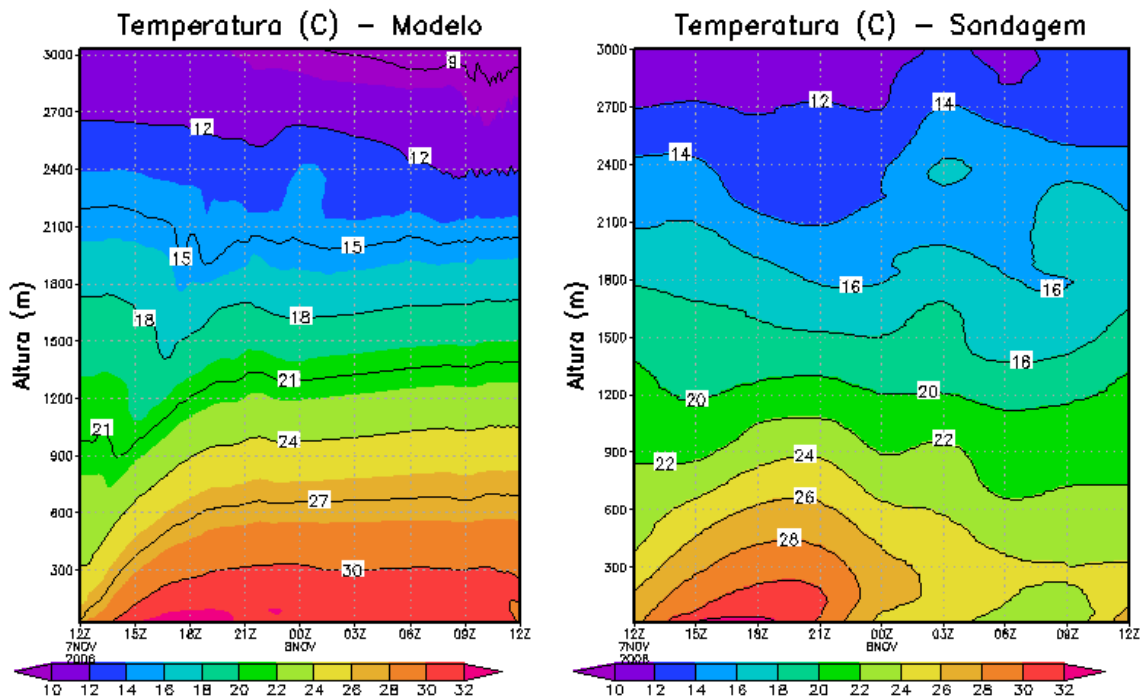


Figura 16. Evolução da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

A temperatura potencial equivalente acrescenta uma importante informação acerca da característica termodinâmica da atmosfera. Esta variável apresenta dois máximos próximos da superfície da ordem de 345K (Figura 17). No entanto, os máximos simulados aparecem algumas horas após o horário observado. No início da simulação ocorre uma boa representação da evolução da temperatura que representa o crescimento da camada limite planetária. No entanto, o decaimento noturno observado nos níveis mais altos não foi bem simulado pelo modelo.

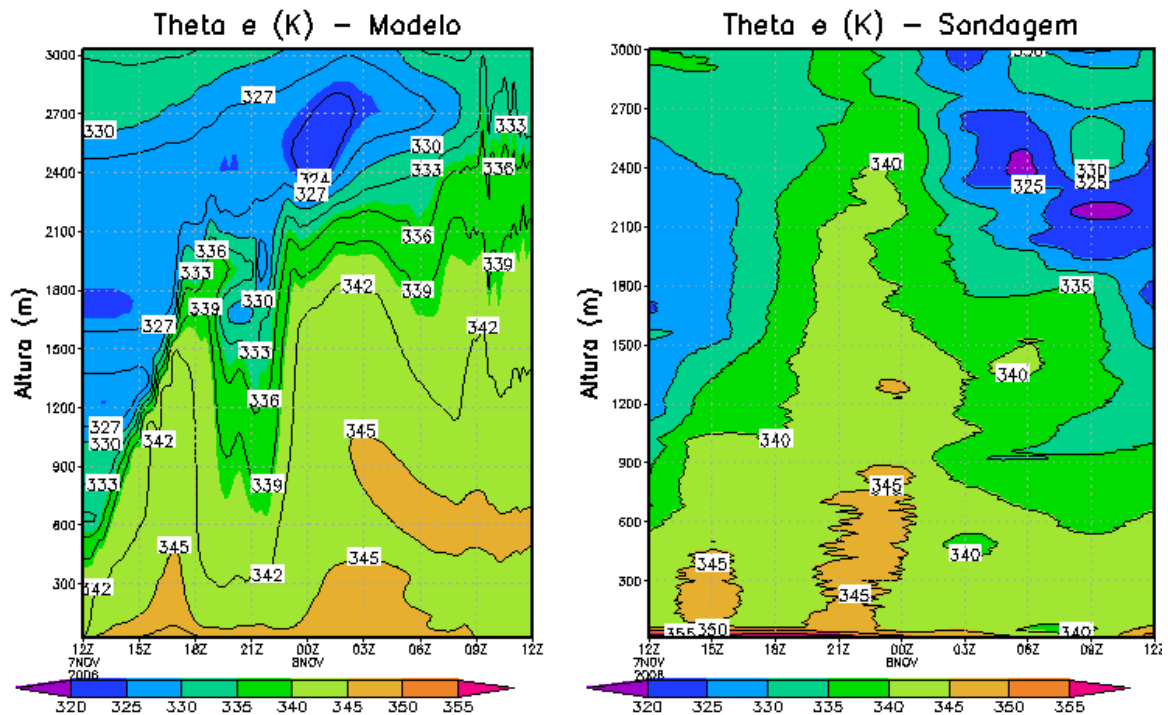


Figura 17. Evolução da temperatura potencial equivalente (θ_e) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

Os dados da simulação analisados até o momento referem-se à grade de menor resolução, na localidade da Estação Ferreira Pena, no ponto onde foram feitas as sondagens. Esta região também foi simulada com a grade de maior resolução, na grade do sítio do PPBIO, conforme mostrado a seguir.

Na grade de maior resolução (grade 4), a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) obteve resultado semelhante ao que foi verificado na grade de menor resolução, apresentando uma boa evolução no dia 7 de novembro. Entretanto, após as 21:00 UTC a representação não foi satisfatória (Figura 18). A mesma situação ocorre para os ventos, cujos valores simulados para u corresponderam ao que foi observado até as 18:00 UTC, mas foram superestimados em até 6 m/s próximo a superfície, entre 18:00 e 21:00 UTC, e após deste horário foram subestimados no modelo (Figura 19).

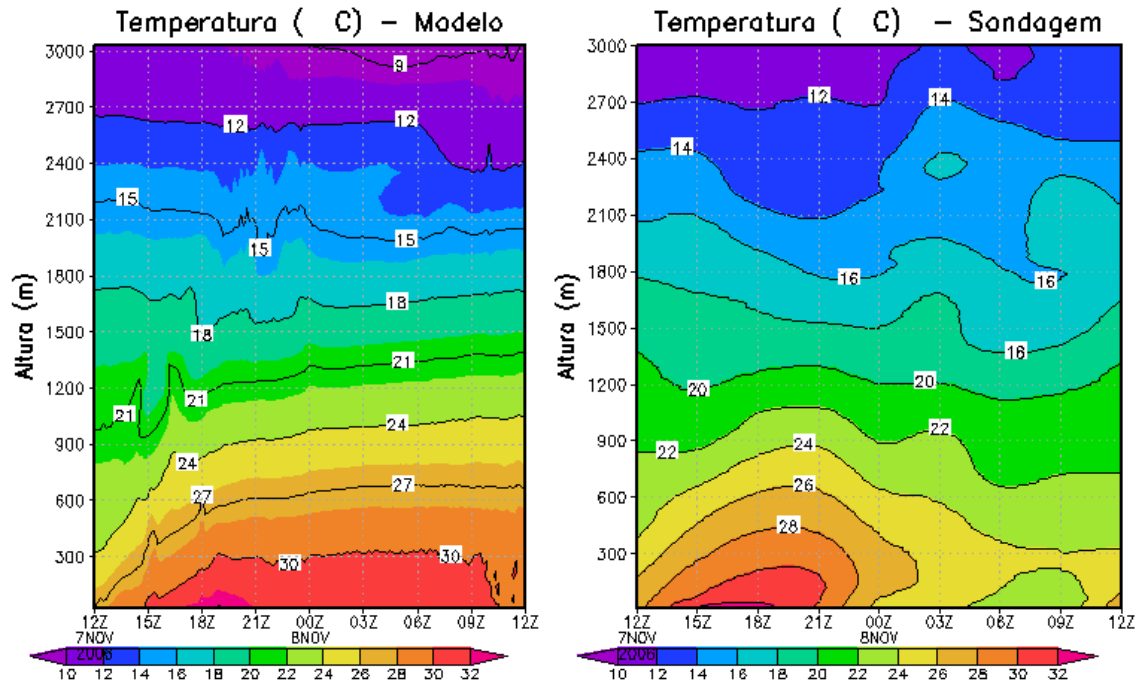


Figura 18. Evolução da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) na grade 4, no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC

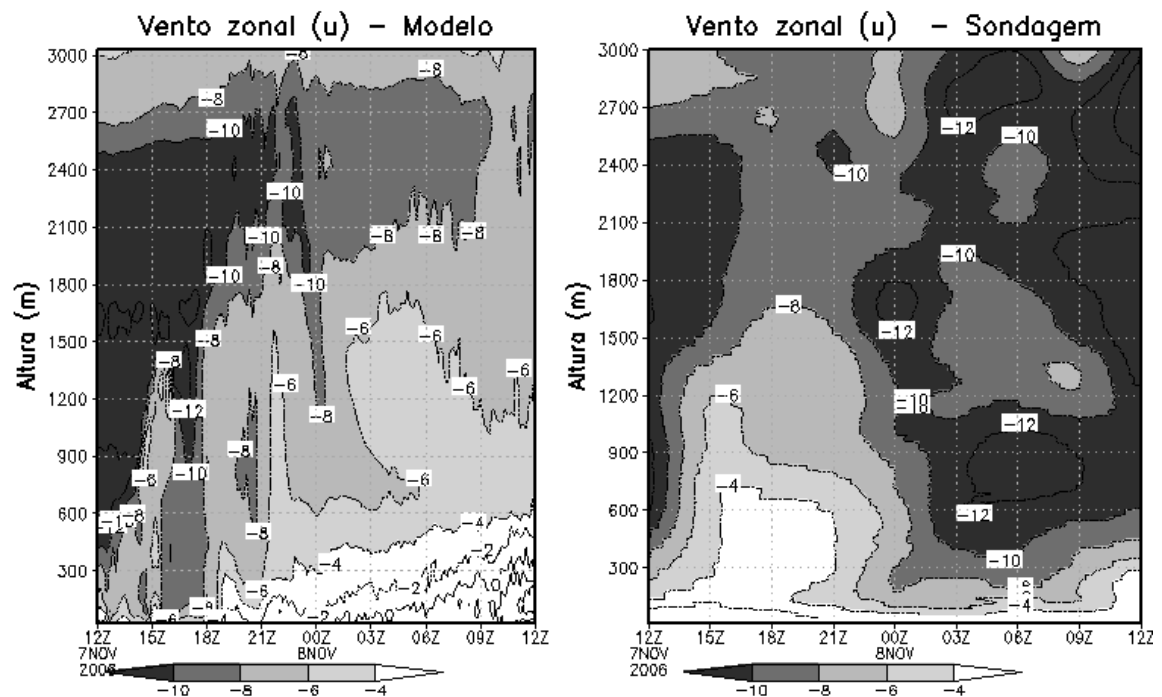


Figura 19. Evolução da componente zonal do vento do vento (u) no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

O vento meridional (v) simulado na grade 4 (Figura 20) oscilou bastante até as 21:00 UTC, mas conseguiu ser bem representado pelo modelo em termos de magnitude. Entretanto, o modelo não conseguiu simular corretamente os ventos de nordeste observados pelas sondagens.

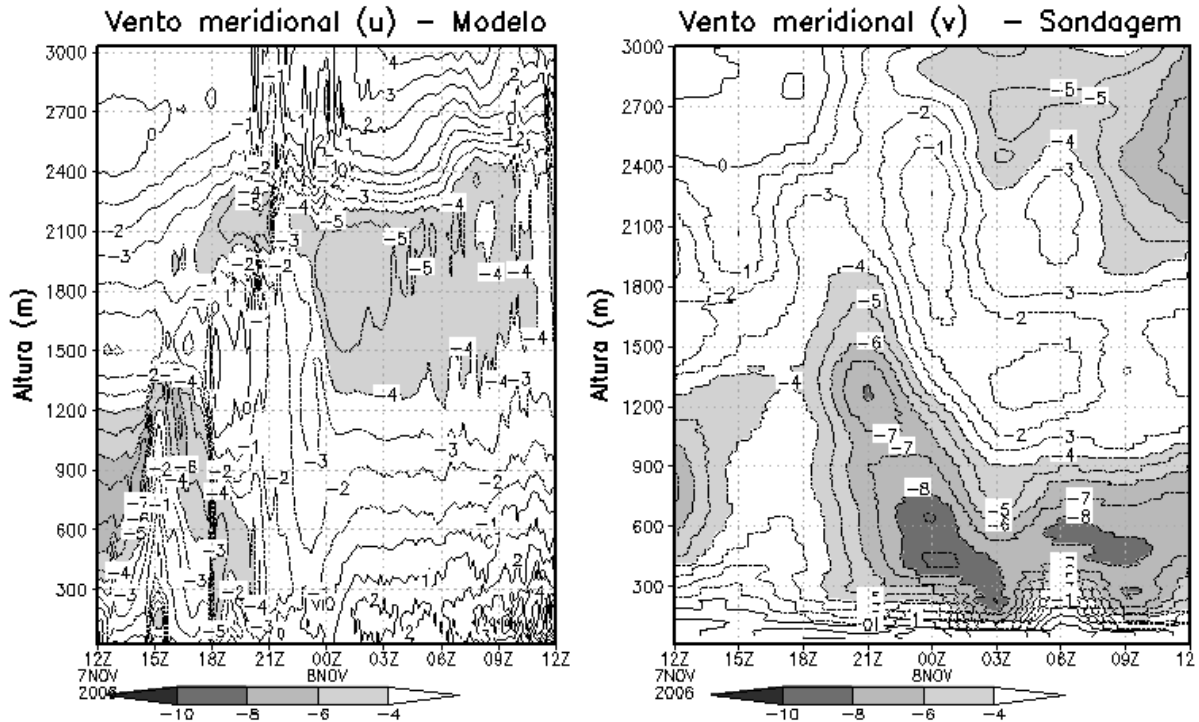


Figura 20. Evolução da componente meridional do vento (v) na grade 4, no modelo, à esquerda, e na sondagem, à direita, para o período entre 07 de novembro 12:00 UTC e 08 de novembro 12:00 UTC.

O fato do modelo não obter uma boa representação após as 21:00 UTC está associado a ocorrência de chuva na simulação, conforme observado na Figura 21, a qual apresenta a taxa de precipitação ocorrida ao longo da simulação num ponto especificado da grade de maior resolução (-2°S , -51.6°W). A torre micrometeorológica situada na Estação Científica Ferreira Penna, entretanto, não registrou precipitação neste dia.

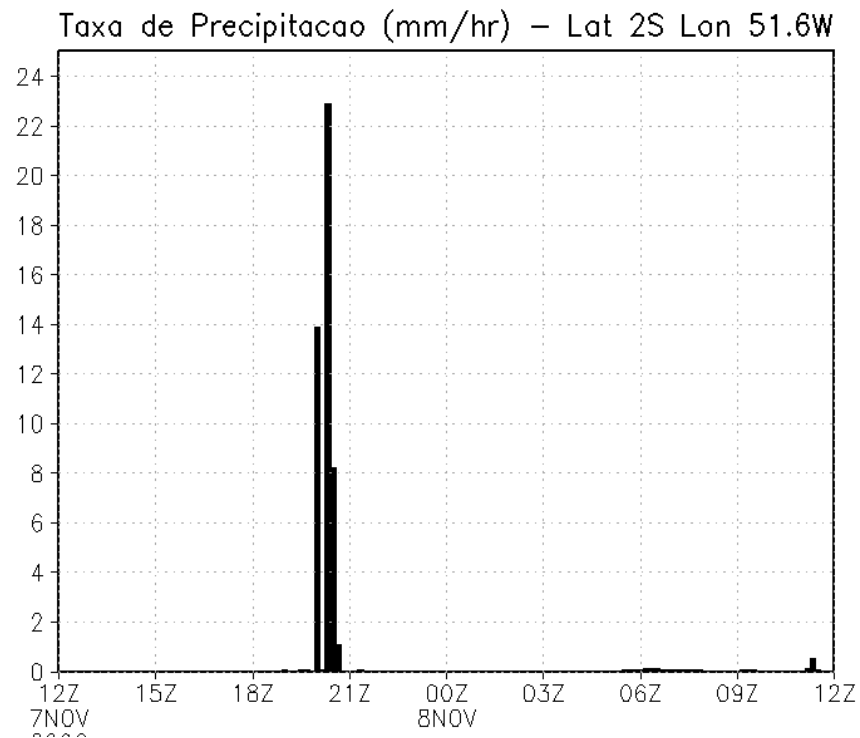


Figura 21. Taxa de precipitação resolvida pelo BRAMS durante a simulação.

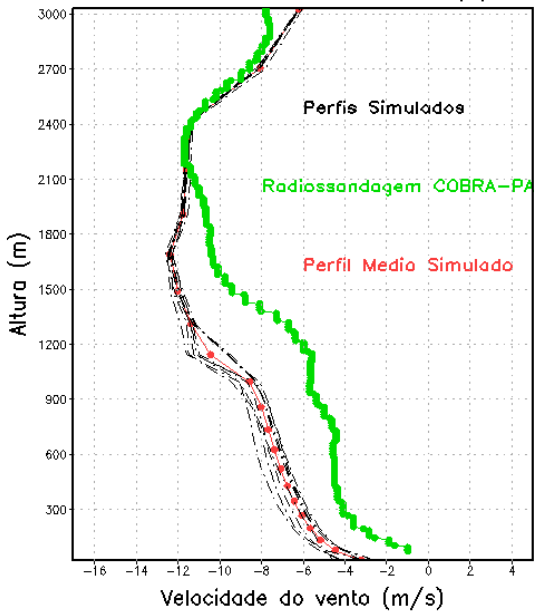
Para cada horário em que as sondagens foram realizadas também foram verificados os perfis simulados em 10 pontos da grade 1, espaçados com distância variando entre $0,1^\circ$, $0,2^\circ$ e $0,3^\circ$ no sentido latitudinal e longitudinal, em relação à coordenada central em que foi realizada a radiossondagem ($-1,74^\circ\text{S}$; $51,46^\circ\text{W}$), conforme mostrado na tabela 4.2.1.1. A partir desses 10 pontos, foi obtida uma média, calculada como o perfil médio simulado entre os pontos. Este procedimento foi efetuado para avaliar a variabilidade das condições atmosféricas próximo da Estação Ferreira Penna, onde foram realizadas as sondagens. As Figuras 22 e 23 correspondem aos perfis da velocidade do vento zonal (u).

Tabela 4. Coordenadas dos dez pontos simulados da grade 1

Ponto	Coordenada
Ponto 1	1,54 °S ; 51,46°W
Ponto 2	1,64 °S ; 51,36°W
Ponto 3	1,84 °S ; 51,36°W
Ponto 4	1,94 °S ; 51,46°W
Ponto 5	1,84 °S ; 51,56°W
Ponto 6	1,64 °S ; 51,56°W
Ponto 7	1,74 °S ; 51,66°W
Ponto 8	2,04 °S ; 51,46°W
Ponto 9	1,74 °S ; 51,26°W
Ponto 10	1,44 °S ; 51,56°W

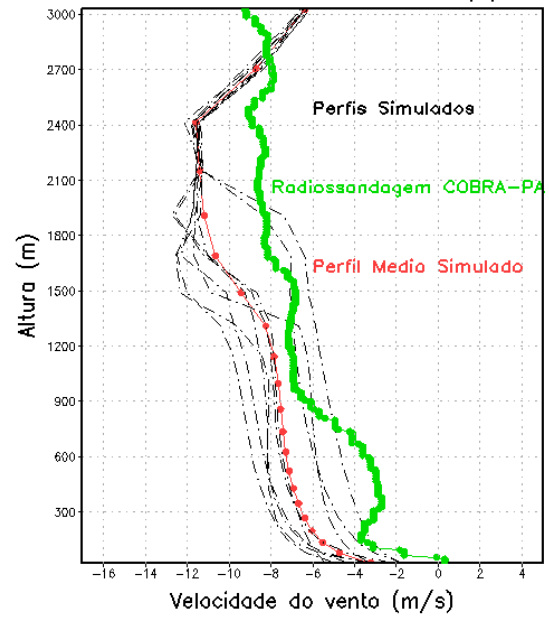
Após três horas de simulação, observa-se que o perfil médio da componente zonal do vento (u) simulada seguiu o perfil da sondagem, embora os valores estejam com até 3 m/s de diferença (Figura 22a) Nos demais horários observados nas figuras 22 e 23 não há concordância entre perfis simulados e os observados pela radiossondagem.

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 1500 UTC



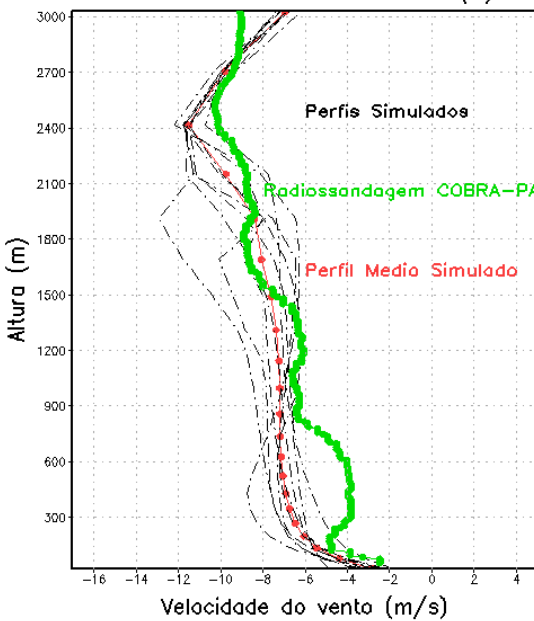
(a)

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 1800 UTC



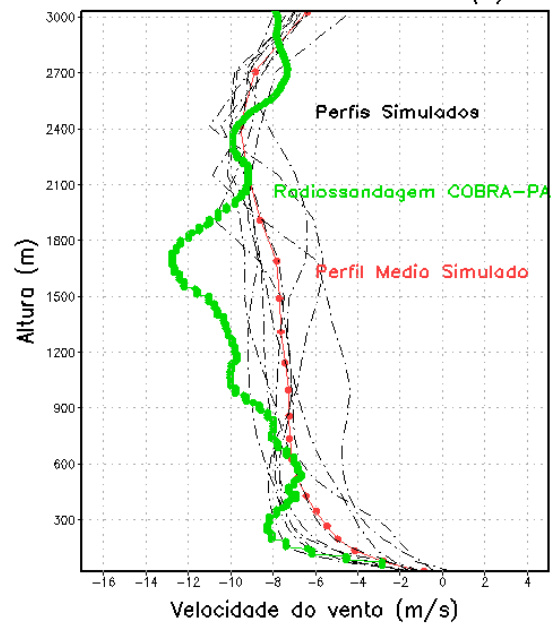
(b)

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 2100 UTC



(c)

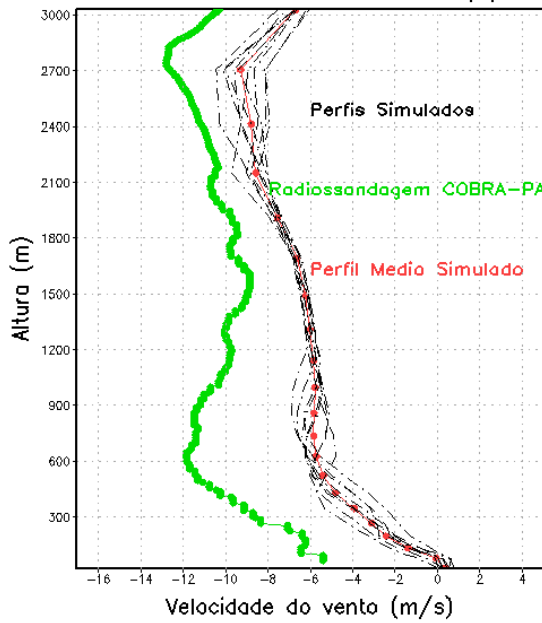
Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 0000 UTC



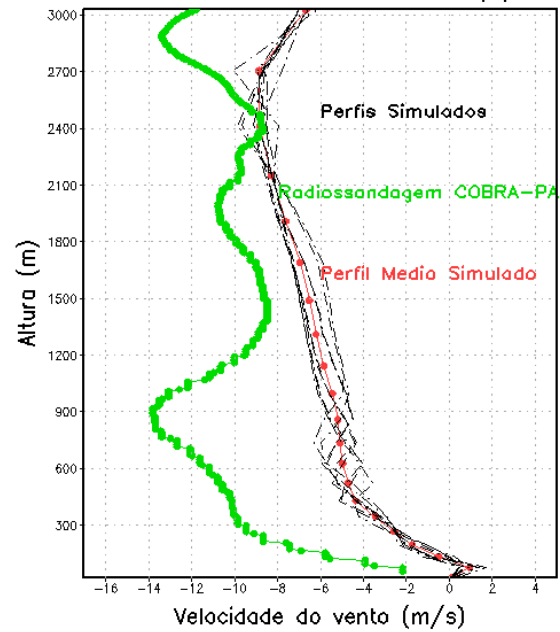
(d)

Figura 22. Perfis do vento zonal (u) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC; do dia 07 de novembro de 2006; e (d): à 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006.

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 0300 UTC Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 0600 UTC

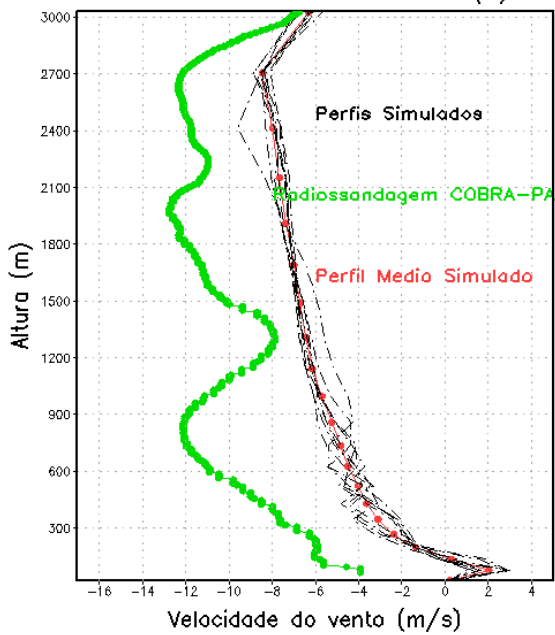


(a)



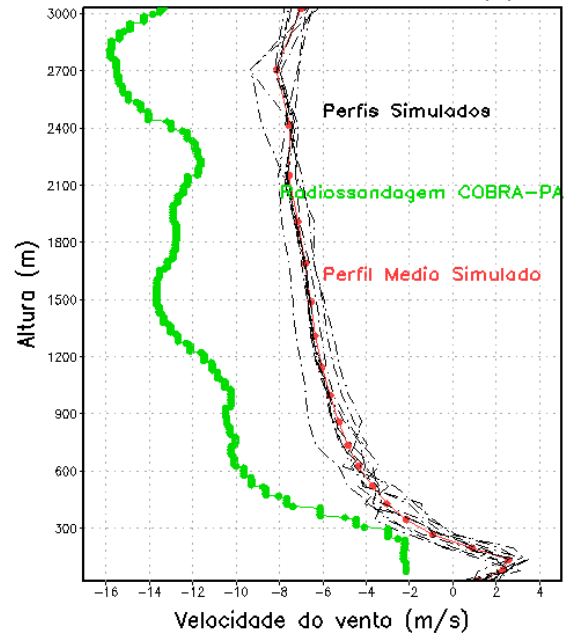
(b)

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 0900 UTC



(c)

Perfil de velocidade do Vento zonal (u) 1200 UTC



(d)

Figura 23. Perfis do vento zonal (u) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 03:00 UTC; (b) às 06:00 UTC; (c) às 09:00 UTC; (d): às 12:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.

Além dos perfis da componente zonal do vento (u), foram também comparados os perfis da componente meridional do vento (v), da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e da umidade relativa (%).

Os perfis da componente meridional do vento (v) foram avaliados ao longo de toda a simulação (Figuras 24 e 25). Já os perfis de temperatura e umidade relativa, são mostrados nas Figuras 26 e 27. Considerando o fato de que a partir de 00:00 UTC, os perfis não apresentam concordância, estes não serão apresentados.

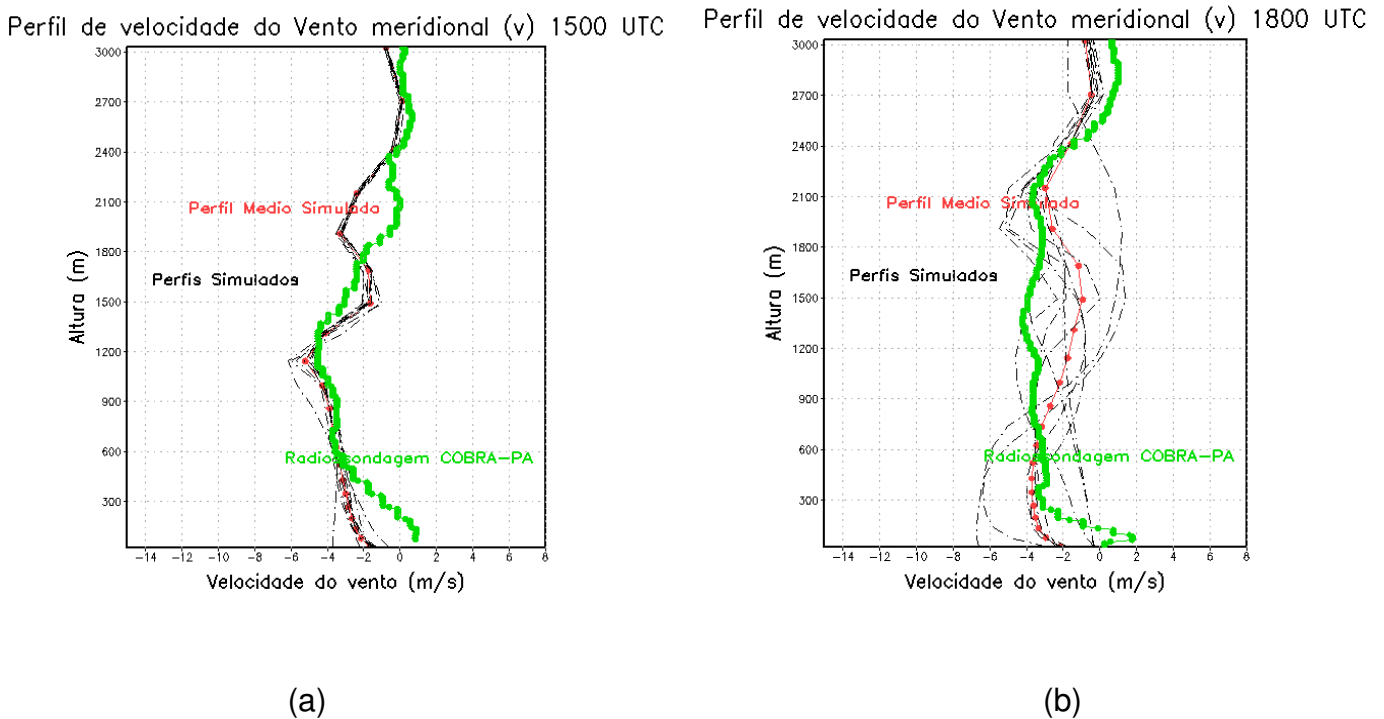
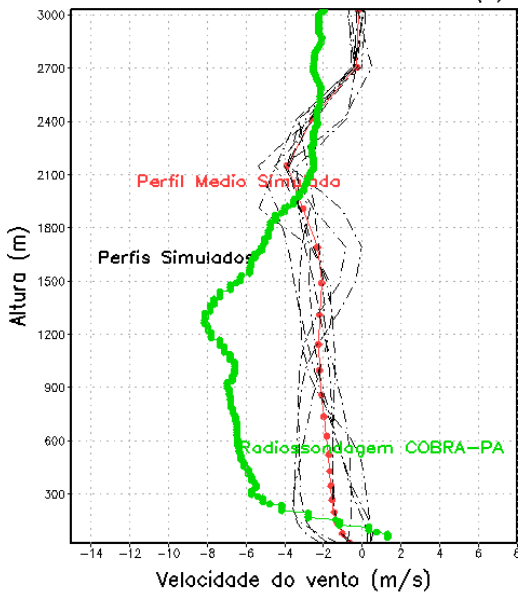


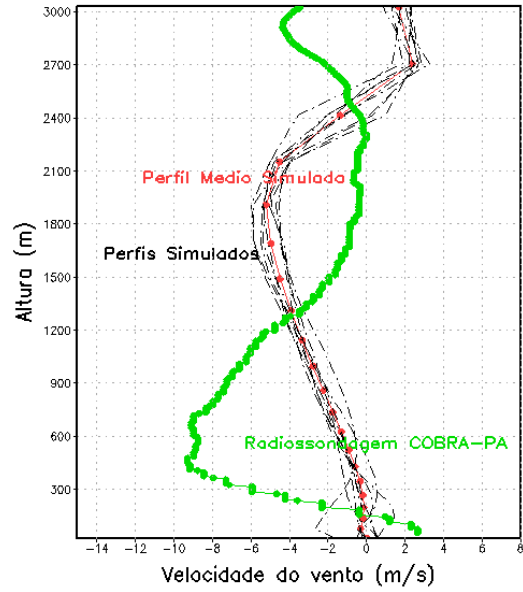
Figura 24. Perfis do vento meridional (v) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006.

Perfil de velocidade do Vento meridional (v) 2100 UTC



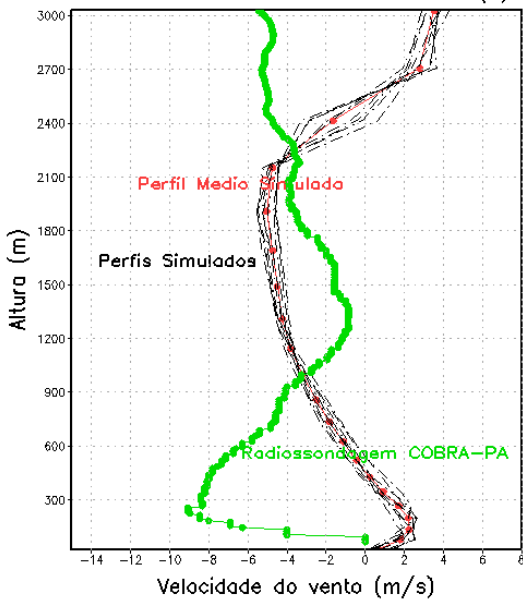
(a)

Perfil de velocidade do Vento meridional (v) 0000 UTC



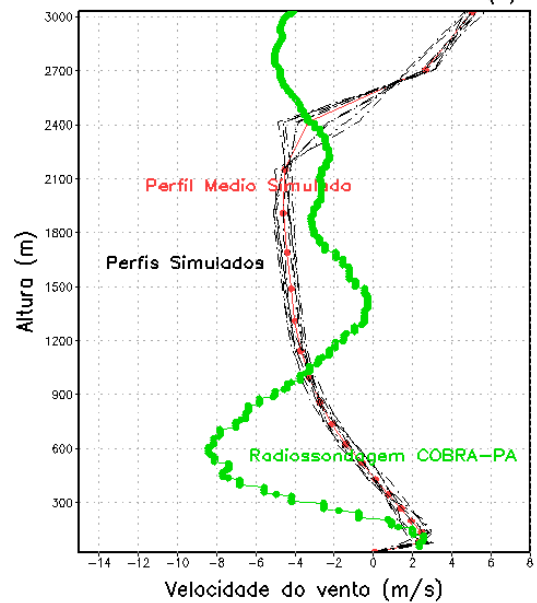
(b)

Perfil de velocidade do Vento meridional (v) 0300 UTC



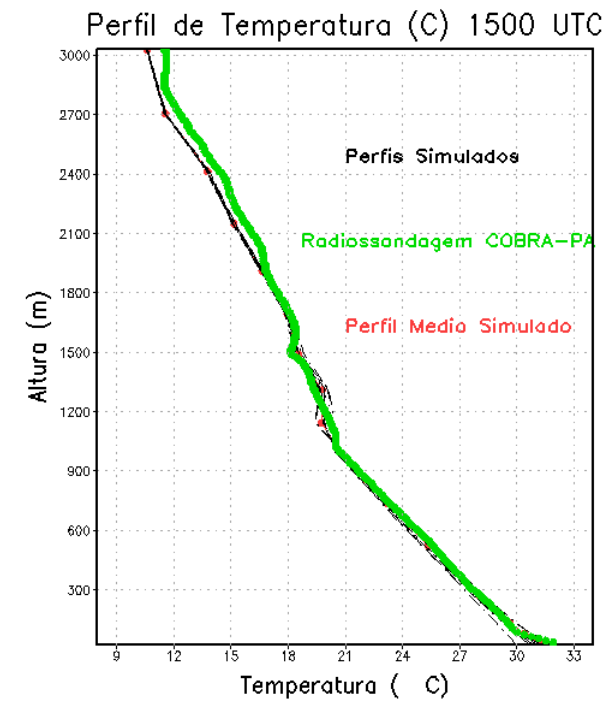
(c)

Perfil de velocidade do Vento meridional (v) 0600 UTC

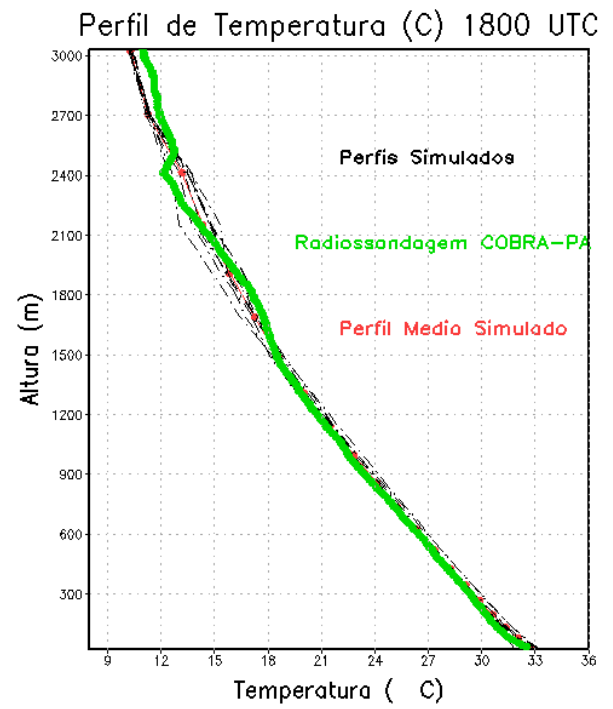


(d)

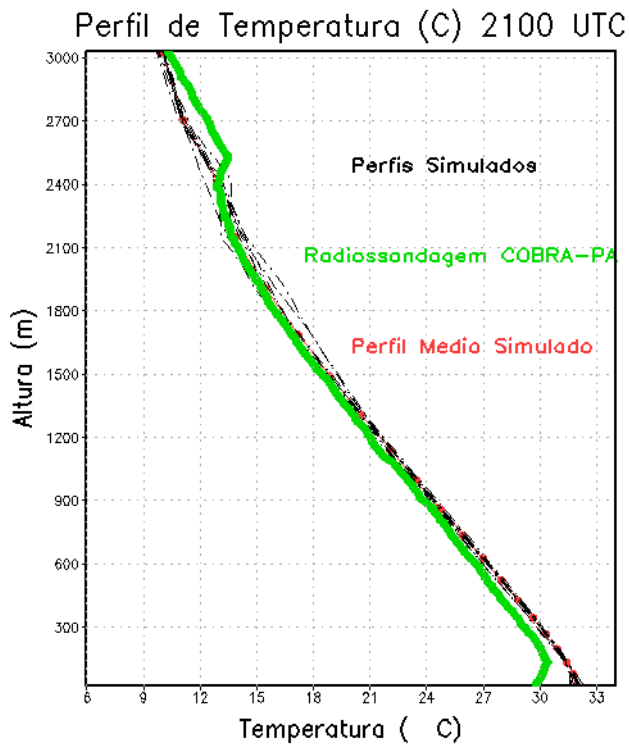
Figura 25. Perfis do vento meridional (v) simulados, simulado médio e da radiossondagem, a saber: (a) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; (b) à 00:00 UTC; (c) às 03:00 UTC; (d): às 06:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.



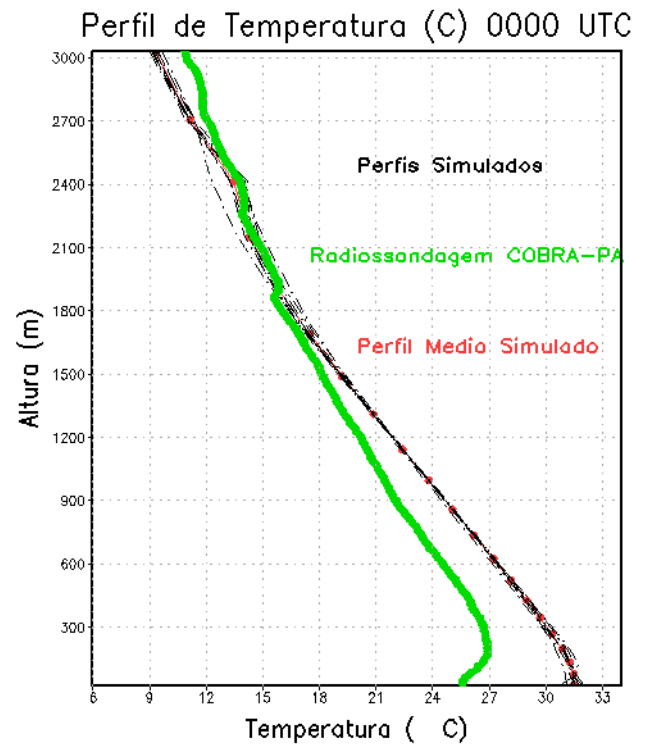
(a)



(b)



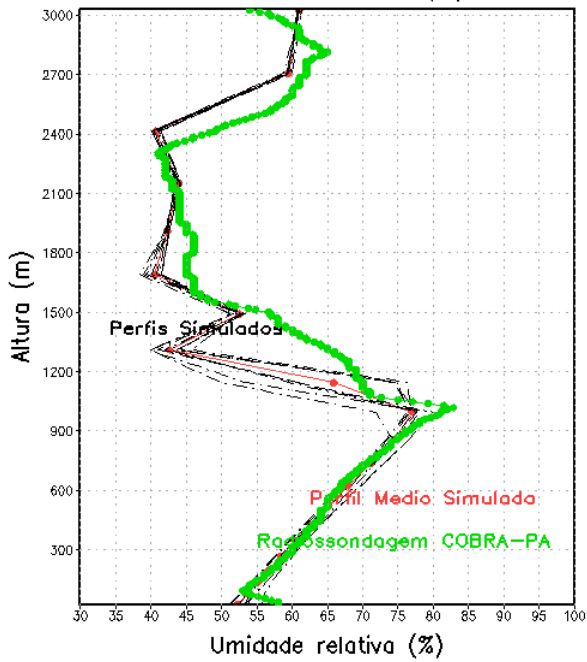
(c)



(d)

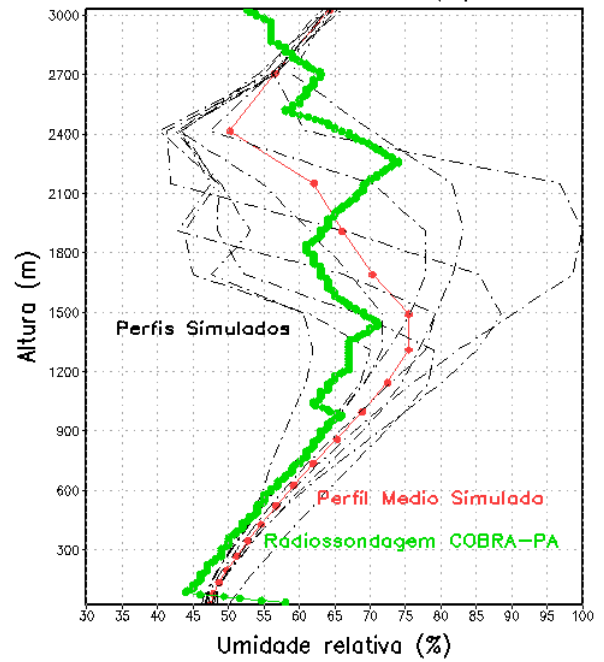
Figura 26. Perfis de temperatura simulados, simulada média e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; e (d): à 00:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.

Perfil de Umidade Relativa (%) 1500 UTC



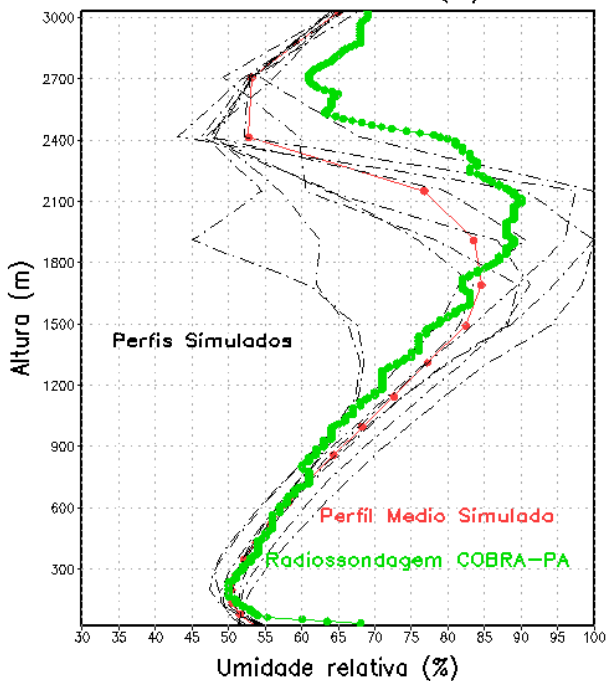
(a)

Perfil de Umidade Relativa (%) 1800 UTC



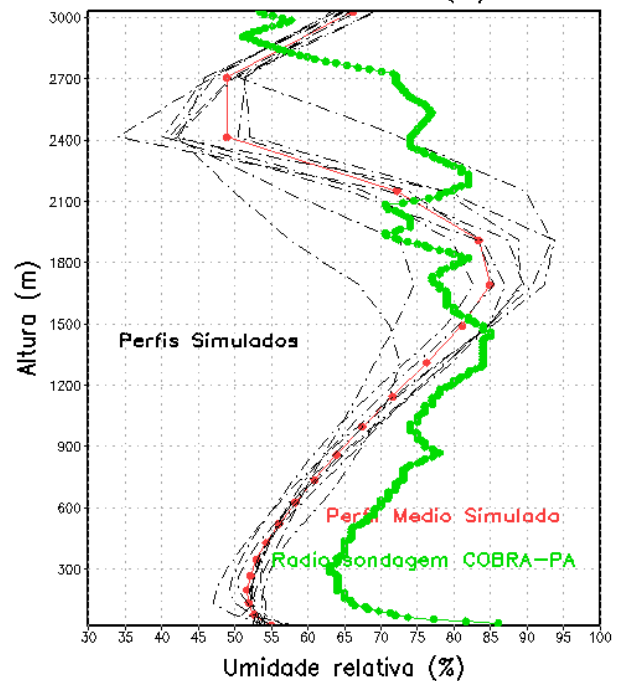
(b)

Perfil de Umidade Relativa (%) 2100 UTC



(c)

Perfil de Umidade Relativa (%) 0000 UTC



(d)

Figura 27. Perfis de umidade relativa simulados, simulada média e da radiossondagem, a saber: (a) às 15:00 UTC; (b) às 18:00 UTC; (c) às 21:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006; (d) à 00:00 UTC, do dia 08 de novembro de 2006.

Até o momento, o desempenho do modelo foi avaliado considerando a evolução das variáveis e dos perfis até altos níveis na atmosfera. Outra variável de grande interesse na região de Caxiuana e no sítio do PPBIO é a temperatura do dossel da floresta que é parametrizado pelo sub-modelo LEAF descrito anteriormente. Foram comparados os valores médios desta variável, obtidos para os domínios das grades 1 e 4, juntamente com o desvio padrão dos dados espaciais com o valor de temperatura obtido no segundo nível da radiossondagem, aproximadamente 20 metros acima do solo (Figuras 28 e 29).

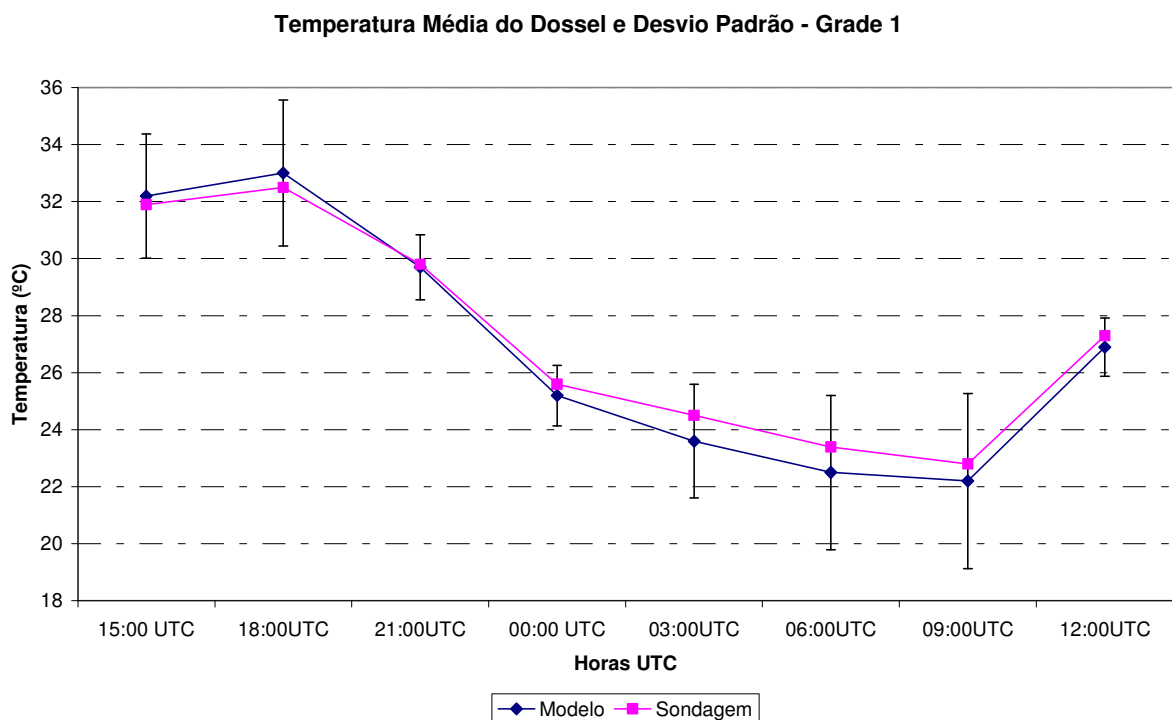


Figura 28. Comparação da temperatura média do dossel, correspondente ao nível de 24m acima do solo, e respectivo desvio padrão, na grade 1.

Na grade 1, a simulação da temperatura do dossel mostra que os valores observados na radiossondagem encontram-se dentro da barra de erro associada ao desvio padrão da temperatura do dossel, indicando que o modelo simulou bem a temperatura do dossel. Além disso, a evolução da temperatura média do dossel é satisfatória ao longo do período simulado, quando comparada com os valores de temperatura da radiossondagem.

A Figura 29 que compara o valor médio da grade 4 com o valor da radiossondagem, apresenta um padrão semelhante ao da figura anterior, embora os valores das 18:00 UTC e das 00:00 UTC até 06:00 UTC estejam situados fora da barra de erro associada ao desvio padrão. Neste caso, deve-se considerar que a grade 4 não contém o ponto em que foi realizada a radiossondagem.

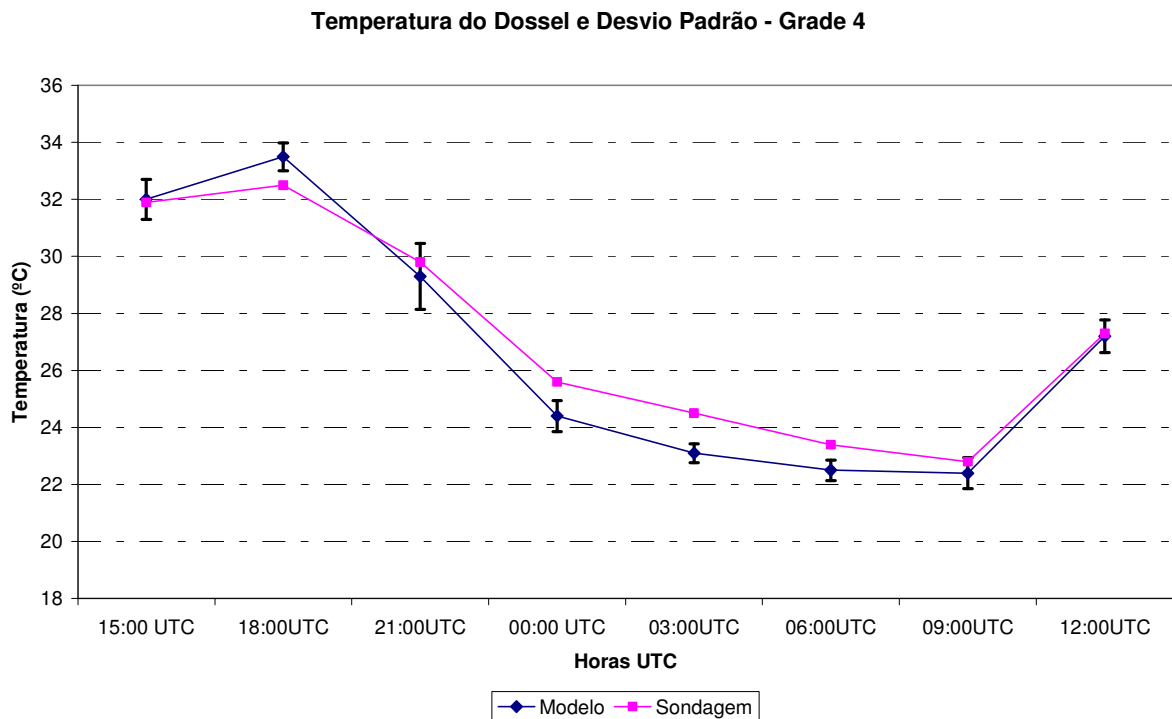


Figura 29. Comparação da temperatura média do dossel, ao nível de 24m acima do solo, e respectivo desvio padrão, na grade 4.

Assim, percebe-se que na superfície os dados obtidos pelo modelo são bem representados. Entretanto, a evolução das variáveis e os perfis sugerem que durante o período noturno, principalmente a partir das 21:00 UTC, a não concordância do que foi simulado com o que foi observado está relacionada à causas que necessitam ser melhor investigadas, e que podem ser desde a ocorrência de chuvas nos horários determinados até a necessidade de realização de ajustes no modelo para melhor representar este período. Entretanto, outros aspectos devem ser considerados como, por exemplo, a busca de melhores condições de contorno para representar de modo mais adequado os aspectos remotos que adentram as fronteiras do domínio da área de simulação. Dois outros tipos de condição de contorno podem ser: o “*nudging*” feito com dados atmosféricos de modelos globais

ou reanálises. Por exemplo, como feito em estudos de mesoescala por Gandu et al. (2004) e Ramos da Silva et al. (2008), ou condições de contorno cíclicas usadas em outras aplicações de LES (AVISSAR et al., 1998).

4.2.2. Simulação das características de mesoescala

Para um maior detalhamento dos resultados, foram analisados os campos espaciais de algumas variáveis, como temperatura, umidade relativa, fluxo de calor sensível e latente, temperatura da vegetação e temperatura do dossel, em determinados horários, ao longo da simulação (14, 16, 18, 20, 22, 00, 02, 04, 06, 08 UTC), em todas as grades. Essa visualização dos campos de superfície foi efetuada para avaliar como os processos de micro e meso escala foram representados e podem ser observados em cada uma das grades. Nesse tópico serão discutidos os campos obtidos para a grade 1, com resolução espacial de 1350m x 1350m, cujo domínio abrange a Baía de Caxiuanã e outros corpos d'água relevantes da região, correspondendo, portanto, à representação dos fenômenos de mesoescala.

Optou-se por iniciar as análises após duas horas de simulação do modelo. Logo, o horário de 14:00 UTC, correspondente ao final da manhã, por volta das 11:00 horas local, foi determinado para análise. Quando se observa na Figura 30, o domínio da grade 1 apresenta uma variação de temperatura com amplitude de 2,2 °C, com diferenças marcantes entre floresta e a baía de Caxiuanã. Notadamente, neste horário as maiores temperaturas foram verificadas na região de floresta. De modo semelhante, embora seguindo um padrão inverso, a umidade relativa é maior acima da Baía de Caxiuanã e dos demais corpos d'água neste horário analisado (14:00 UTC) em relação à floresta.

A direção dos ventos é predominante da direção leste e sua magnitude mostra que são mais intensos acima da Baía e dos rios adjacentes, devido à menor rugosidade que o escoamento encontra à superfície em comparação com as áreas de floresta. Estes ventos de nordeste proporcionam importante advecção de massas de ar mais frias e úmidas das superfícies aquáticas para a floresta. Próximo da Baía de Caxiuanã, por exemplo, estes transportes resultam em uma floresta mais fria e

úmida a oeste da baía, quando comparados com os da região da floresta a leste da baía, que se mostram mais quentes e secos nesta hora do dia.

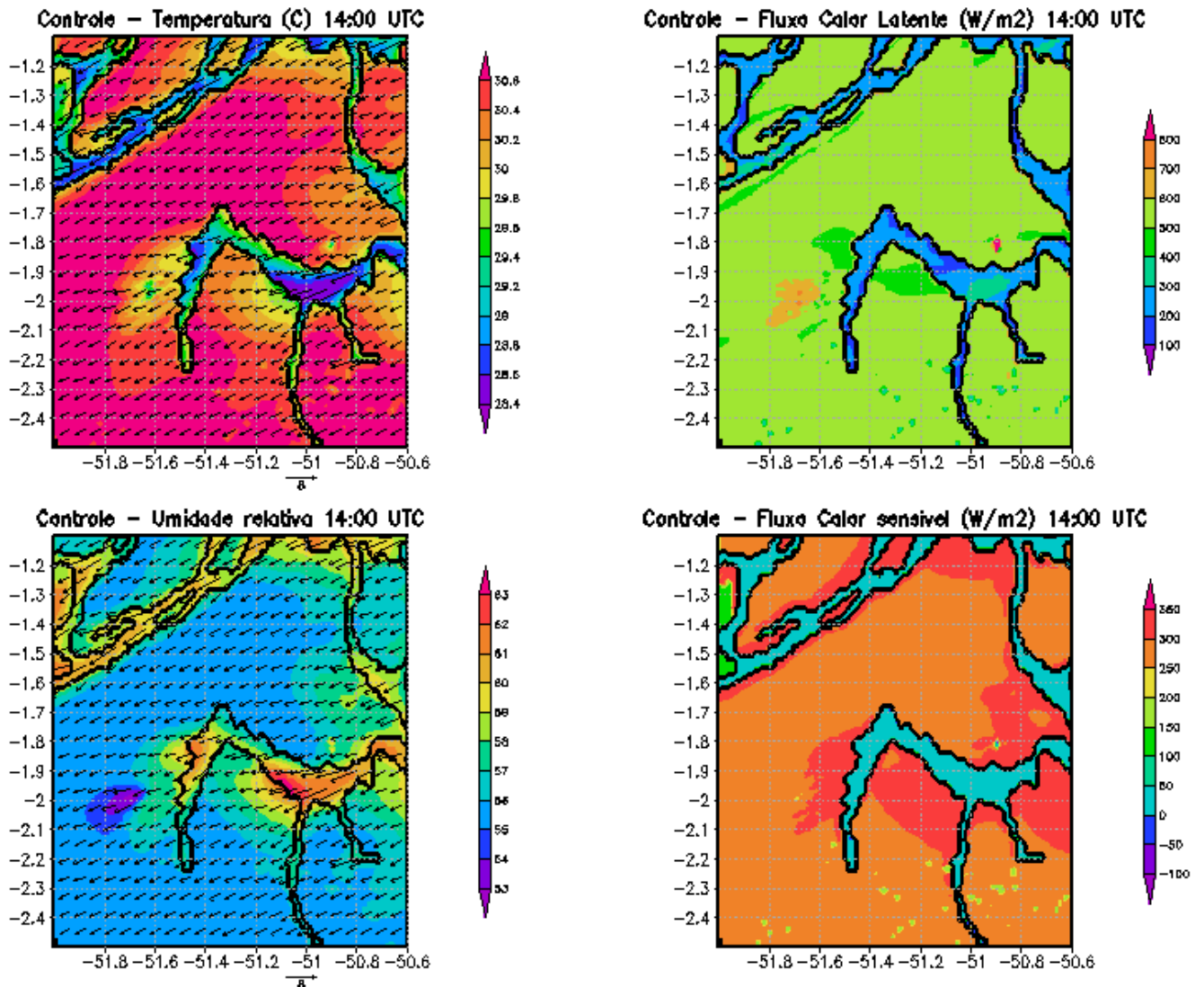


Figura 30. Campos de superfície da grade 1 no nível de 24 metros, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

Acima da floresta observa-se um maior fluxo de calor sensível devido ao aquecimento diurno da superfície terrestre proporcionado pela radiação incidente na região. Verifica-se um padrão semelhante para o fluxo de calor latente, cujos valores acima da floresta são maiores do que acima da Baía e de outras superfícies de água, indicando que a evapotranspiração, no período analisado é maior do que a evaporação da água na Baía de Caxiuanã e demais rios. Nesse sentido, é

importante observar a partição entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente, definido como razão de Bowen, nessas superfícies (STULL, 1988). Entretanto, deve-se considerar que a temperatura da água é mantida constante durante a integração (30,5 °C).

As temperaturas do dossel e da vegetação mostram-se também ligeiramente mais baixas nas imediações dos corpos d'água, principalmente a oeste deles (Figura 31). Esta situação é mais notada na temperatura do dossel, que apresenta campos de temperatura mais baixos nas adjacências dos corpos hídricos, atingindo aproximadamente 33 km (i.e. longitudes entre 51.5°W e 51.8°W) a oeste da Baía de Caxiuanã.

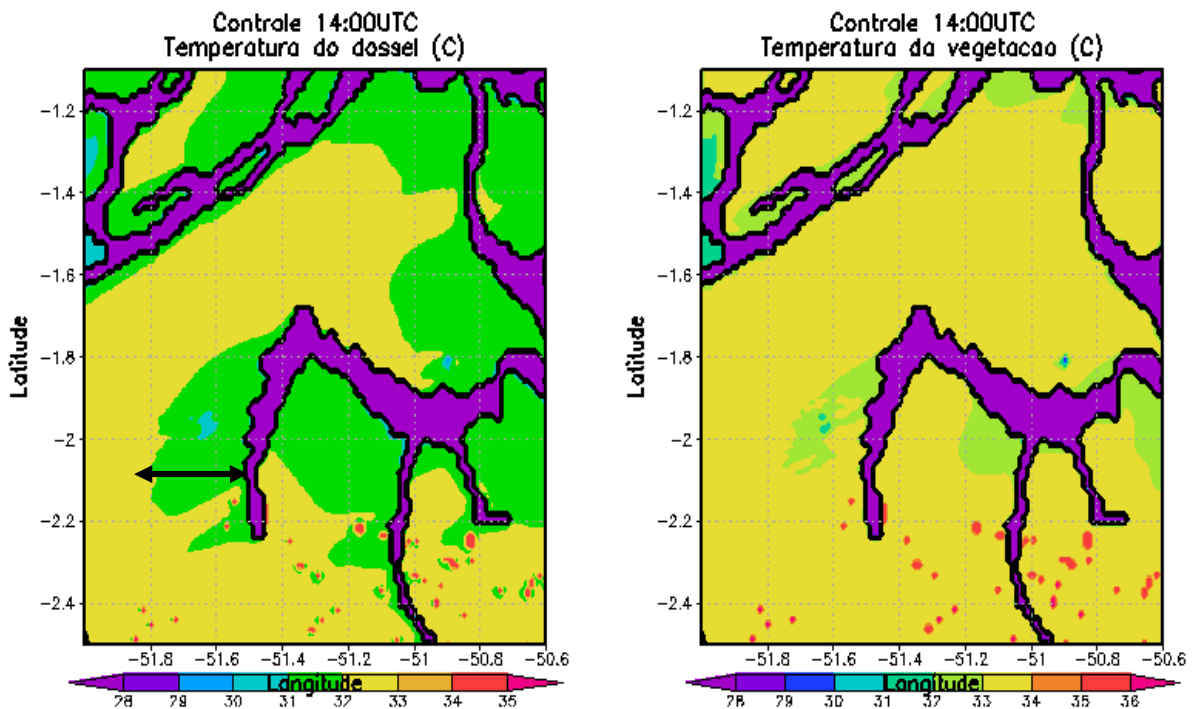


Figura 31. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 1 no nível de 24 metros, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

No horário de 16:00 UTC (Figura 32), os processos advectivos transportam massas de ar frias para regiões ainda mais remotas atingindo a fronteira oeste do domínio.

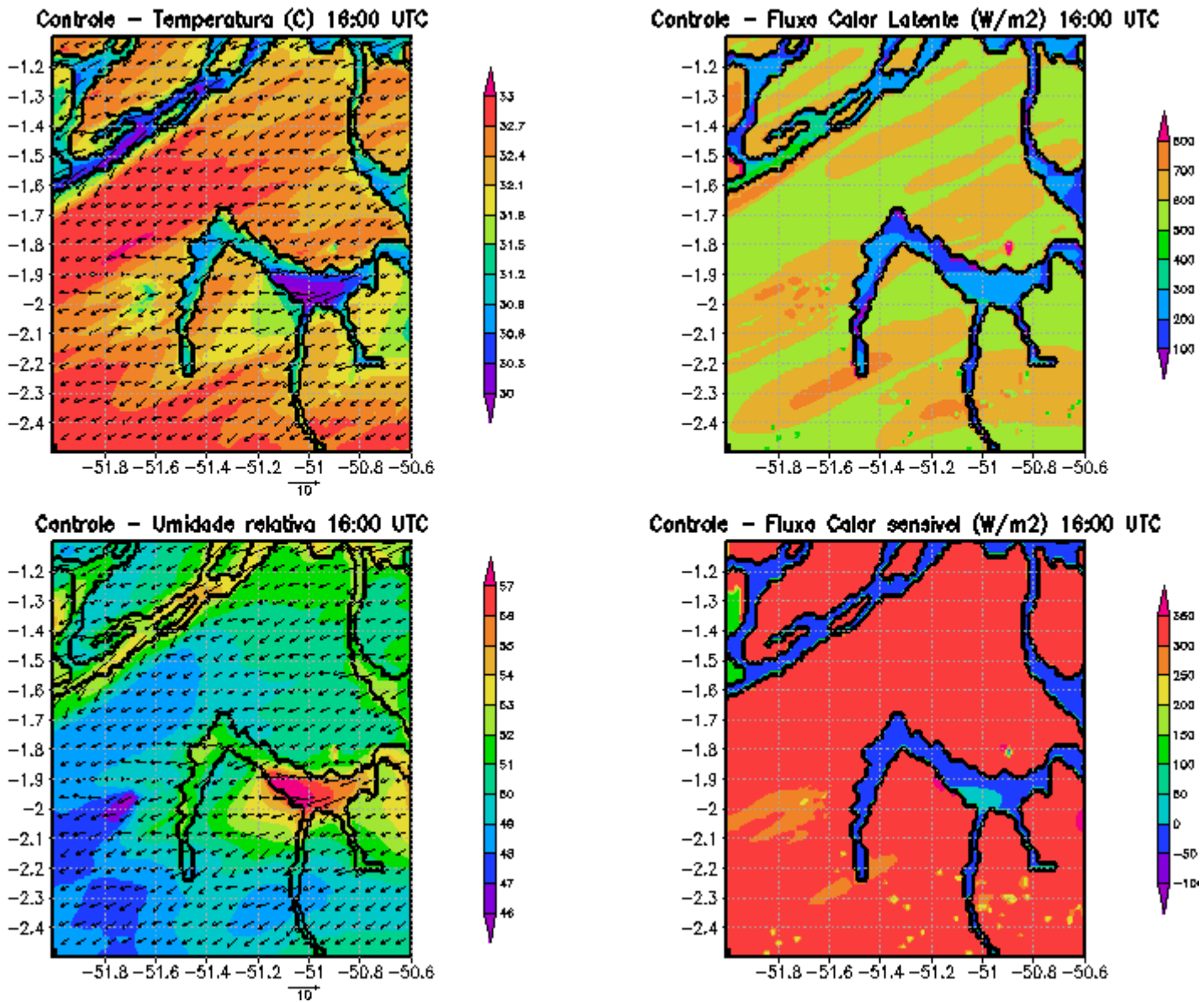


Figura 32. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

No horário de 18:00 UTC (Figura 33) ocorre nova organização dos campos de superfície que resultam em convergência dos ventos. Acima da Baía de Caxiuanã e de outros corpos d'água nota-se que o escoamento é intensificado, indicando que estas superfícies favorecem o escoamento devido à menor rugosidade. Os fluxos de calor sensível e latente apresentam um padrão de modificação em seus campos horizontais que coincide com os locais onde o escoamento é intensificado. Este

padrão observado sugere formação de plumas quentes acima da região no horário indicado, conforme pode ser notado nos campos de movimento vertical (Figura 34). Estes resultados são consistentes com as observações das imagens do sensor MODIS para este dia.

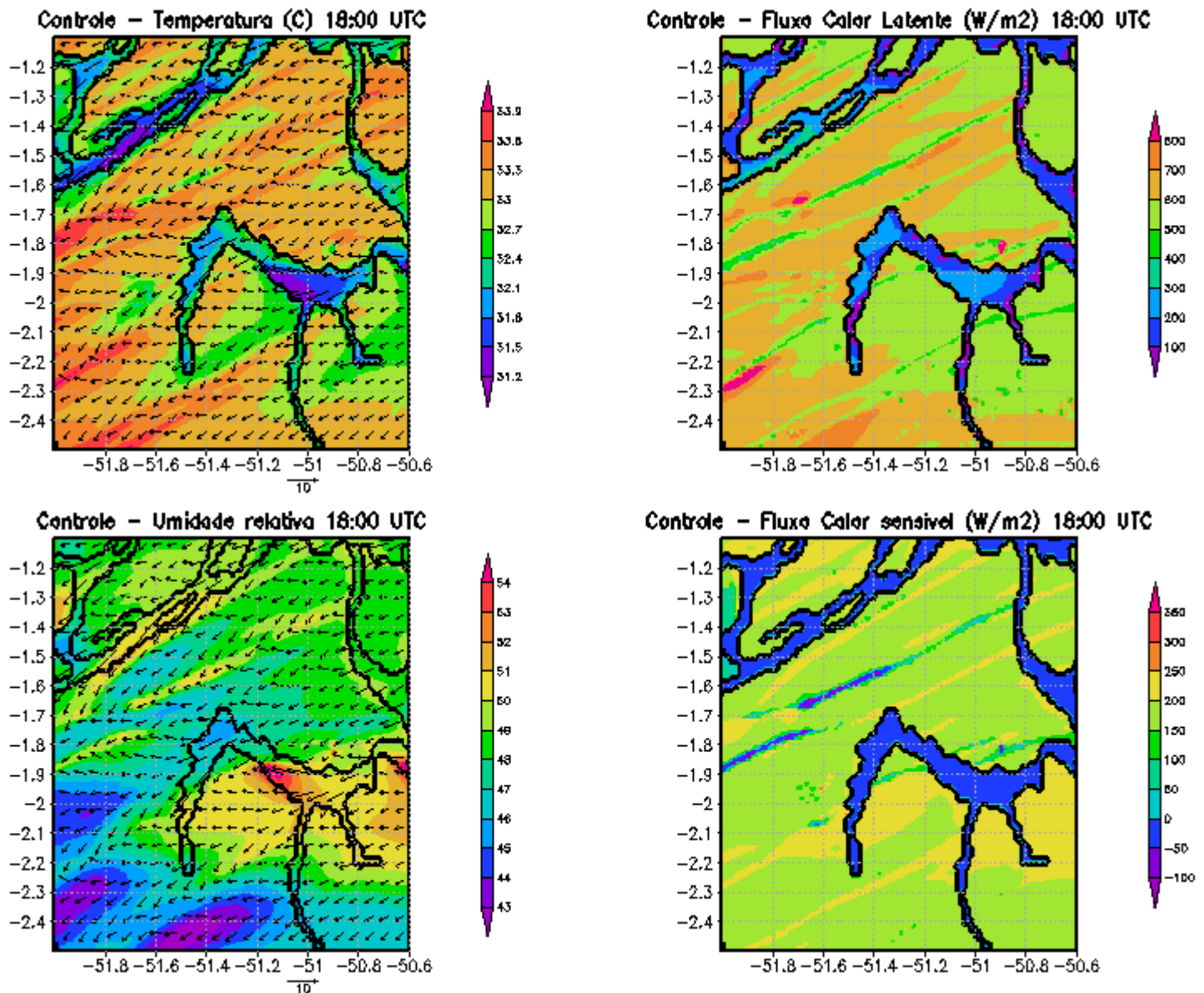


Figura 33. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros, às 18:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxuanã e suas proximidades.

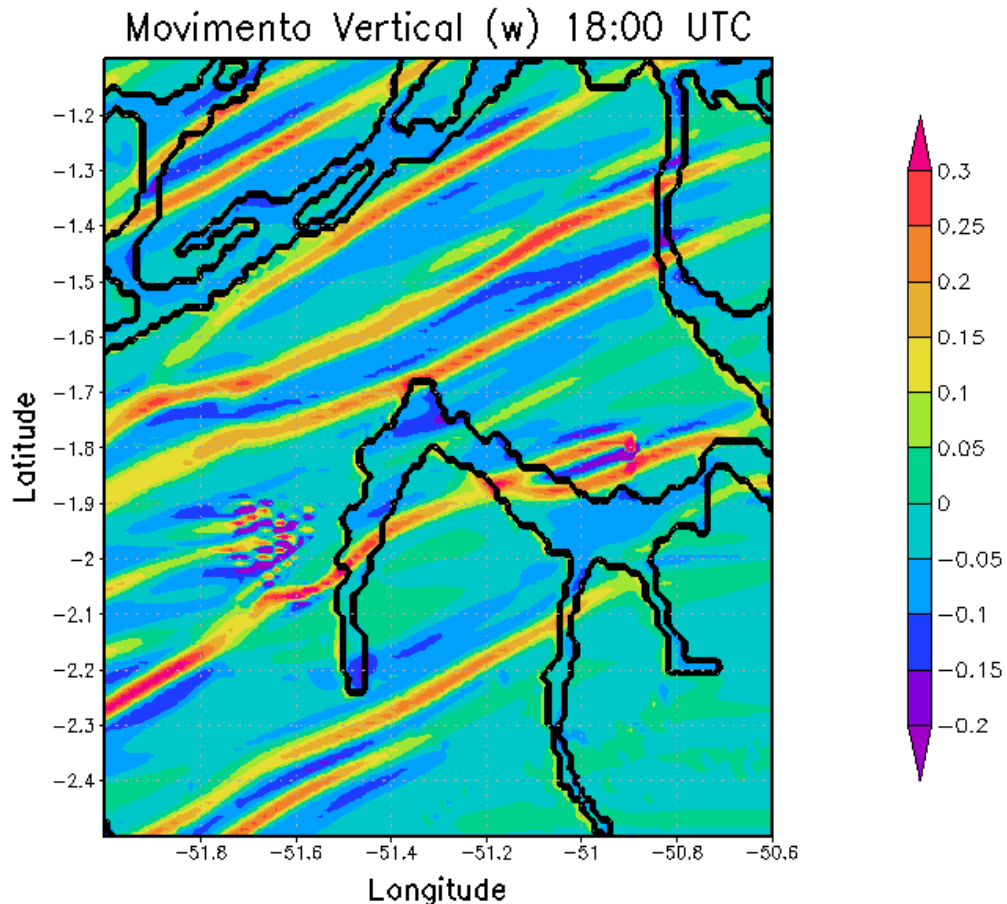


Figura 34. Movimento vertical às 18:00UTC do dia 7 de novembro, no nível de 134,5m na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

Observa-se também que valores baixos no fluxo de calor latente são produzidos sobre as superfícies de água e também o movimento vertical ascendente e descendente são intensos nos locais onde os fluxos de superfície são intensos. Essas características assemelham-se ao que foi verificado por Ramos da Silva (2008, 2010) para esta mesma região, na qual ocorre um fenômeno denominado “cloud streets” ou “avenidas de nuvens”. Segundo Ramos da Silva (2010), na Amazônia, este fenômeno ocorre ao longo do ano devido a presença de dois mecanismos, os ventos alíseos de leste e pela convecção úmida causada pela intensa radiação solar chegando à superfície e os fluxos de calor sensível e latente. Este mesmo artigo mostra que a heterogeneidade da superfície é importante para o surgimento e a localização das plumas quentes, sendo que estas interagem com o cisalhamento vertical dos ventos alíseos produzindo as avenidas de nuvens paralelas ao escoamento dos ventos (RAMOS DA SILVA, 2010).

A configuração deste fenômeno também pode estar associada à localização das grandes superfícies de água que dão suporte à formação das plumas quentes. Além disso, a noroeste, a localização do Rio Amazonas, por exemplo, coincide com a direção nordeste do escoamento dos ventos alíseos, intensificando ainda mais o escoamento e a formação das plumas que originam as avenidas de nuvens.

Após as 18:00 UTC, há uma ligeira alteração na direção do vento. A convergência dos ventos que começa a partir das 18:00 UTC propicia a formação de nuvens convectivas e chuvas, conforme pode ser verificado nas Figuras 35, 36 e 37, correspondentes ao horário de 20:00 UTC.

No horário de 20:00 UTC e até as 20:50 UTC formam-se tempestades convectivas a oeste da Baía de Caxiuanã que causam precipitação que afetam a direção dos ventos de superfície (Figuras 36 e 37). Estas tempestades podem explicar recentes observações de frentes de rajadas observadas na região da Floresta de Caxiuanã (NOGUEIRA et al., 2006; NOGUEIRA, 2008). A oeste da Baía de Caxiuanã ocorre mudança da direção dos ventos que convergem para a região de precipitação localizada ao sul do Rio Amazonas. A presença destes sistemas convectivos muda consideravelmente a dinâmica local e explica a discrepância entre os resultados simulados e observados. Por exemplo, os resultados para ventos de baixos níveis do modelo mostram-se de leste, enquanto as radiosondagens mostram ventos de nordeste (Figura 25a).

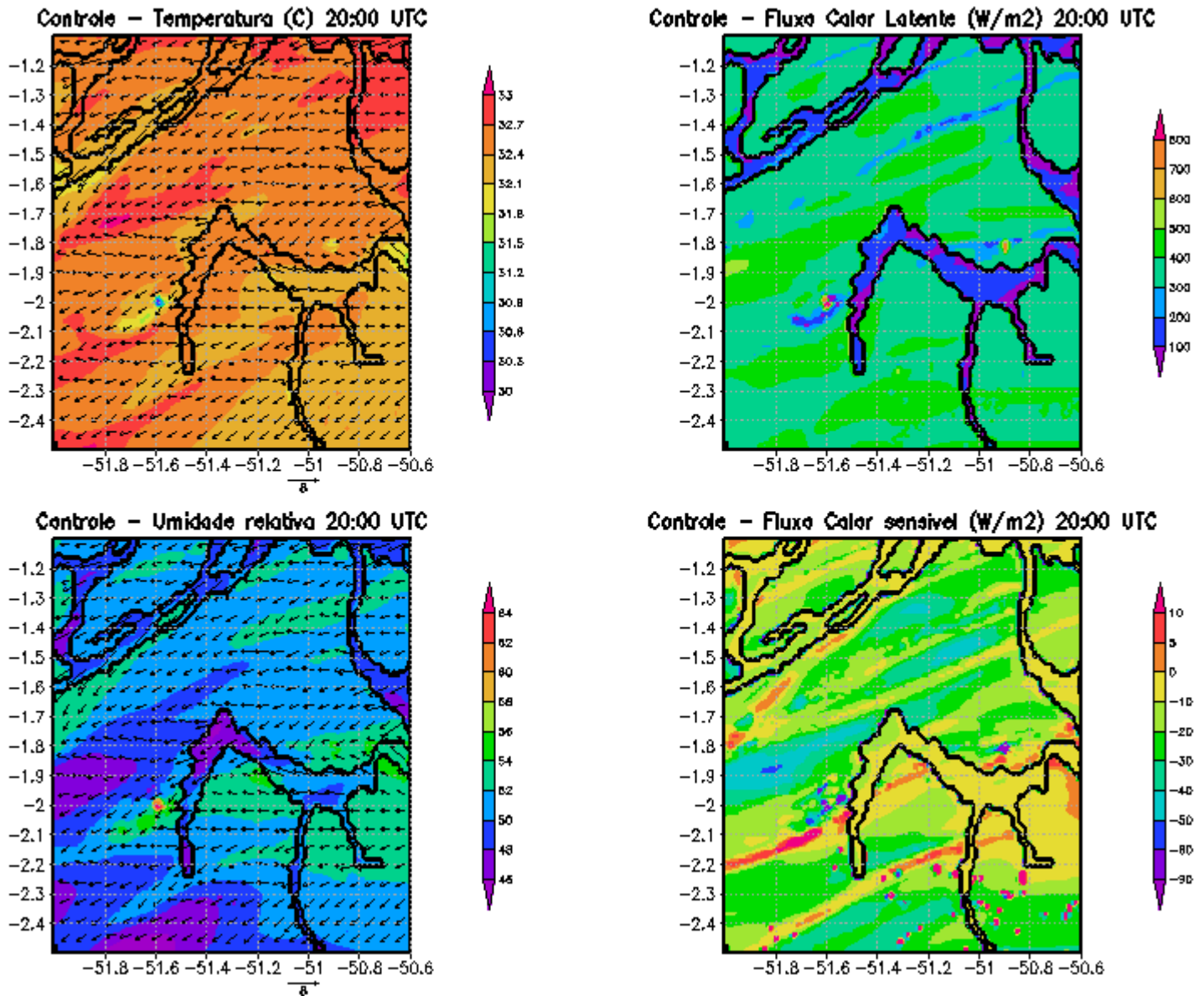


Figura 35. Campos de superfície na grade 1 no nível de 24 metros, às 20:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006 na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

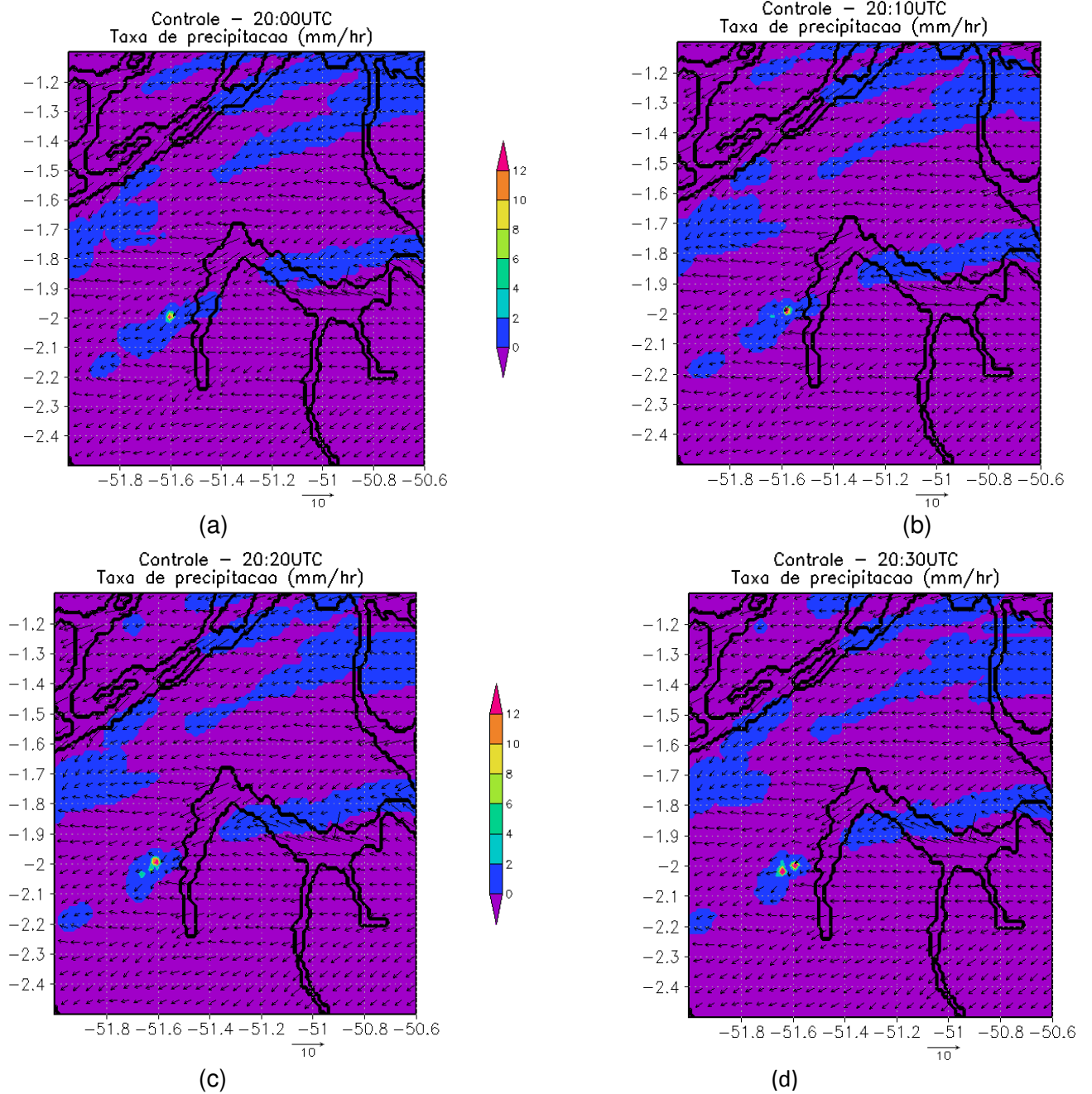


Figura 36. Campos de precipitação na grade 1, às 20:00 e 20:10 UTC, do dia 07 de novembro de 2006 na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

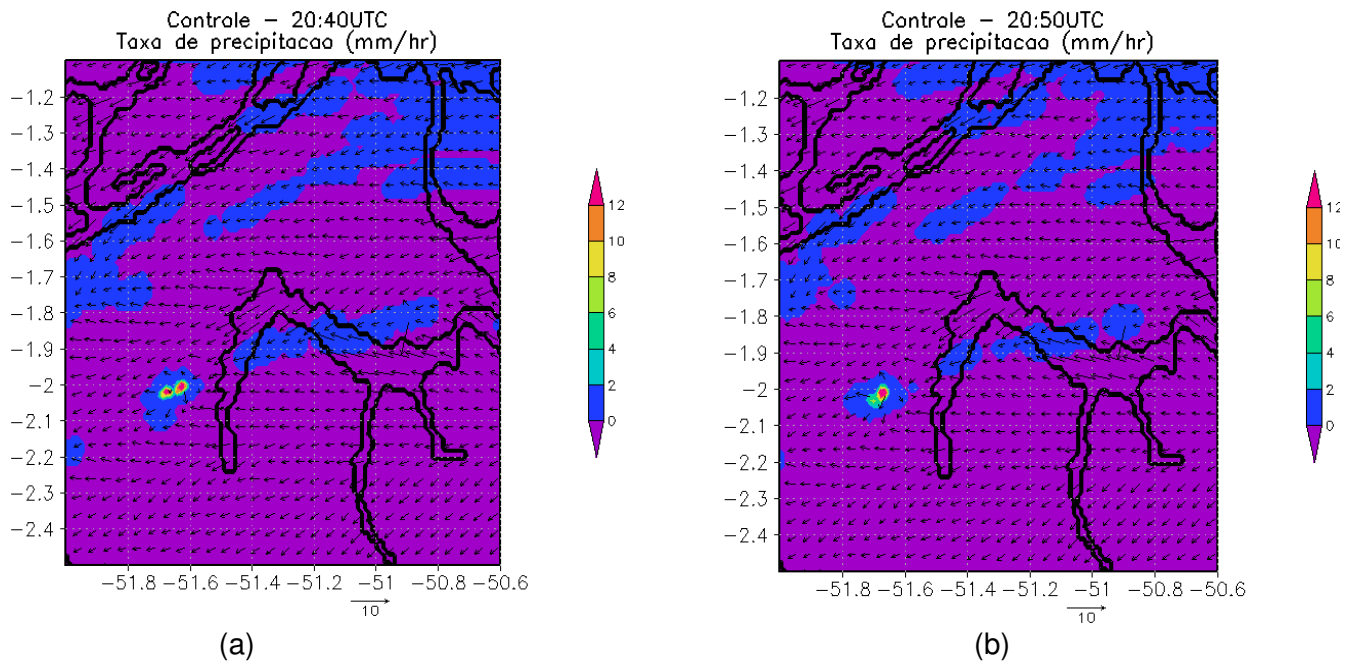


Figura 37. Campos de precipitação na grade 1: (a) às 20:40 UTC e (b) às 20:50 UTC, do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

A presença do sistema convectivo precipitante a oeste da Baía de Caxiuana causa fortes frentes de rajadas, como pode ser observado no horário das 22:00 UTC (Figura 38). Estes ventos organizam-se em fluxos divergentes à superfície, na área de ocorrência da tempestade convectiva, afetando as variáveis meteorológicas de superfície nas regiões próximas.

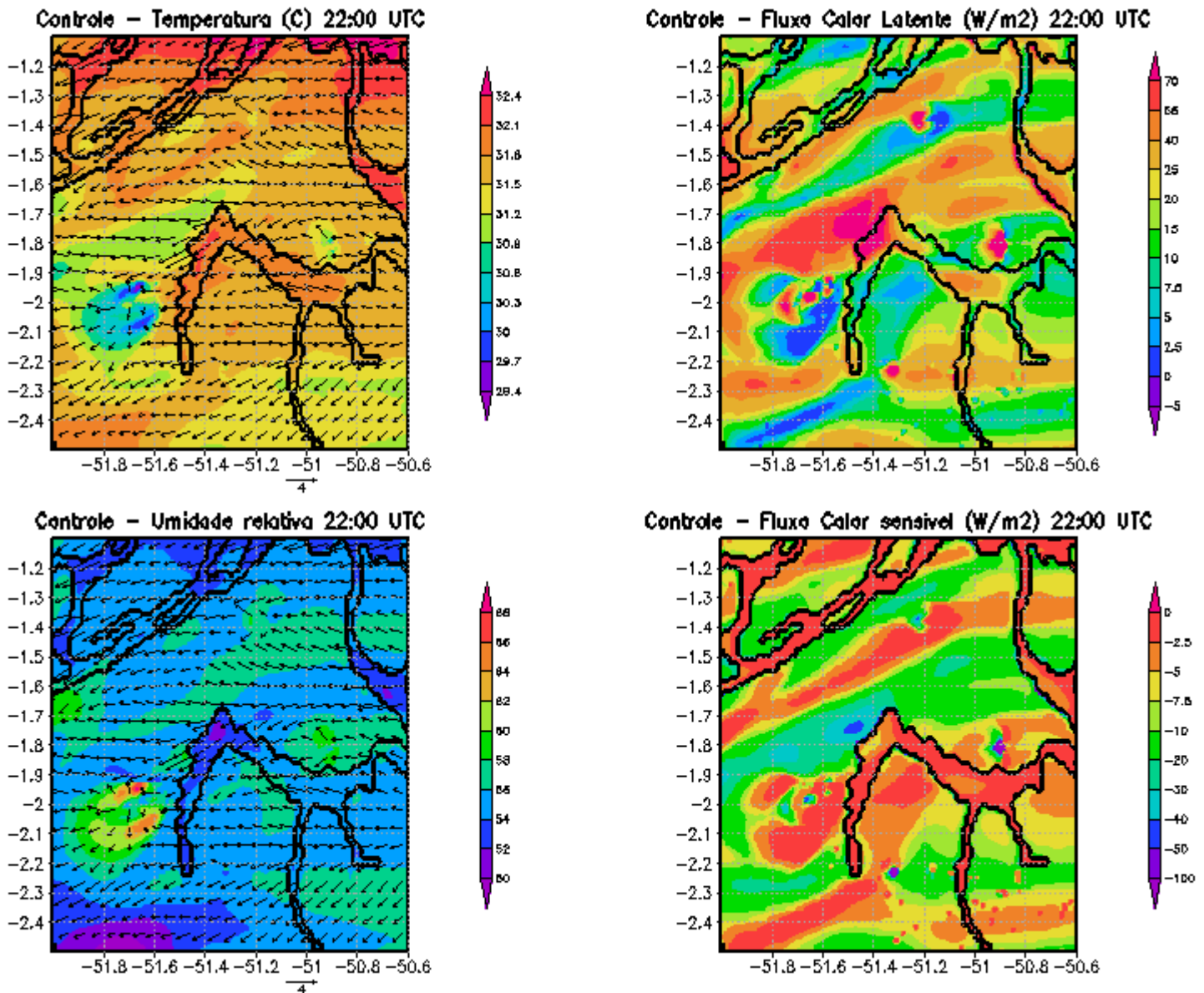


Figura 38. Campos de superfície na grade 1, no nível de 24 metros , às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

No horário de 00:00 UTC outro sistema convectivo intenso forma-se ao sul do Rio Amazonas causando forte divergência de vento à superfície, além de distúrbios na temperatura, umidade e fluxos de calor latente e sensível (Figura 39). A partir de 00:00 UTC até o final da simulação, o desempenho do modelo não foi satisfatório, segundo a avaliação do desempenho do modelo descrita anteriormente, sendo assim os campos com a variáveis à superfície do dia 8 de novembro de 2006 ficaram comprometidos.

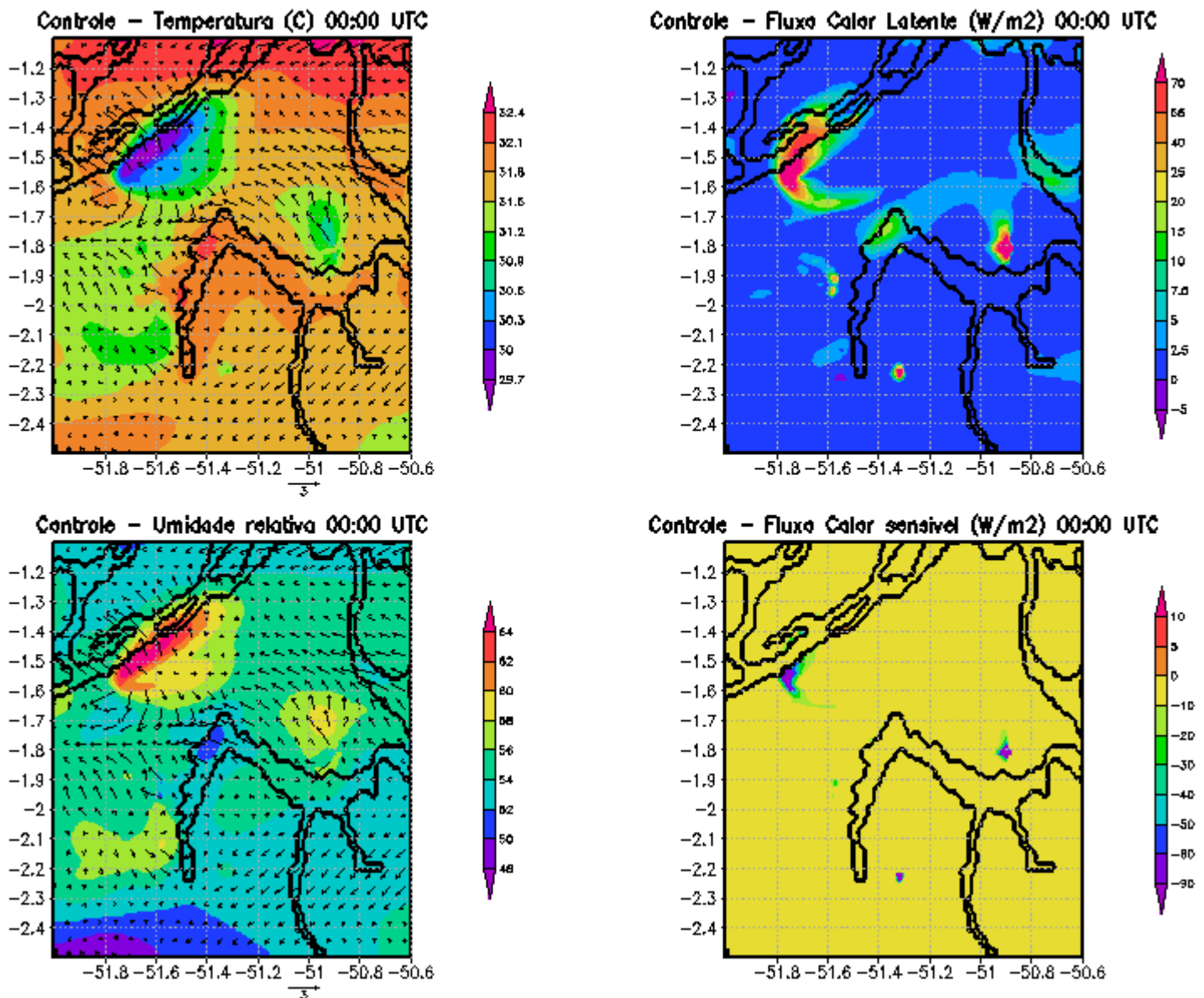


Figura 39. Campos de superfície na grade 1 no nível de 24 metros , às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

Na região da Floresta Nacional de Caxiuanã já foram realizados inúmeros estudos que investigaram a ocorrência de fenômenos meteorológicos de micro e mesoescalas associados às brisas, tanto marítima quanto fluvial, e também a correntes de ar associadas a nuvens convectivas, e eventos como os jatos de baixos níveis e rajadas de vento noturnas (COHEN et al., 2006; NOGUEIRA et al., 2006; NOGUEIRA, 2008), além da energia potencial disponível para convecção (MONTEIRO DA SILVA, 2008).

Para verificar melhor esta influência, os dados obtidos pela simulação foram analisados inicialmente, através de algumas variáveis (temperatura, umidade relativa, razão de mistura, vetores de ventos) para representação das características locais simuladas pelo modelo. Foram utilizadas, principalmente, as informações resultantes da altura resolvida pelo modelo mais próxima da superfície (24m).

Considerando-se o domínio da grade 1 (Figura 7), correspondente à grade da mesoescala, foram elaboradas secções latitudinais em 1,8°S e 1,95°S, sendo a primeira para visualizar o efeitos simulados unicamente para esta grade e a segunda centrada no ponto central das grades de maior resolução, e já incluindo os efeitos destas na simulação.

As secções latitudinais em 1,8°S são mostradas nas Figuras 40 e 41, sendo que as variáveis analisadas correspondem à temperatura e razão de mistura e são mostradas ao longo do período simulado. A linha tracejada indica a localização da Baía de Caxiuana.

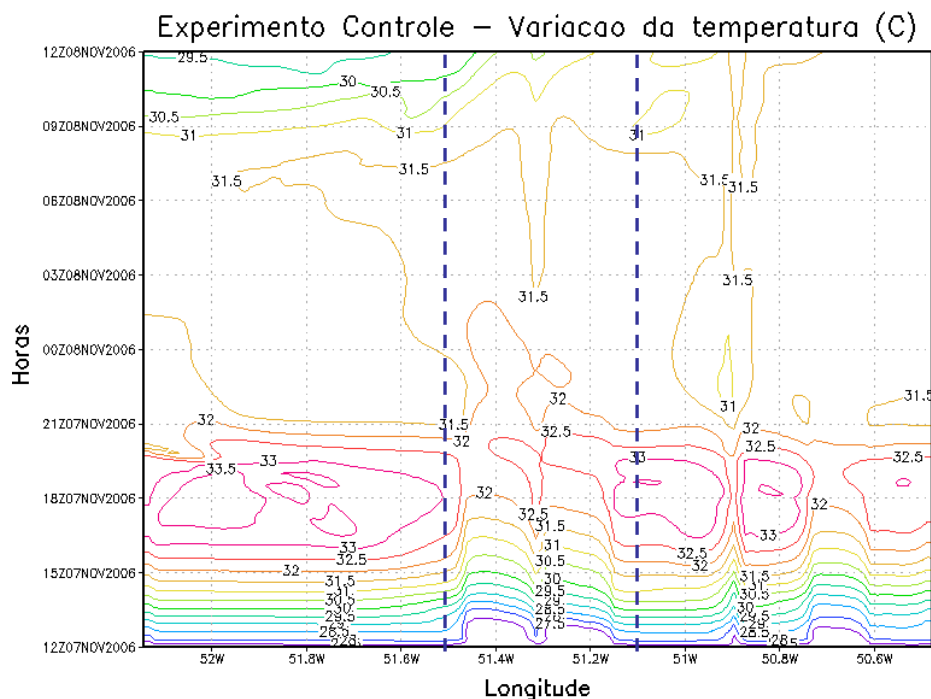


Figura 40. Secção latitudinal em 1,8°S e evolução de temperatura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006).

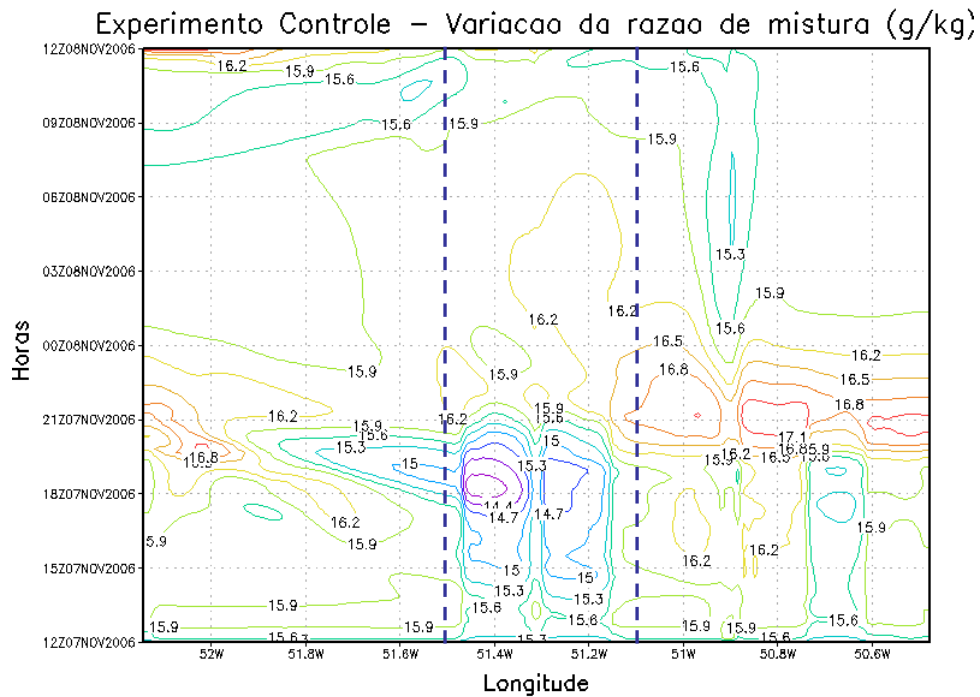


Figura 41. Secção latitudinal em 1,8°S e evolução da razão de mistura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006).

Entre as superfícies de água e a floresta é possível observar uma ligeira diferença das variáveis observadas. No período diurno, essas diferenças são mais evidentes, enquanto que no período noturno praticamente não existem diferenças. A dinâmica dos ventos à superfície mostra uma calma durante a partir das 21:00 UTC (Figura 42). No entanto, como visto anteriormente os resultados para o dia 8 não podem ser considerados como sendo significativos.

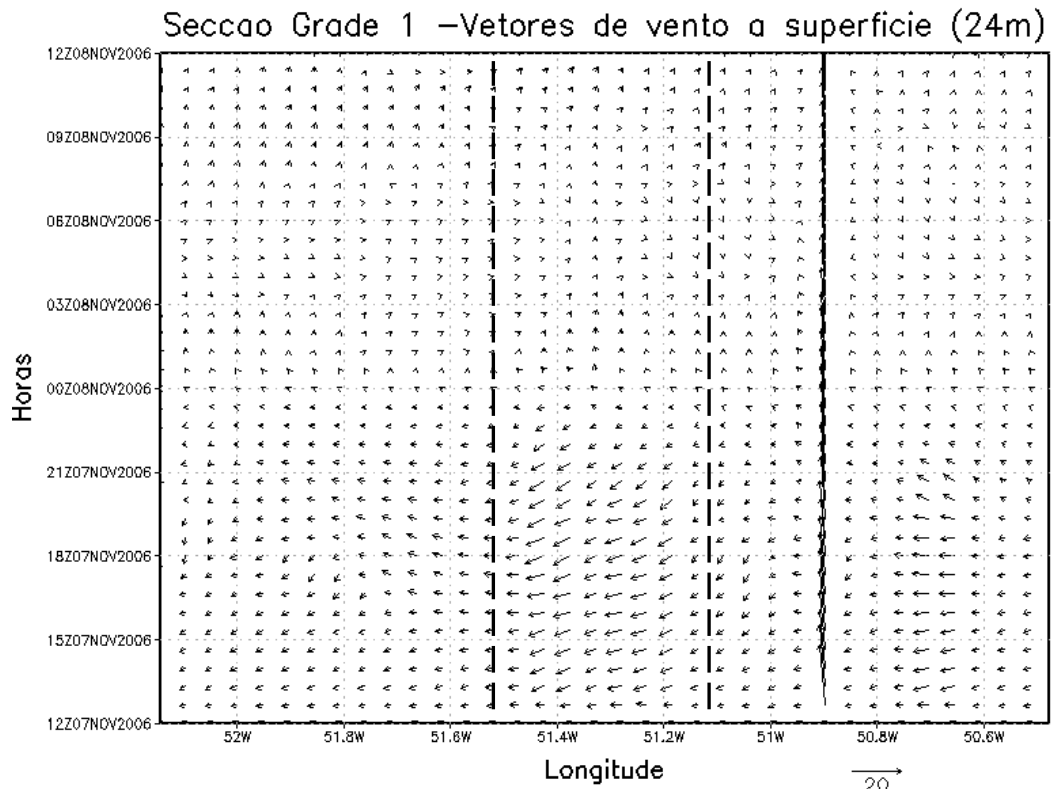


Figura 42. Seccão latitudinal em $1,8^{\circ}\text{S}$ e evolução dos vetores de vento à superfície (24m) durante 24 horas simuladas no domínio da grade 1 (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). A baía está localizada entre as linhas tracejadas.

No corte latitudinal em $1,95^{\circ}\text{S}$, entre as longitudes de $51,55^{\circ}\text{W}$ e $51,4^{\circ}$ (Figura 43), está localizada a Baía de Caxiuanã. De modo análogo, são observadas as mesmas variáveis (temperatura, umidade relativa e razão de mistura), de modo que a longitude foi restringida a $51,6^{\circ}\text{W}$ a $51,2^{\circ}\text{W}$, para verificar especificamente os efeitos da baía sobre a região da grade do PPBio.

Até as 18:00 UTC, observa-se que a temperatura acima da água é ligeiramente mais baixa do que nas regiões de floresta. A existência da baía determina uma diferença de temperatura de até $1,4^{\circ}\text{C}$ numa distância de aproximadamente 7,5 km entre a margem esquerda da floresta e a Baía de Caxiuanã, segundo se verifica na figura (Figura 44). Esta mostra a diferença de temperatura verificada entre um ponto da floresta ($2,0^{\circ}\text{S}; 51,55^{\circ}\text{W}$) e a um ponto situado na Baía ($2,0^{\circ}\text{S}; 51,45^{\circ}\text{W}$), ao longo do período da simulação.

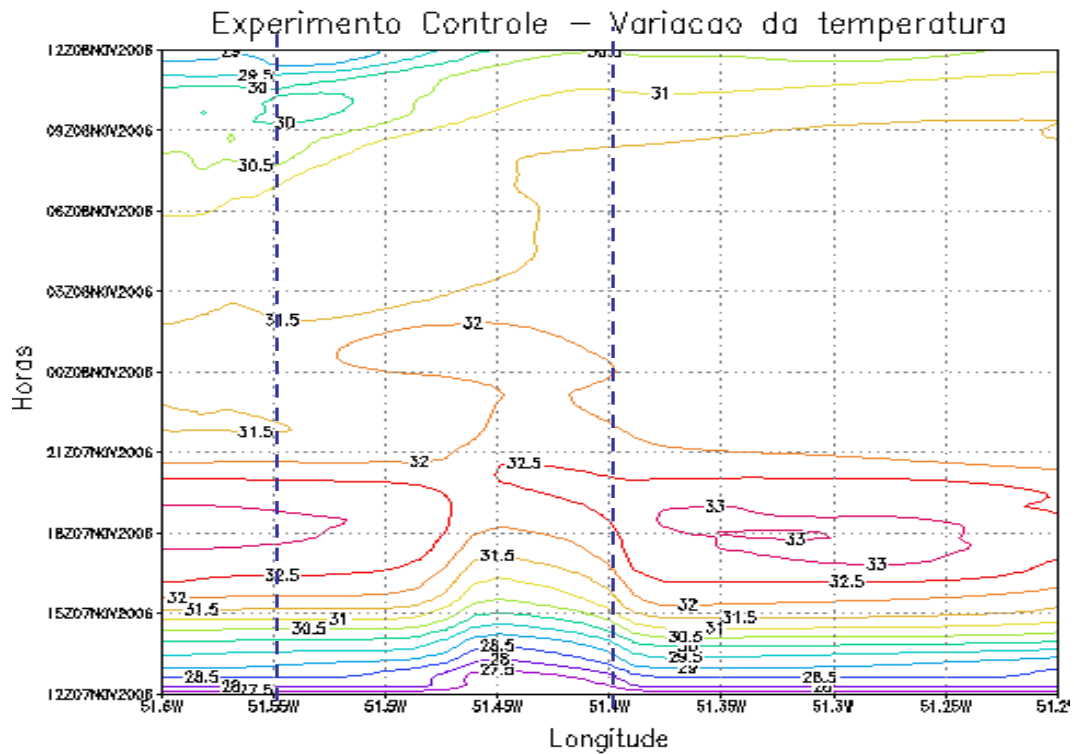


Figura 43. Seção latitudinal em 1.95°S e evolução de temperatura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). As linhas tracejadas indicam a localização da Baía. Adaptado de Conceição et al. (2009).

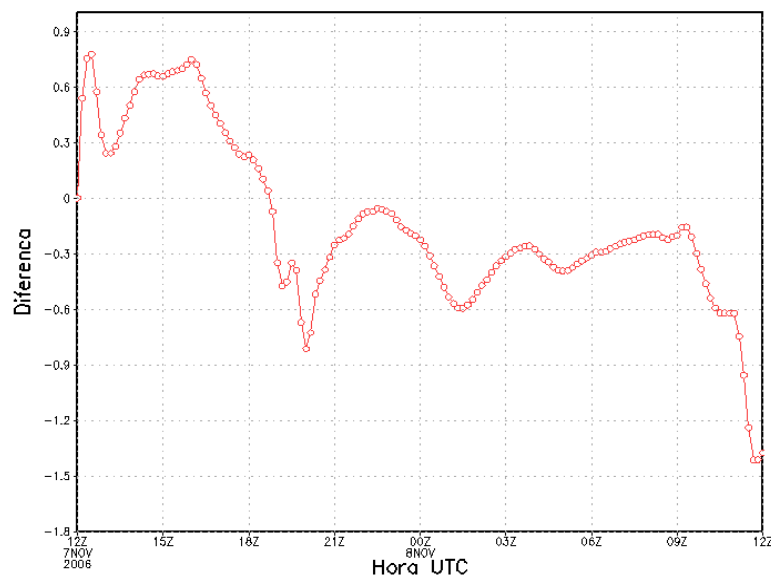


Figura 44. Variação da diferença de temperatura entre floresta e baía durante 24 horas simuladas, entre 12UTC do dia 7 de novembro de 2006 e 12 UTC do dia 8 de novembro de 2006.

A temperatura da baía é constante (30,5°C), o que muda é a temperatura da floresta que diminui durante a noite. Este gradiente horizontal de temperatura é um

primeiro indicador de uma possível influência da Baía nos mecanismos de circulação locais de brisa.

De modo semelhante, outra variável também analisada foi a razão de mistura (Figura 45). A variação longitudinal da razão de mistura mostra que, acima da floresta, esta variável é mais elevada principalmente durante as primeiras horas do dia.

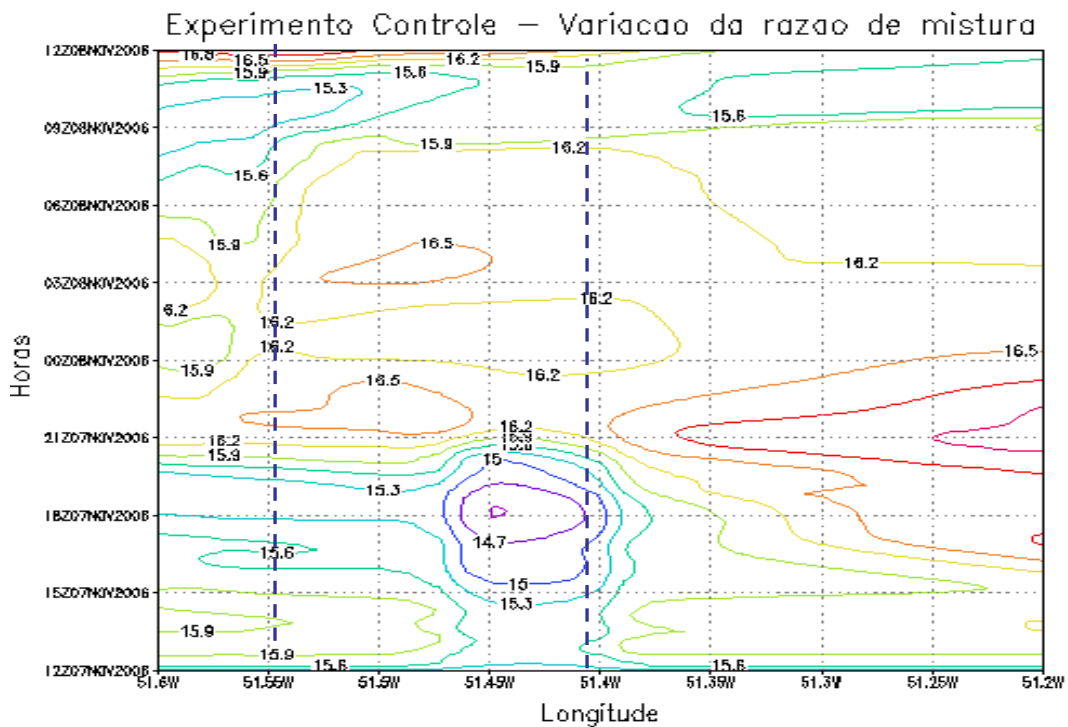


Figura 45. Seção latitudinal em 1.95°S e evolução da razão de mistura no nível de 24m acima da superfície durante 24 horas simuladas (12:00 UTC do dia 07 de novembro até 12:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006). As linhas tracejadas indicam a localização da Baía.

Apesar da razão de mistura apresentar-se, na maior parte do período maior acima da floresta, a diferença observada entre a floresta e a Baía de Caxianã não é tão elevada, quando são comparados os valores graficamente, atingindo no máximo 0,8 g/kg de diferença (Figura 46). Em vários instantes a razão de mistura sobre a Baía torna-se maior do que sobre a floresta, como por volta das 17:00 UTC e no período da madrugada.

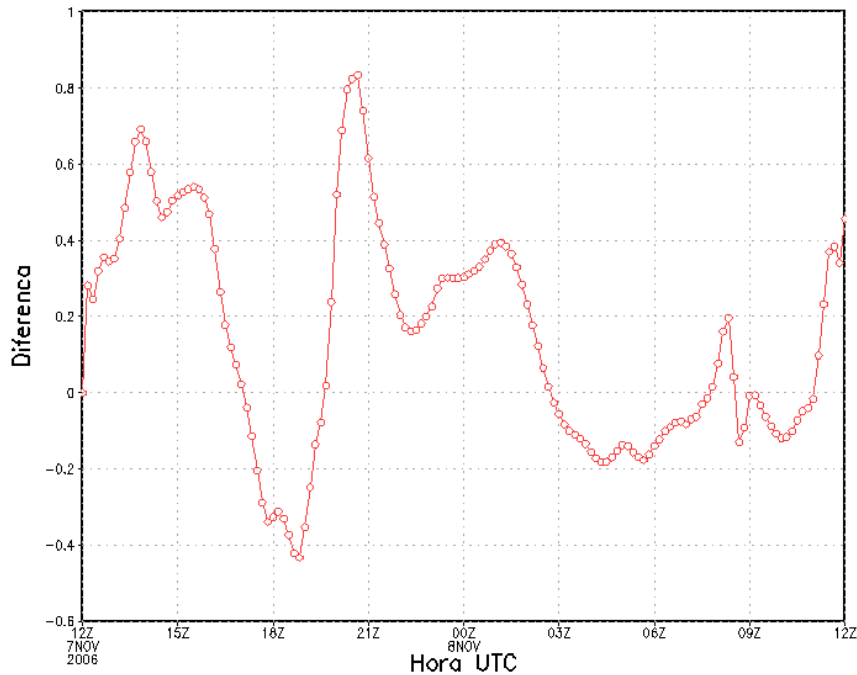


Figura 46. Diferença na variação da razão de mistura entre floresta e baía durante 24 horas simuladas, entre 12UTC do dia 7 de novembro de 2006 e 12 UTC do dia 8 de novembro de 2006.

Na grade 2, cujo domínio ainda abrange uma parte da Baía de Caxiuana, o comportamento dos campos de superfície e vetores de vento pode ser observado nas Figuras 47 a 51. Os resultados mostram que existe uma combinação da influencia dos ventos alísios juntamente com a influência da presença da Baía. Os ventos de nordeste influenciam no alinhamento espacial dos campos no sentido nordeste-sudeste enquanto ocorre também uma influencia da Baía devido ao transporte para oeste causado pela advecção de temperatura e umidade. O alinhamento com os ventos ocorre principalmente durante as horas do dia em que há forte movimento vertical e convecção. Durante a noite estes movimentos verticais ficam mais fracos e ocorrem distúrbios causados pela presença de tempestades convectivas em alguns locais. Em regiões e horários onde não ocorrem tempestades, existe uma influencia da Baía que causa um alinhamento dos campos no sentido norte-sul.

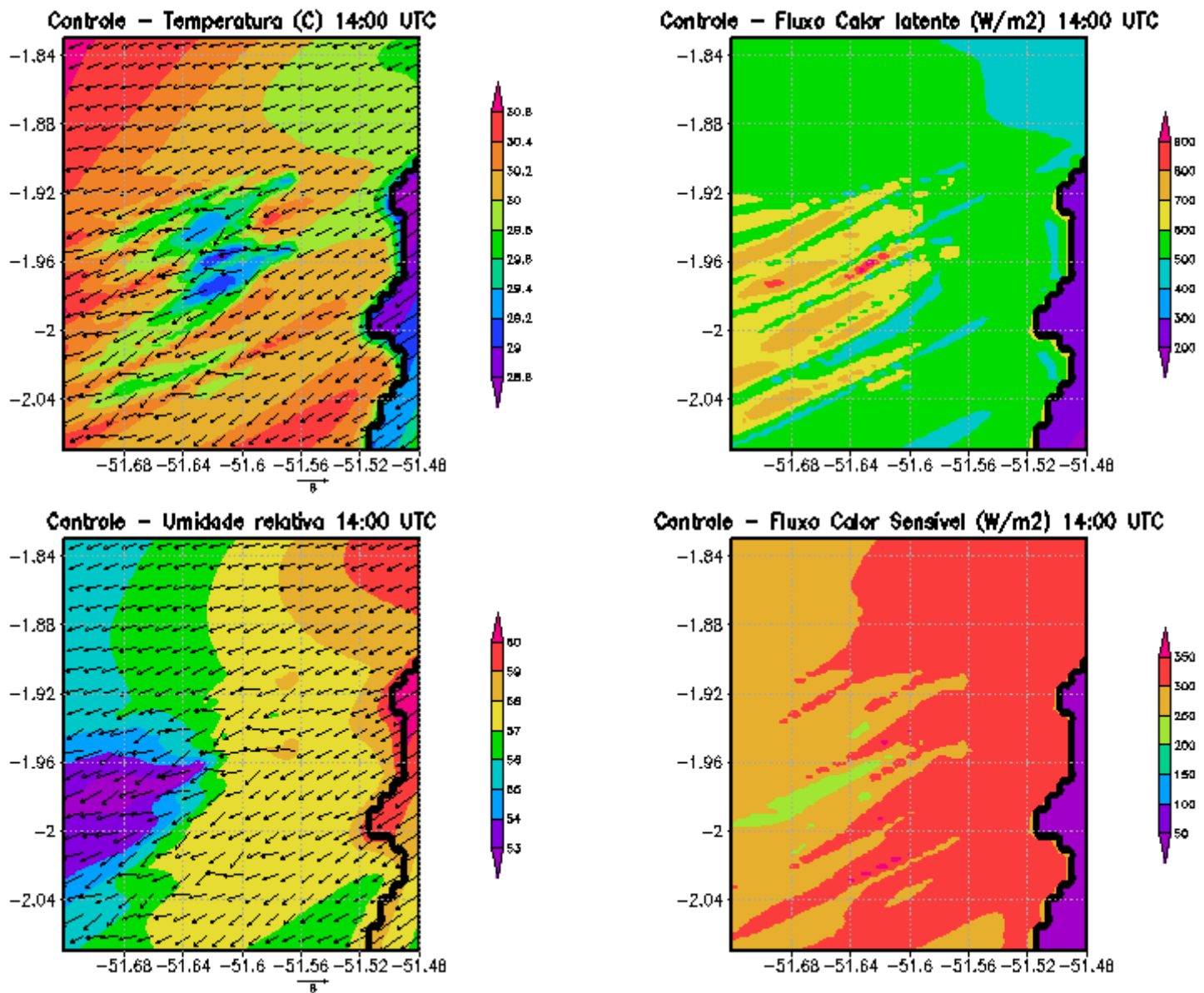


Figura 47. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 14:00 UTC, do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

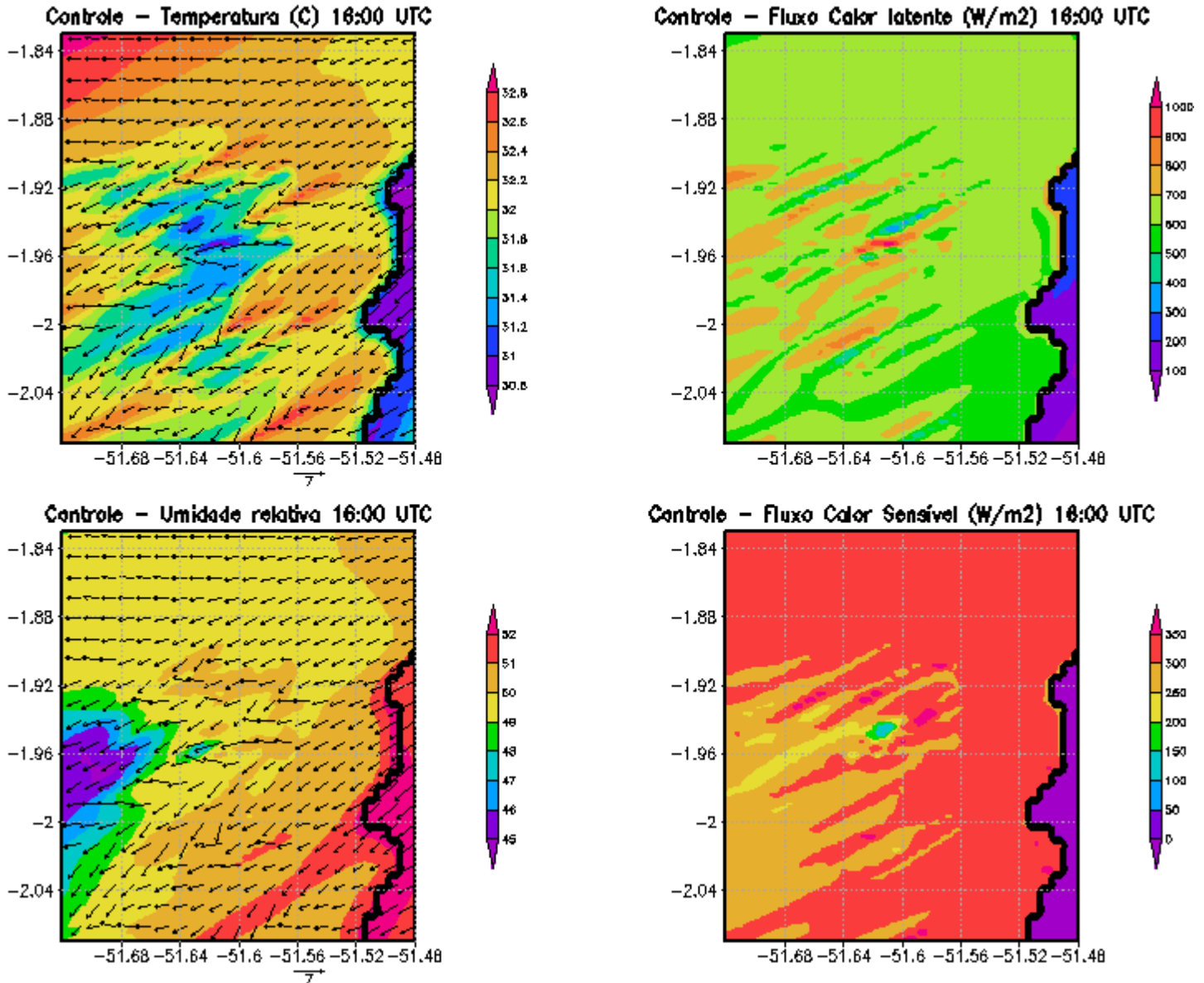


Figura 48. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

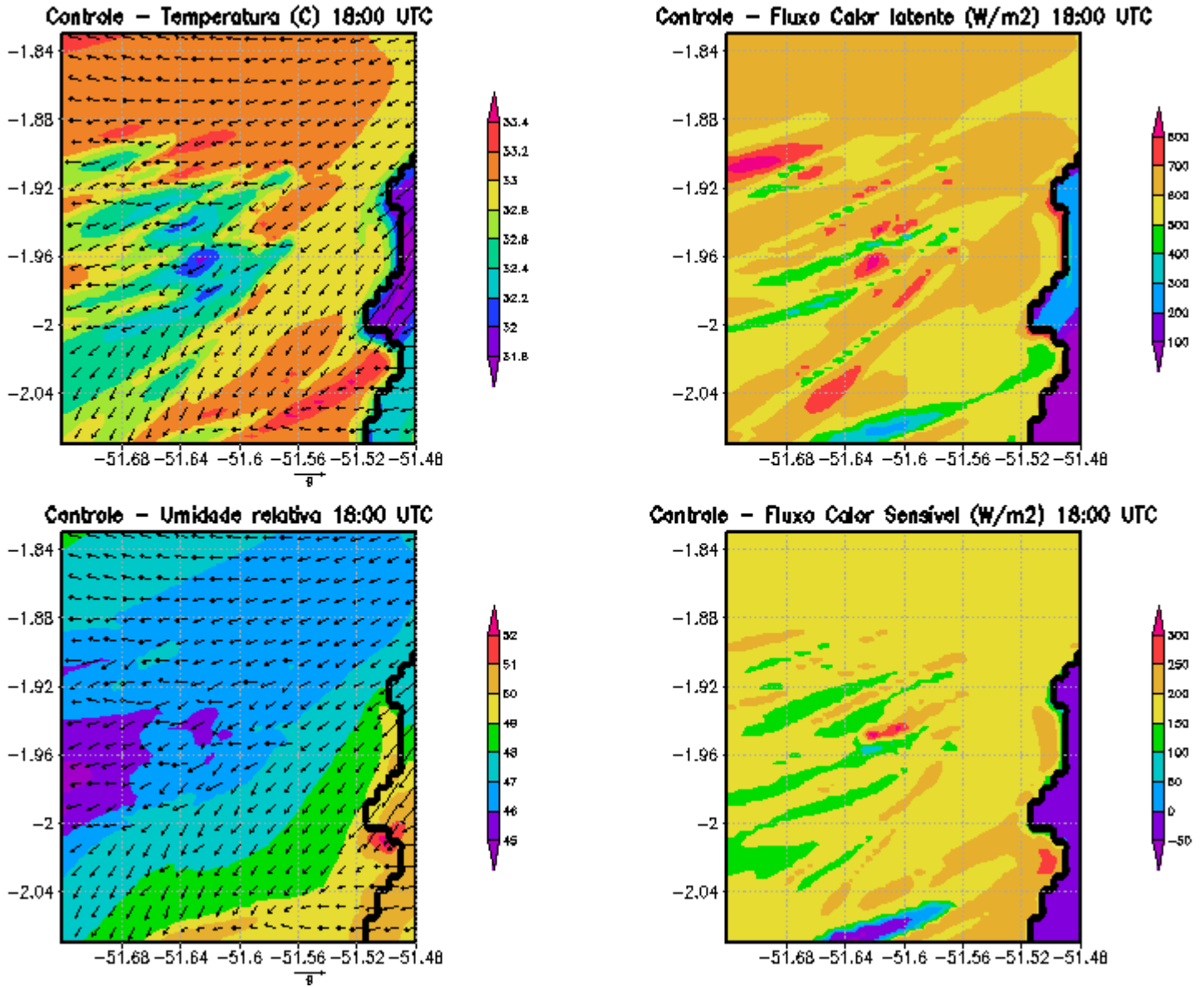


Figura 49. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 18:00 UTC, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

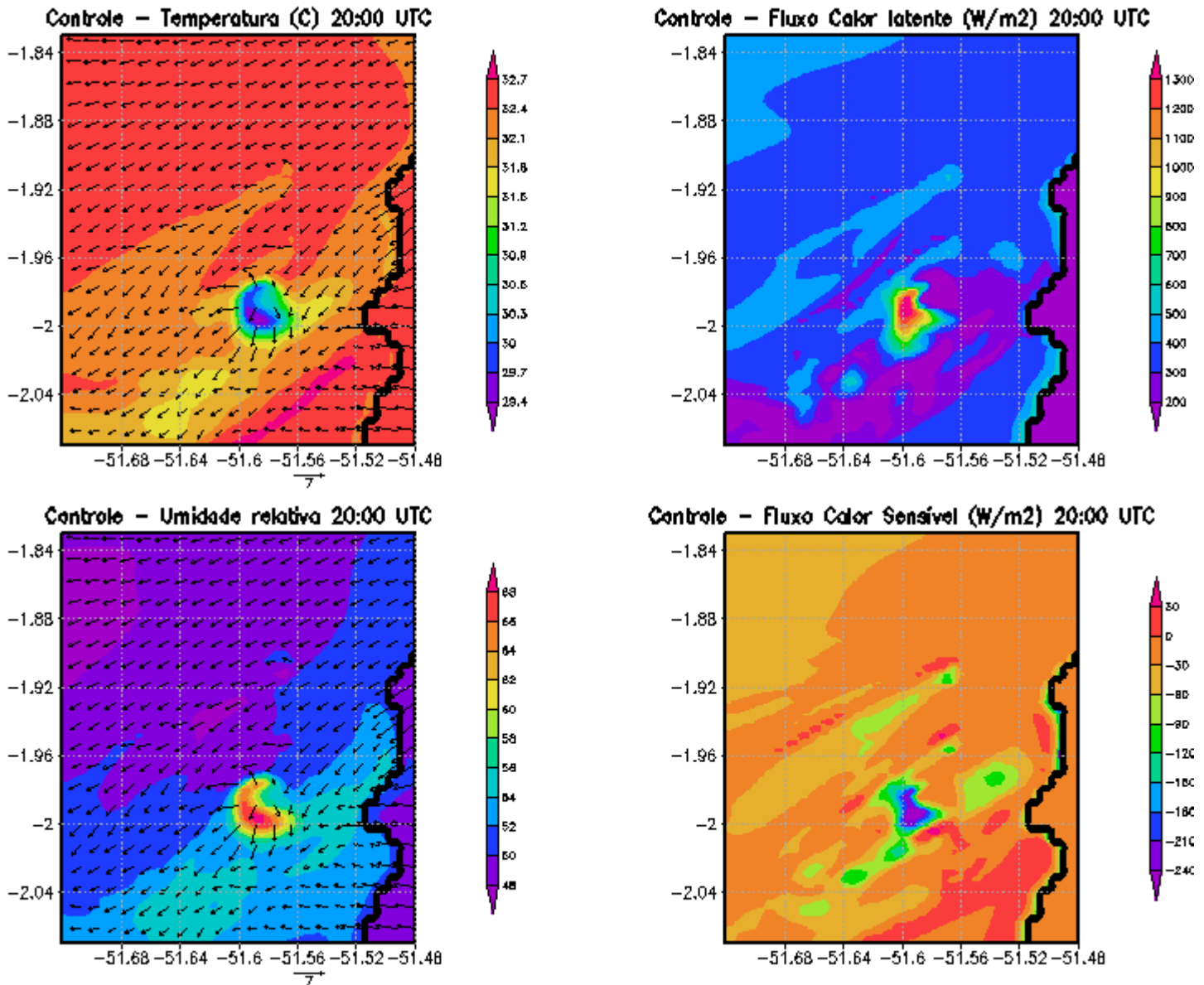


Figura 50. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 20:00 UTC, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

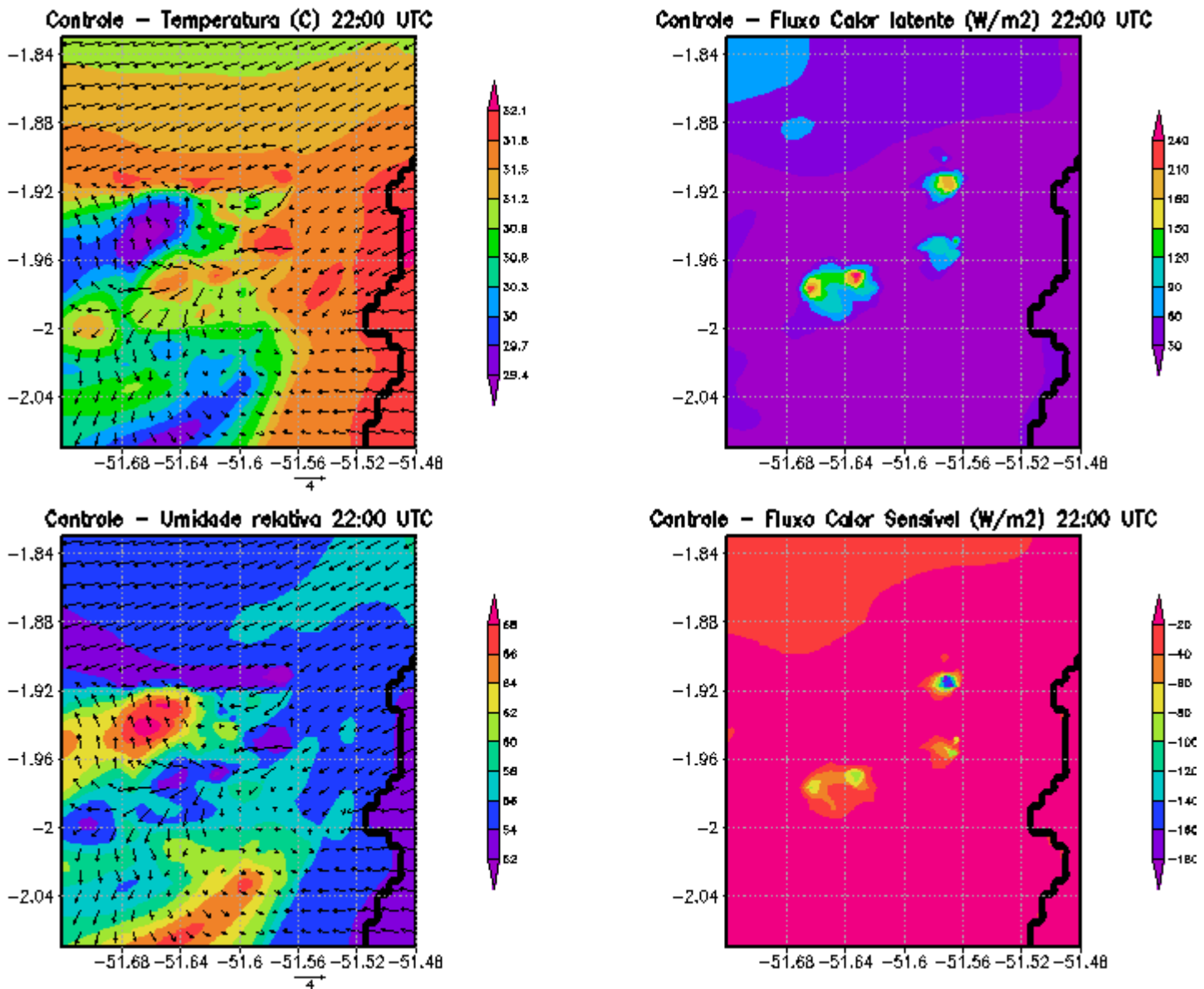


Figura 51. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 22:00 UTC, na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

Até as 22:00 UTC é possível identificar os limites da Baía de Caxiuana em todos os campos, assim como visto para a grade 1. Entretanto, à partir das 20:00 UTC, estes limites já não são tão bem definidos e fica mais difícil identificar um padrão de influência da Baía de Caxiuana sobre seus arredores, principalmente a partir das 00:00 UTC (Figura 52).

Com relação à temperatura do ar, houve oscilação entre 30,8 °C e 33,4°C, verificadas nos horários de 14:00 e 18:00 UTC, respectivamente. Já a umidade

relativa atingiu o máximo de 68% às 22:00 UTC e mínimo de 45%, às 16:00 e 18:00 UTC. No horário de 00:00 UTC nota-se novamente uma mudança da direção dos ventos para noroeste em direção aos sistemas convectivos precipitantes que ocorrem ao sul do Rio Amazonas.

Para os fluxos de calor sensível e latente, a Figuras 52 apresentou os campos quase homogêneos, só variando muito pouco no centro da grade.

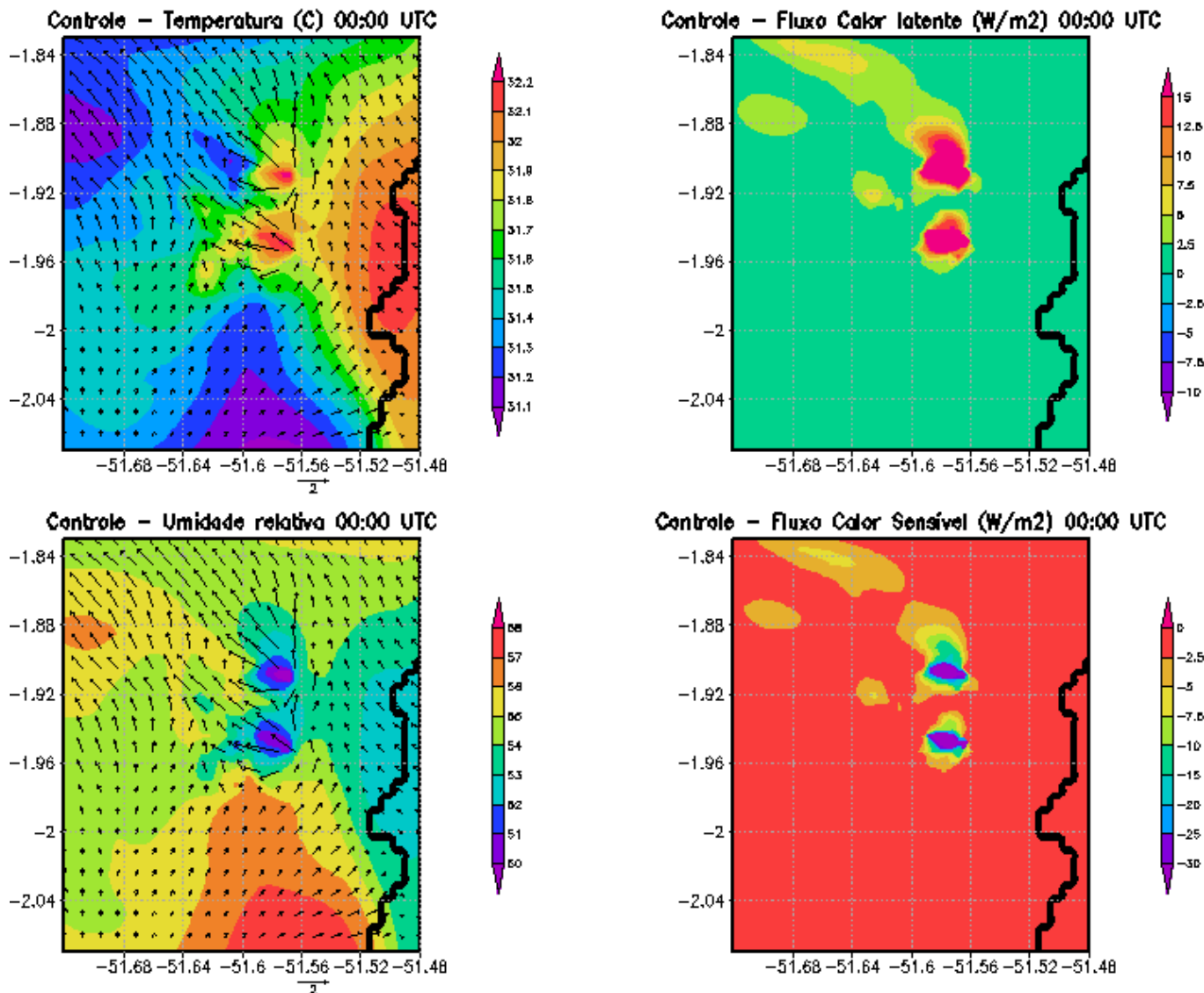


Figura 52. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

A temperatura do dossel e da vegetação apresentaram o mesmo padrão que o observado na grade 1, ou seja, o uso destas variáveis permitiu a visualização do gradiente térmico entre floresta e a baía de Caxiuaná. Os horários mostrados abaixo são típicos das situações diurna, de transição e noturna do gradiente térmico (Figuras 53 a 55).

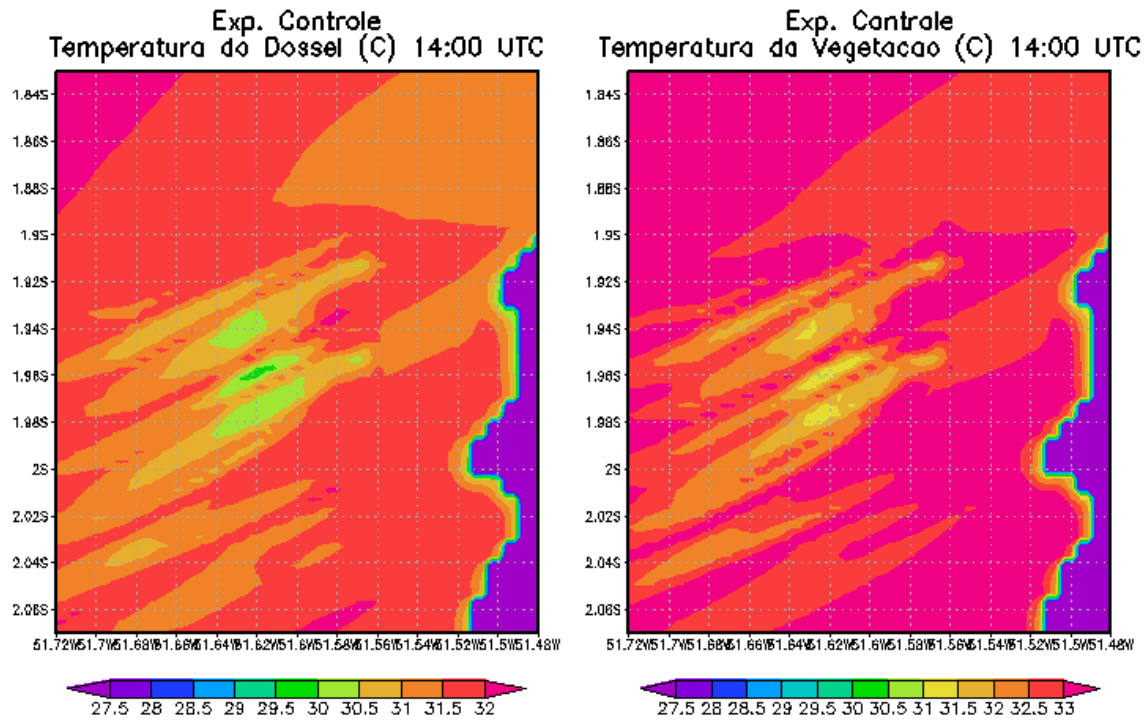


Figura 53. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 14:00 UTC (situação diurna), do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuaná e suas proximidades.

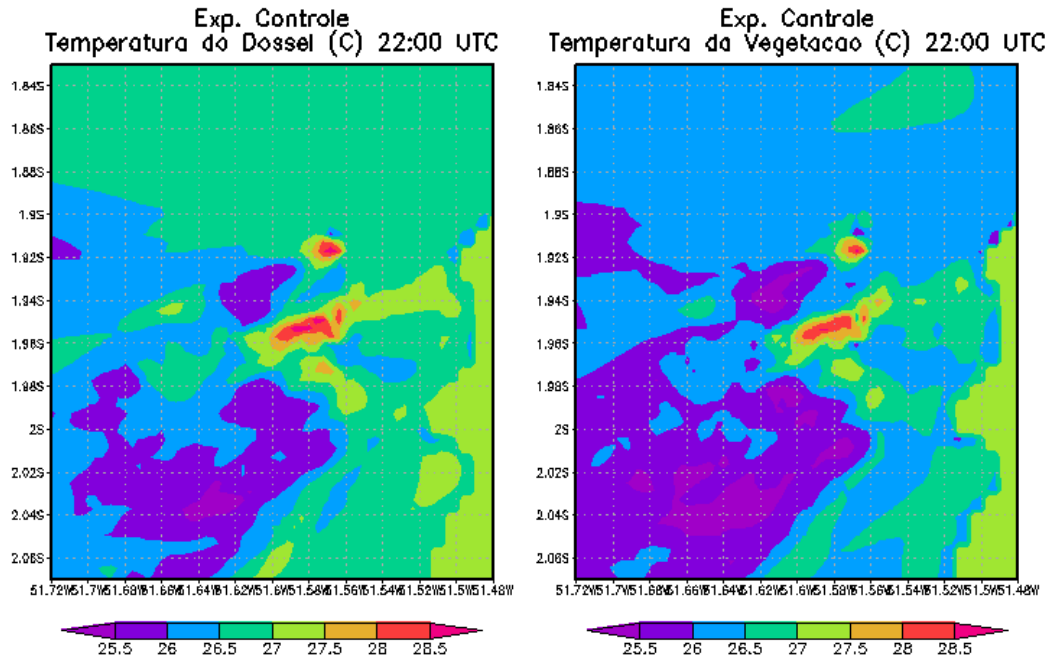


Figura 54. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 22:00 UTC (situação de transição), do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

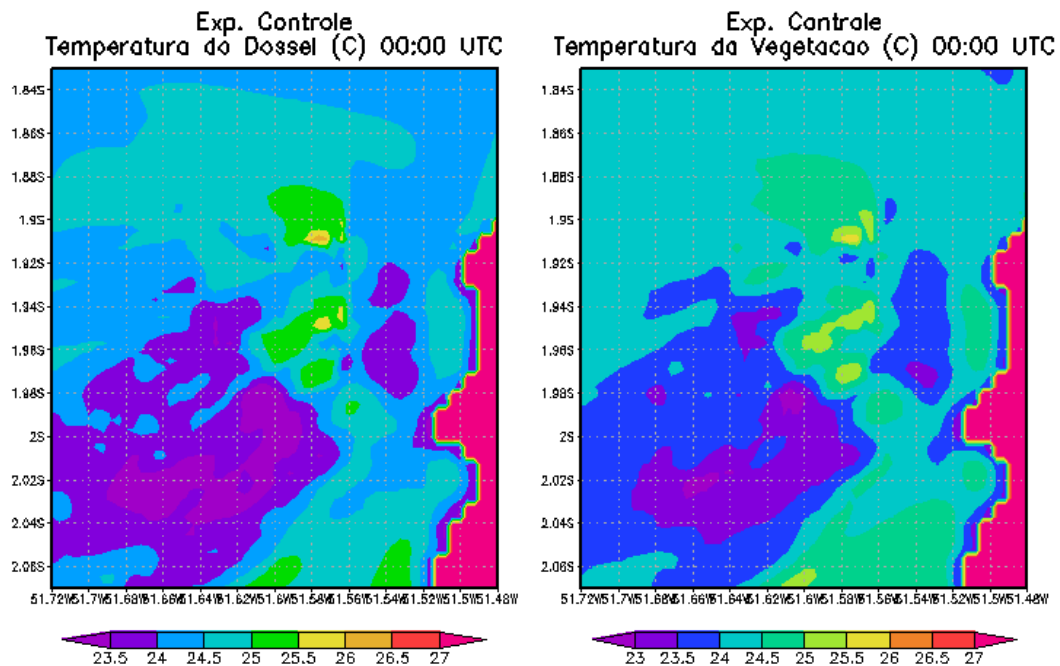


Figura 55. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 2, às 00:00 UTC (situação noturna), do dia 08 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuanã e suas proximidades.

4.2.3 Resultados de micro-escala

A grade de maior resolução mostra que o padrão espacial de variação da temperatura está associado com a direção do escoamento que advém de nordeste (Figuras 56 a 59), conforme foi observado na grade de mesoescala. Este padrão pode ser verificado até as 20:00 UTC aproximadamente. Estas simulações de alta resolução puderam capturar um sistema convectivo precipitante no período entre 21:00 e 22:00 UTC que causou vários distúrbios nos campos de superfície (Figuras 60 a 63).

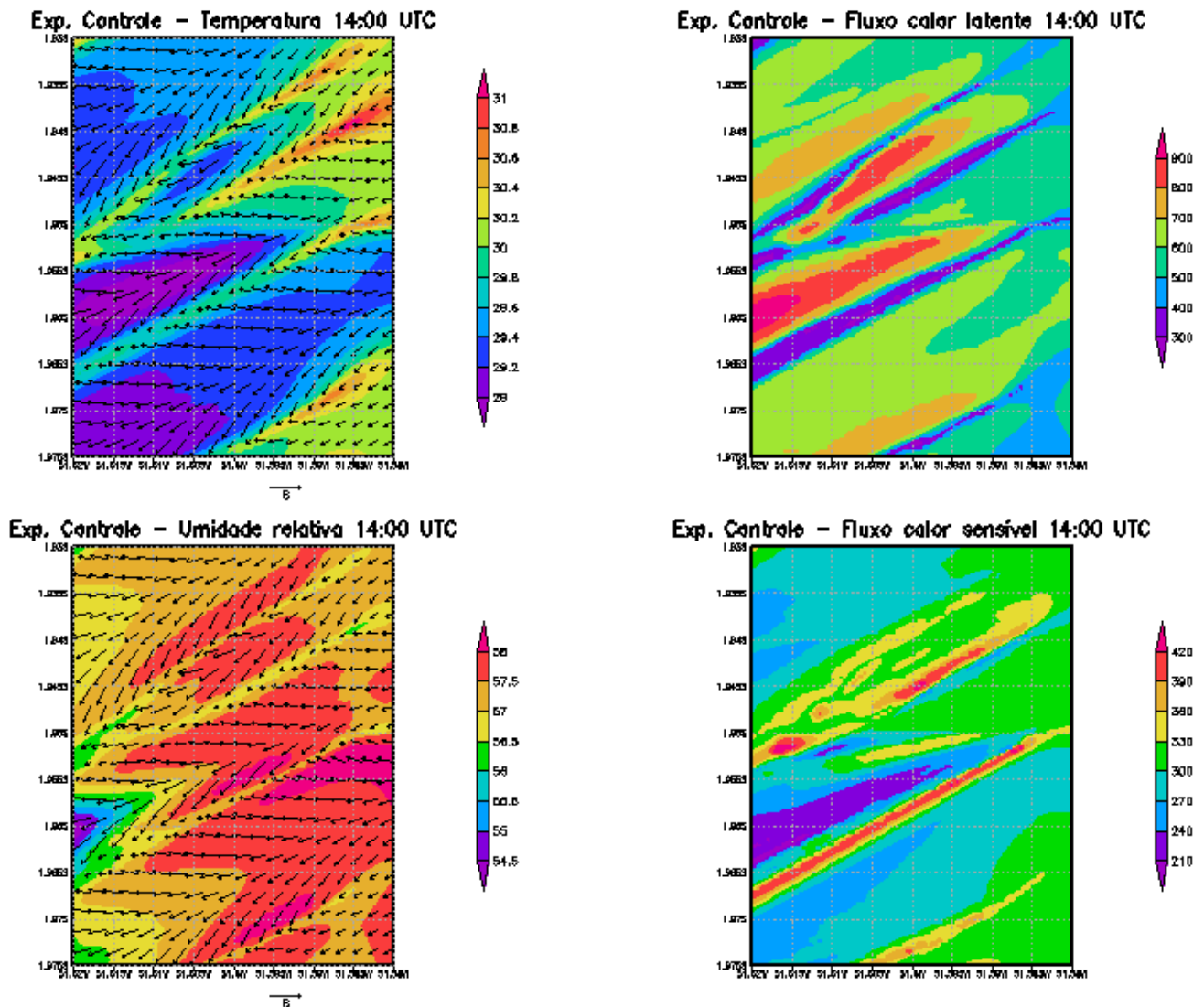


Figura 56. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

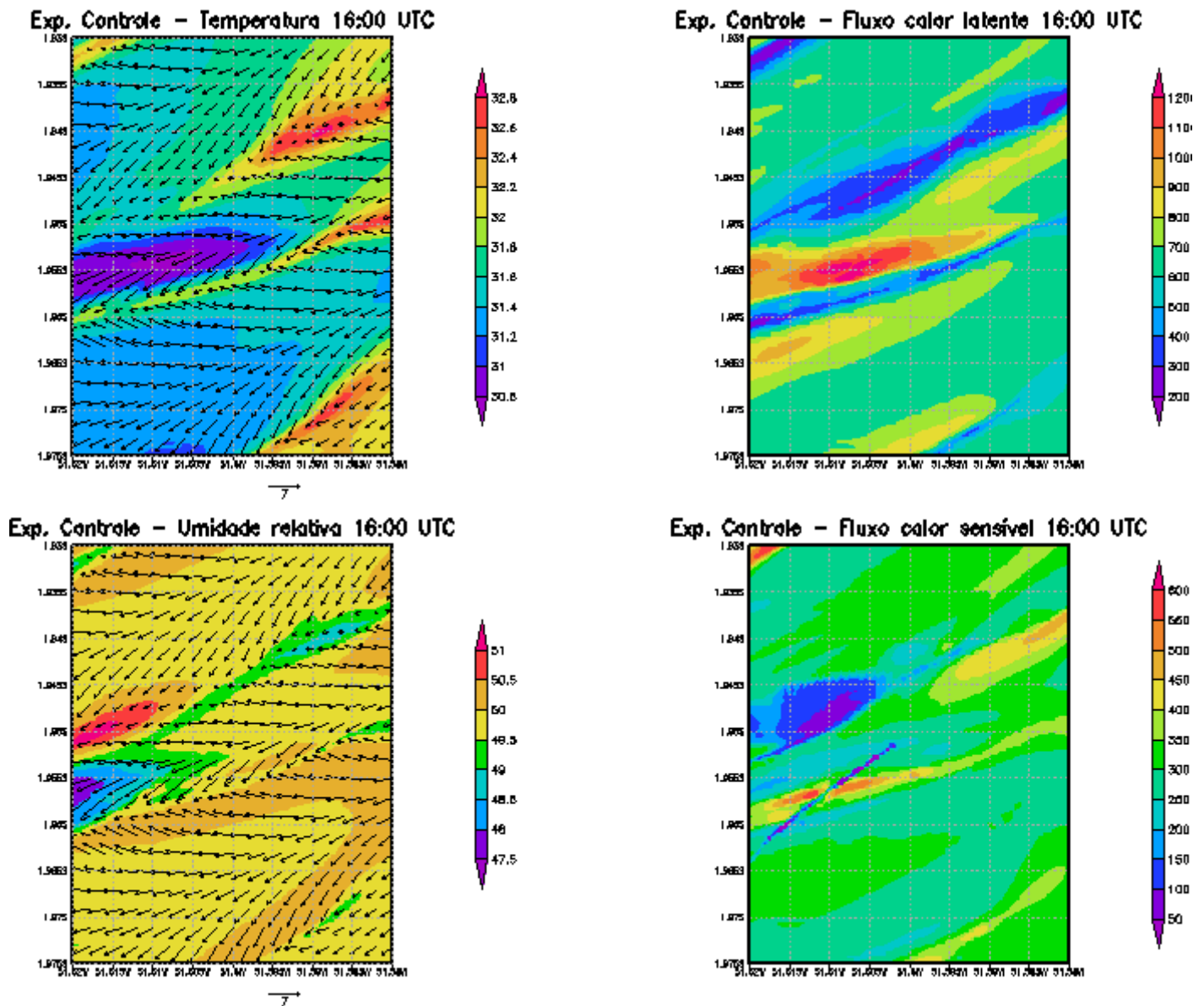


Figura 57. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxuanã e suas proximidades.

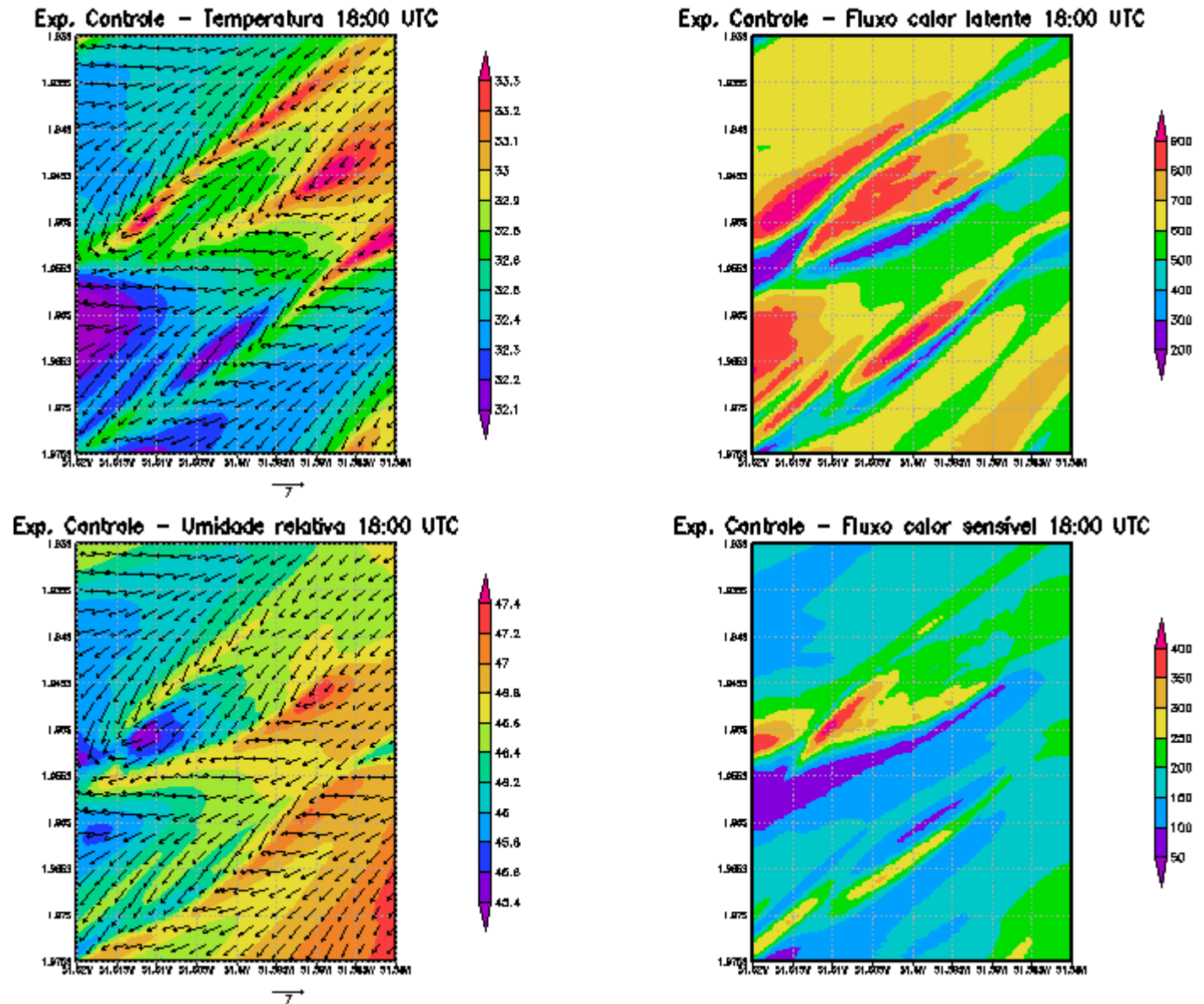


Figura 58. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4 , às 18:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuaná e suas proximidades.

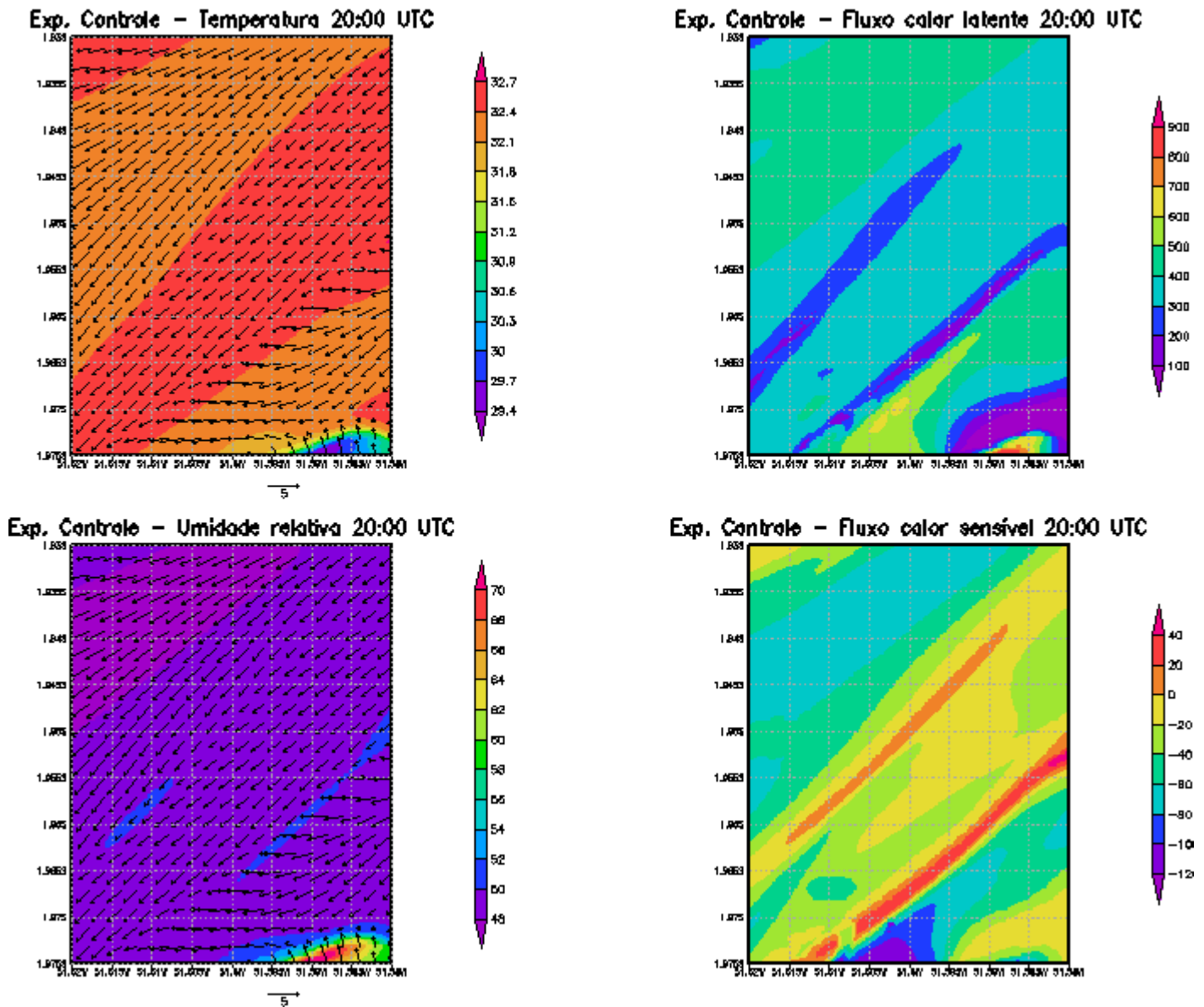


Figura 59. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 20:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxianã e suas proximidades.

A partir das 21:00 UTC foi verificado um episódio de precipitação na grade 4, conforme pode ser observado nas Figuras 60, 61, 62 e 63. Após este episódio, que durou até as 22:10 UTC, os campos de superfície apresentaram um padrão incomum, o qual durou até o final da simulação (Figura 64).

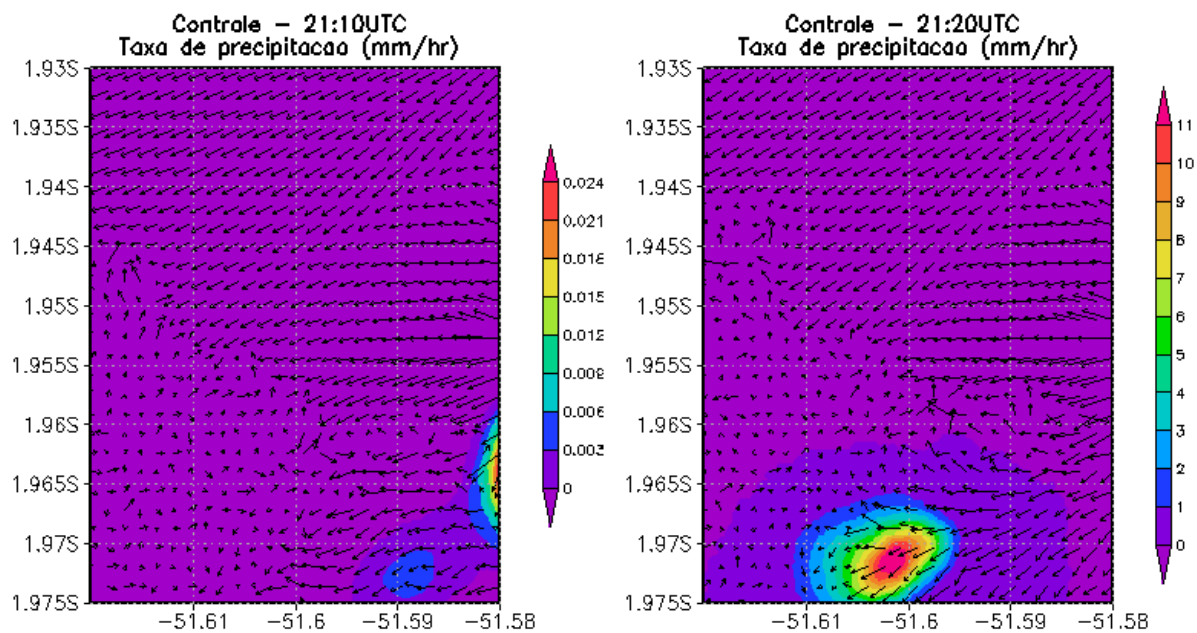


Figura 60. Campos de precipitação na grade 4, às 21:10 UTC, à esquerda e às 21:20UTC, à direita.

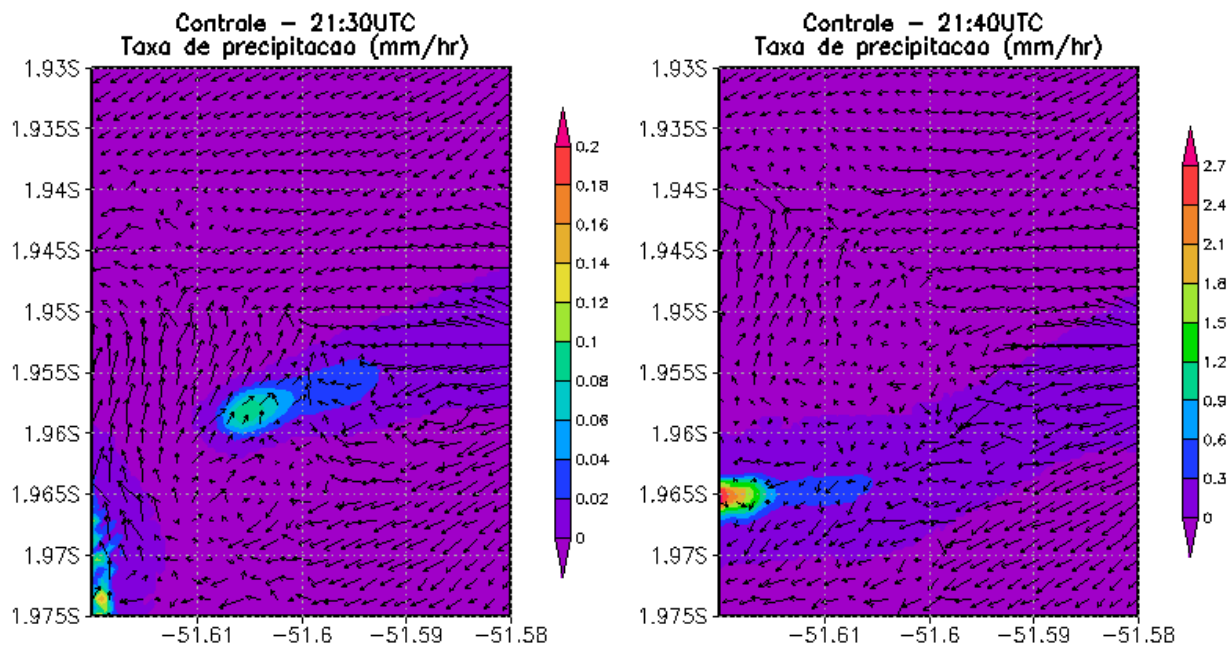


Figura 61. Campos de precipitação na grade 4, às 21:30 UTC, à esquerda e às 21:40UTC, à direita.

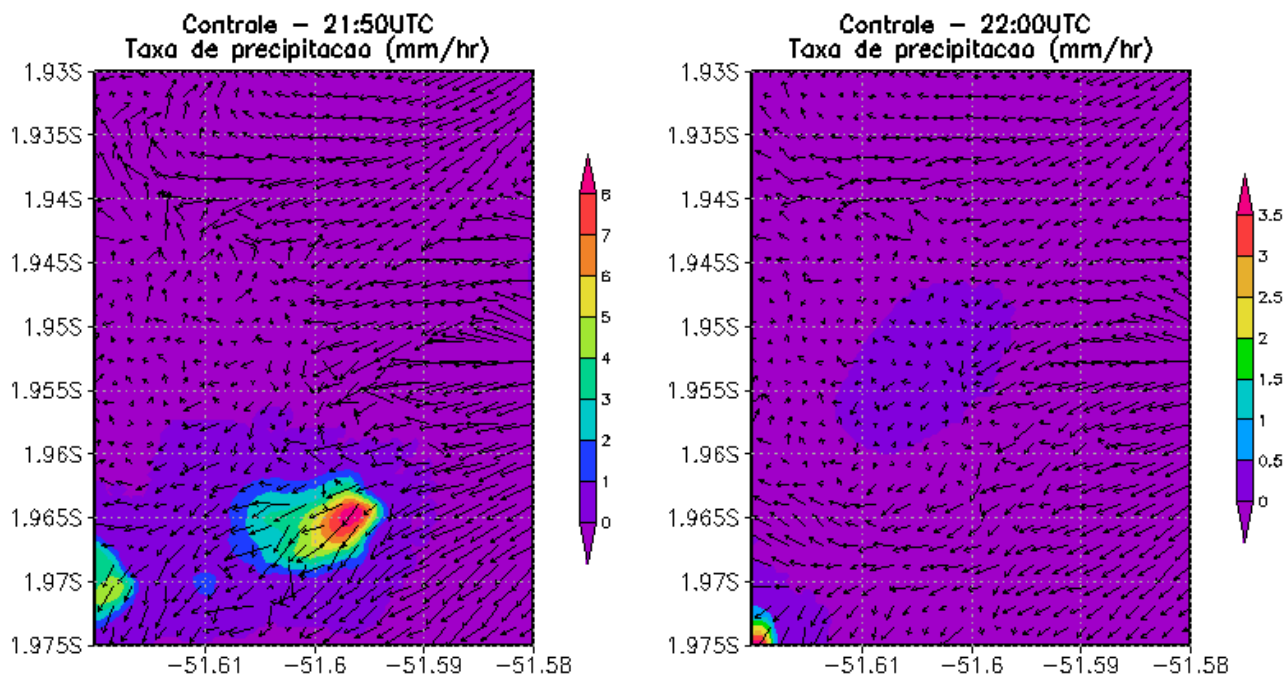


Figura 62. Campos de precipitação na grade 4 , às 21:50 UTC, à esquerda e às 22:00UTC, à direita.

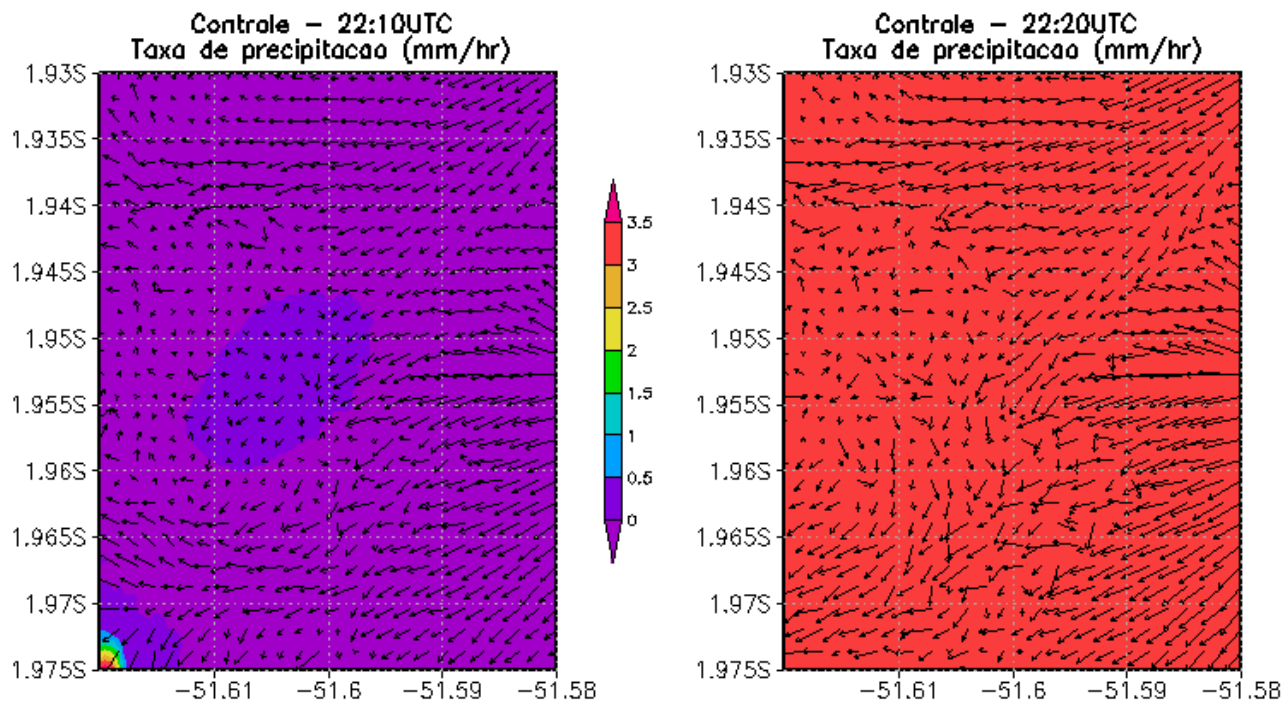


Figura 63. Campos de precipitação na grade 4 , às 22:10 UTC, à esquerda e às 22:20UTC, à direita.

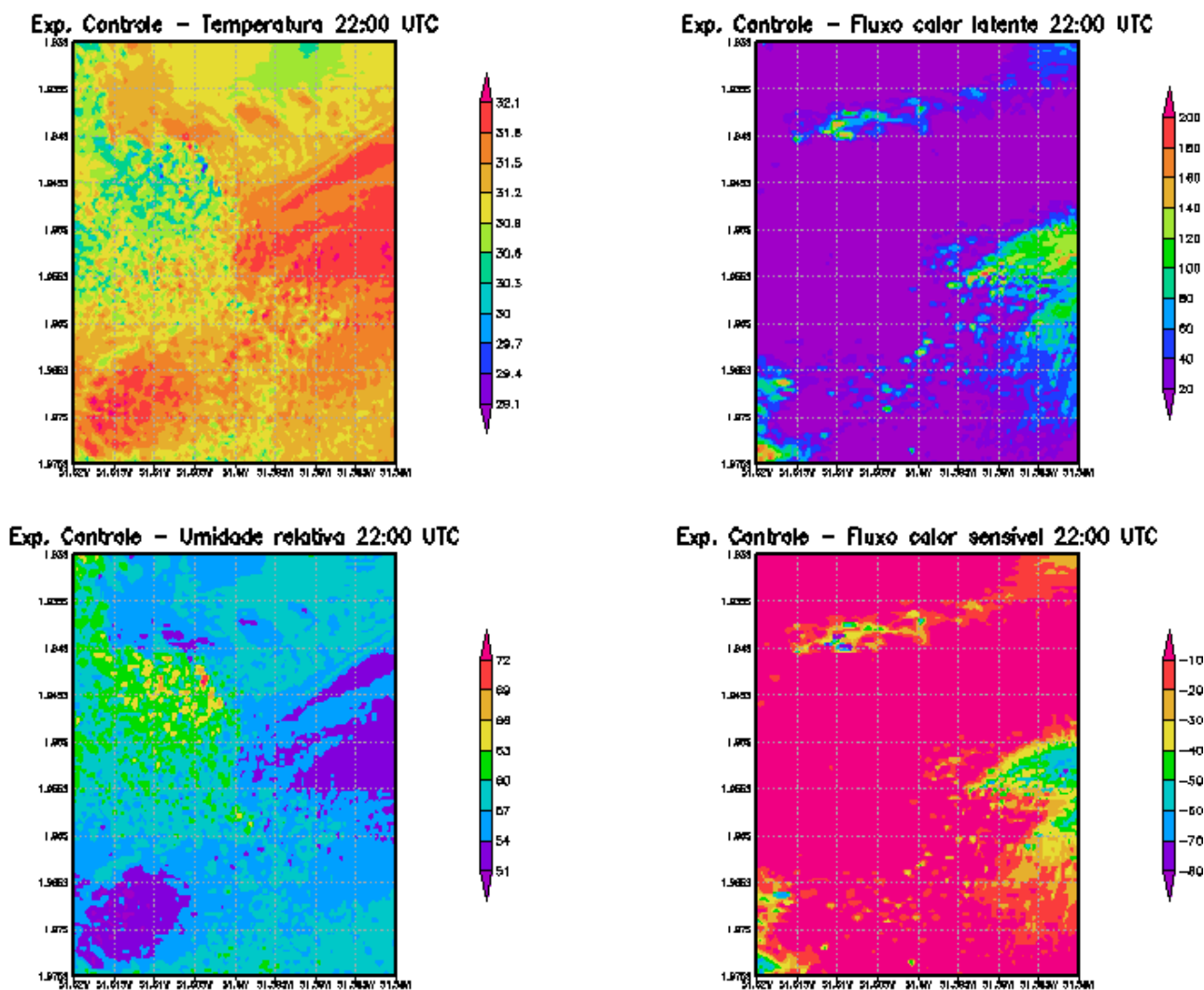


Figura 64. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4 , às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006, na região da Baía de Caxiuana e suas proximidades.

Um padrão semelhante pode ser observado para as variáveis de temperatura do dossel e da vegetação (Figuras 65 e 66).

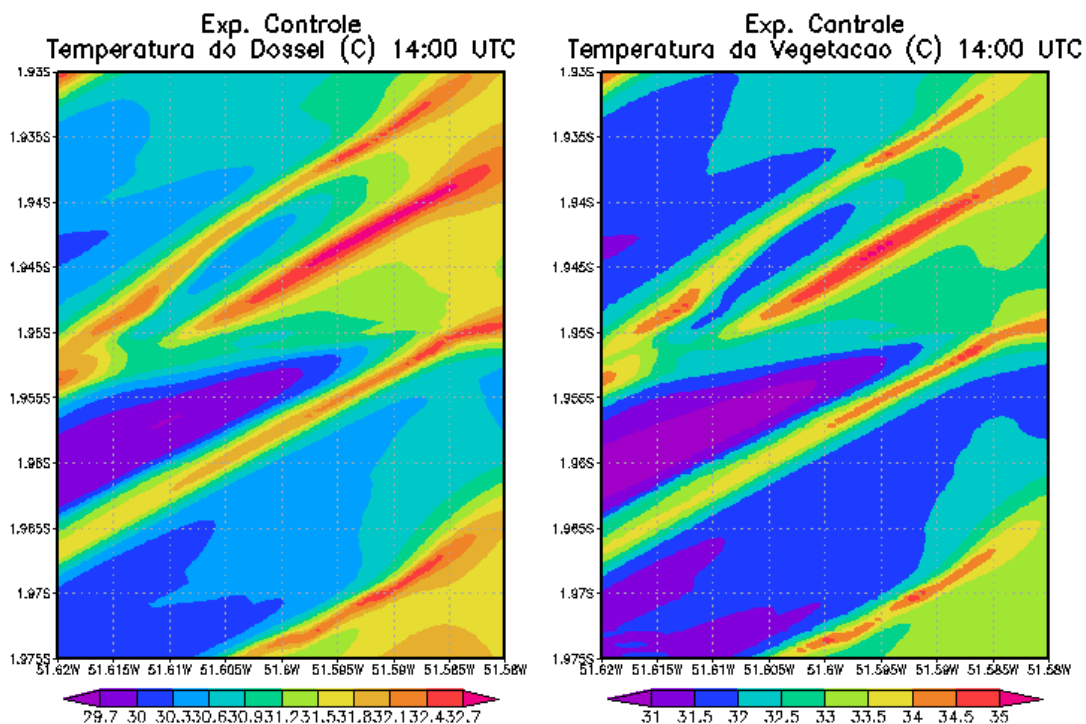


Figura 65. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 14:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.

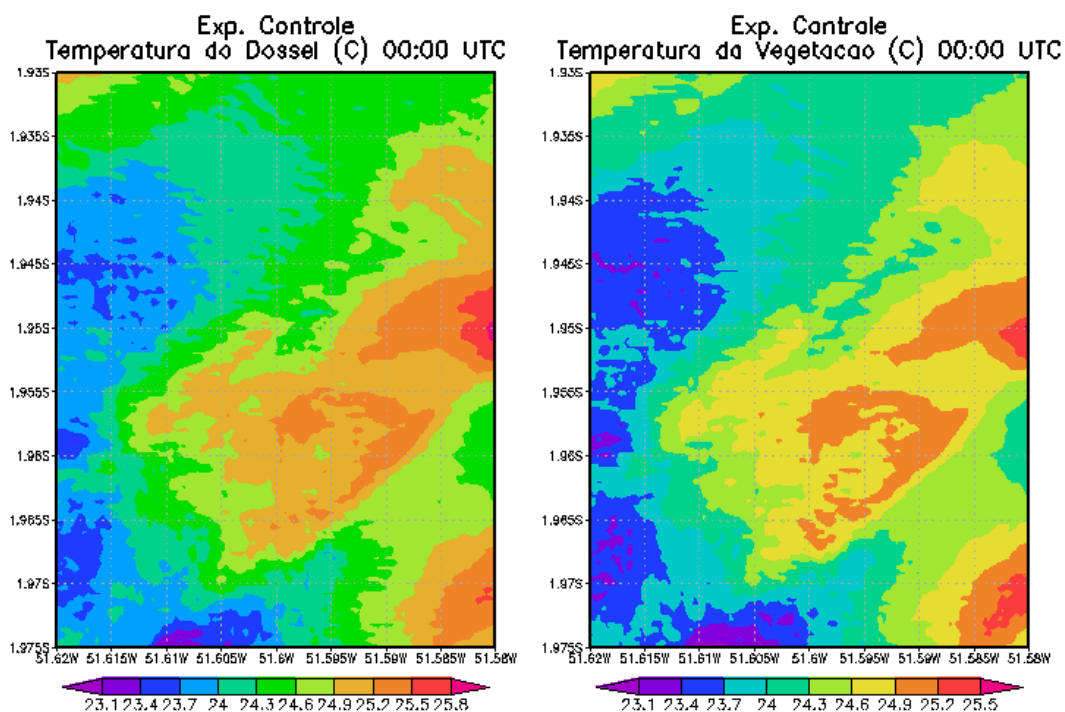


Figura 66. Campos de superfície de temperatura do dossel e da vegetação na grade 4, às 00:00 UTC do dia 08 de novembro de 2006.

De modo análogo a este estudo, Silva Dias et al. (2004) realizou uma simulação de alta resolução na região de Santarém e verificou a existência de uma célula de brisa no rio Tapajós cujo movimento ascendente na margem leste produz nuvens e o movimento descendente na margem oeste suprime a nebulosidade. Este estudo também permitiu simular e identificar alguns processos de escala local que são peculiares e devem ser investigados mais profundamente.

4.3 EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE

Conforme já descrito no item da metodologia, foram executados os experimentos TS-1 (Teste de Sensibilidade – 1), correspondente ao EXPERIMENTO SUPERFICIE, TS-2 (Teste de Sensibilidade – 2), referente ao EXPERIMENTO VENTO MENOR e o TS-3 (Teste de Sensibilidade – 3), relativo ao EXPERIMENTO VENTO MAIOR.

4.3.1. Efeito da superfície

O objetivo do TS-1 é avaliar o impacto da presença da Baía de Caxiuanã. Nesse experimento a Baía, assim como demais elementos aquáticos foram removidos dos domínios em que estavam presentes, sendo substituídos por áreas de floresta. O modelo foi então integrado com as mesmas opções do experimento de controle. Inicialmente, foram obtidas e comparadas as médias espaciais dos fluxos de superfície, correspondentes aos experimentos CONTROLE e TS-1, durante as 24 horas simuladas.

Os efeitos da ausência das superfícies aquáticas são verificados, principalmente, nos fluxos de calor sensível e latente. Eles permitem avaliar como ocorrem as trocas de energia entre floresta e atmosfera. As séries das médias espaciais dos fluxos na grade 4 serão mostradas nas Figuras 67 e 68, assim como as diferenças observadas entre as séries.

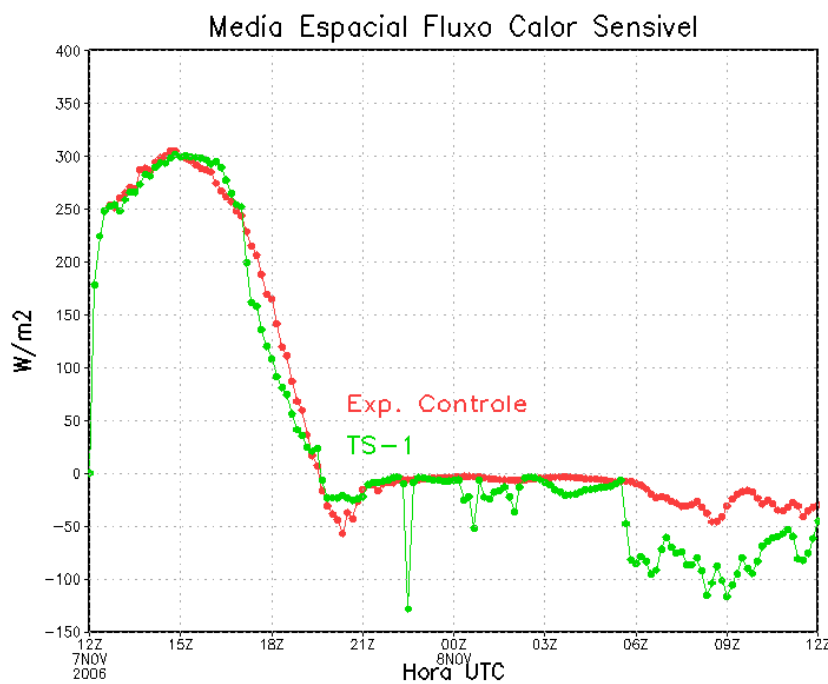
Os resultados mostram que ocorre diminuição dos fluxos de calor sensível e calor latente principalmente no período da tarde. Na Figura 67a que mostra a evolução da média espacial do fluxo de calor sensível nos experimentos TS-1 e CONTROLE, as maiores diferenças observadas ocorrem nos horários que entre 16:00 e 20:00 UTC e a partir das 06:00 UTC do dia 8 de novembro de 2006. Existe também um ápice de diferença próximo às 22:00UTC, atingindo o valor de 120 W/m². As diferenças nos horários entre 17:00 UTC e 20:00 UTC, assim como a partir da 06:00UTC alcançam os valores de 50 e 80 W/m², respectivamente. Apesar da grade 4 já ser ocupada anteriormente por superfície vegetada no experimento CONTROLE, as diferenças entre o experimento CONTROLE e o TS-1 refletem os efeitos que a presença/ausência de superfícies d'água nas grades 1 e 2 exercem sobre a grade de micro-escala, haja vista que a substituição de uma superfície de água por uma de floresta promove um aquecimento mais acelerado, em virtude das diferentes físicas propriedades de armazenamento e troca de calor de apresentadas por estas superfícies. A Figura 72 mostra os campos de superfície para o horário das 16:00 UTC na grade 4, e como o tipo da superfície altera as características das variáveis na superfície, quando comparamos com a Figura 57.

A média espacial e diferença da média do fluxo de calor latente mostrados na Figura 68, apresenta também uma configuração que atinge um pico de diferença positiva de aproximadamente 350 W/m², entre o experimento TS-1 e CONTROLE próximo das 22:00 UTC, no mesmo horário do mínimo com o calor sensível. Com exceção deste pico, as demais diferenças atingem no máximo 160 W/m².

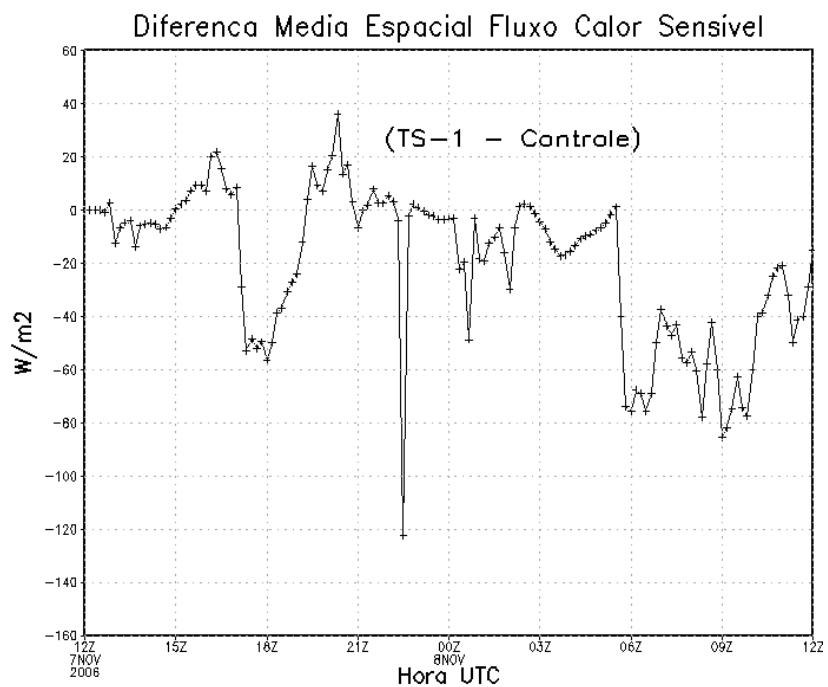
Estes resultados sugerem a ocorrência de chuvas nos horários próximos de 22:00 UTC, pois há diminuição de calor sensível provavelmente causado por rajadas e aumento do calor latente causado pela re-evaporação da precipitação. As Figuras 69 e 70 mostram as diferenças na taxa de precipitação entre Experimento Controle e o TS-1, ressaltando que a localização da baía está à direita da grade 4.

Estes resultados estão em acordo com a simulação da radiação de onda curta que chega à superfície. No caso da radiação de onda curta incidente (Figura 71), as diferenças observadas indicam que no experimento no TS-1 a radiação incidente é menor do que no experimento CONTROLE nestes horários. Os resultados sugerem que com a substituição das superfícies aquáticas por floresta ocorre um maior fluxo

de transpiração pela floresta que alimenta os sistemas convectivos mostrando que a floresta é fundamental para a reciclagem da água local.

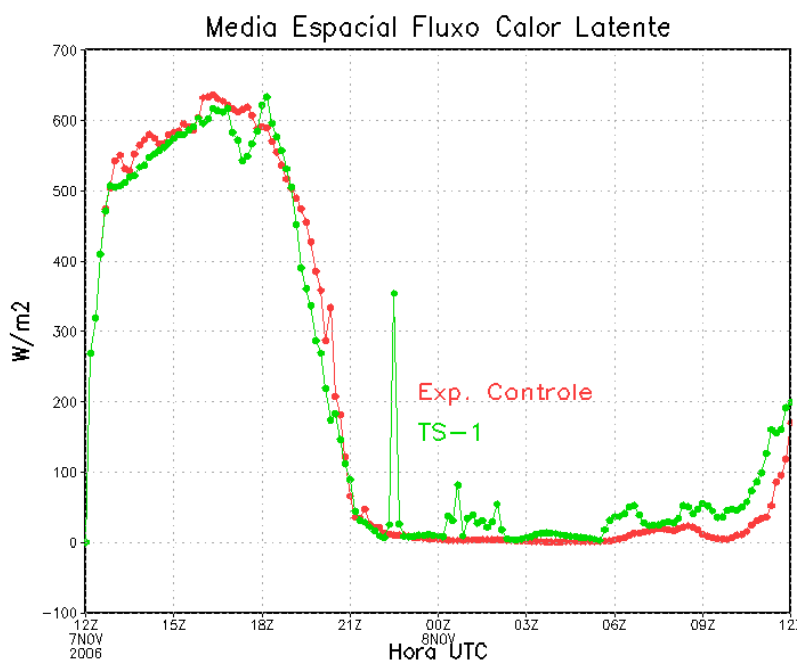


(a)

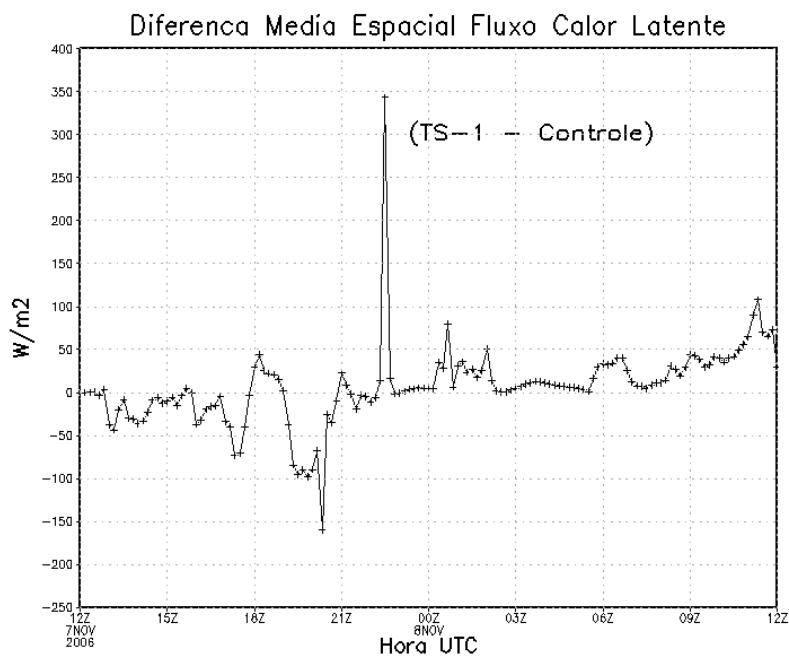


(b)

Figura 67. Evolução da média espacial do fluxo de calor sensível nos experimentos ao longo da simulação (24 horas) (a); diferença do fluxo entre o Experimento Controle e TS-1 (b), na grade 4.



(a)



(b)

Figura 68. Evolução da média espacial do fluxo de calor latente nos experimentos ao longo da simulação (24 horas) (a); diferença do fluxo entre o Experimento Controle e TS-1 (b), na grade 4.

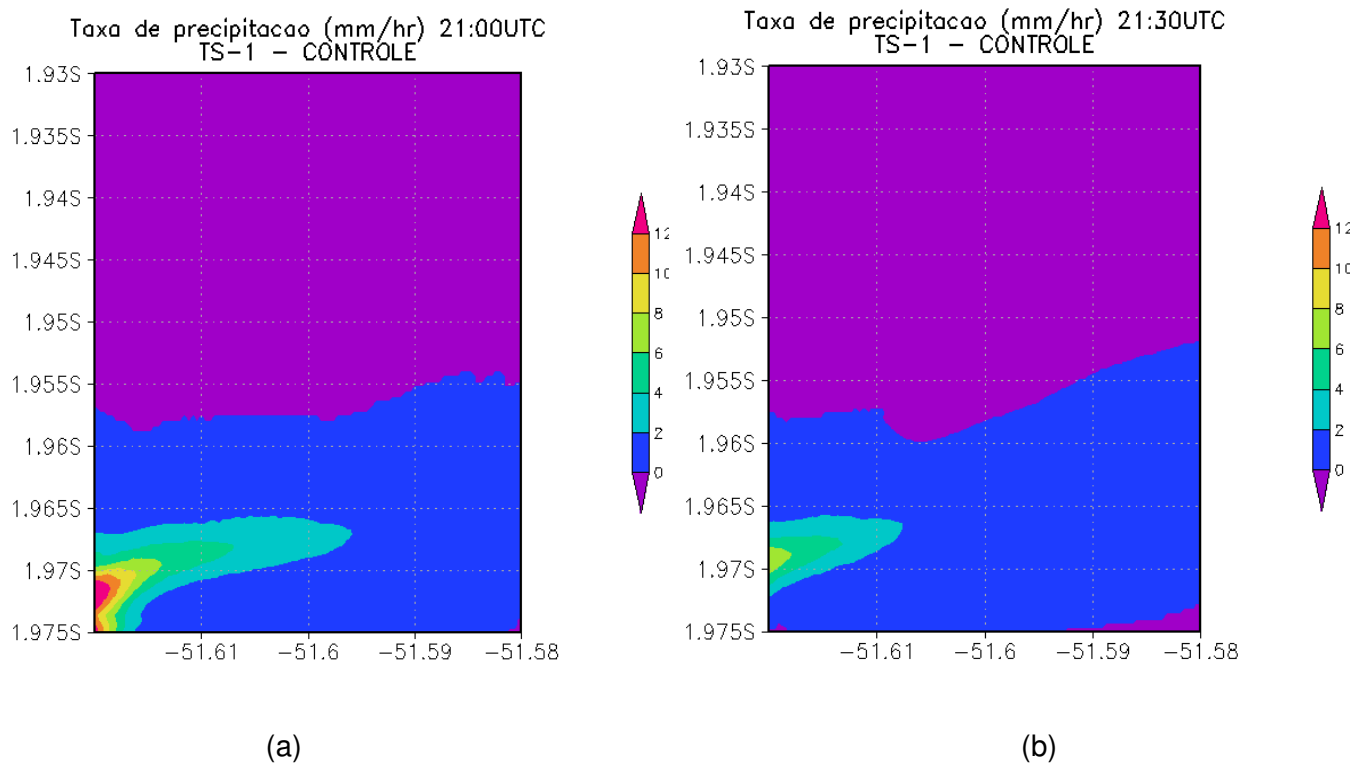


Figura 69. Diferença na taxa de precipitação entre TS-1 e CONTROLE na grade 4: (a) às 21:00 UTC; e (b) às 21:30 UTC do dia 07 de novembro de 2006.

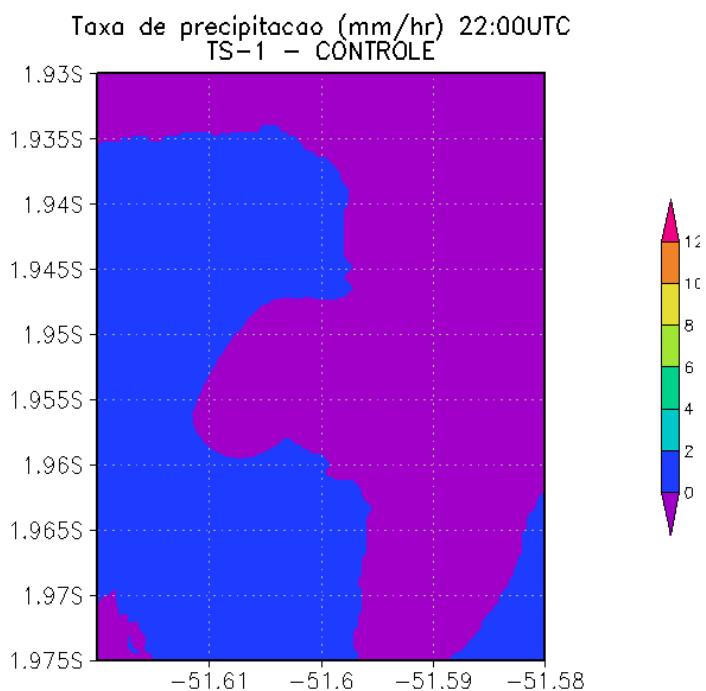
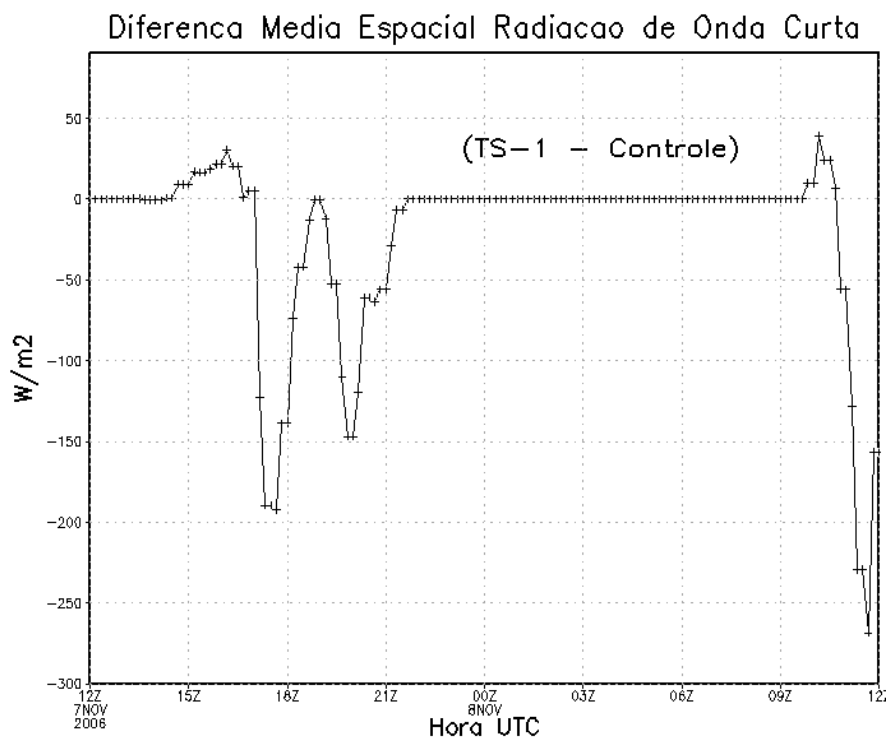
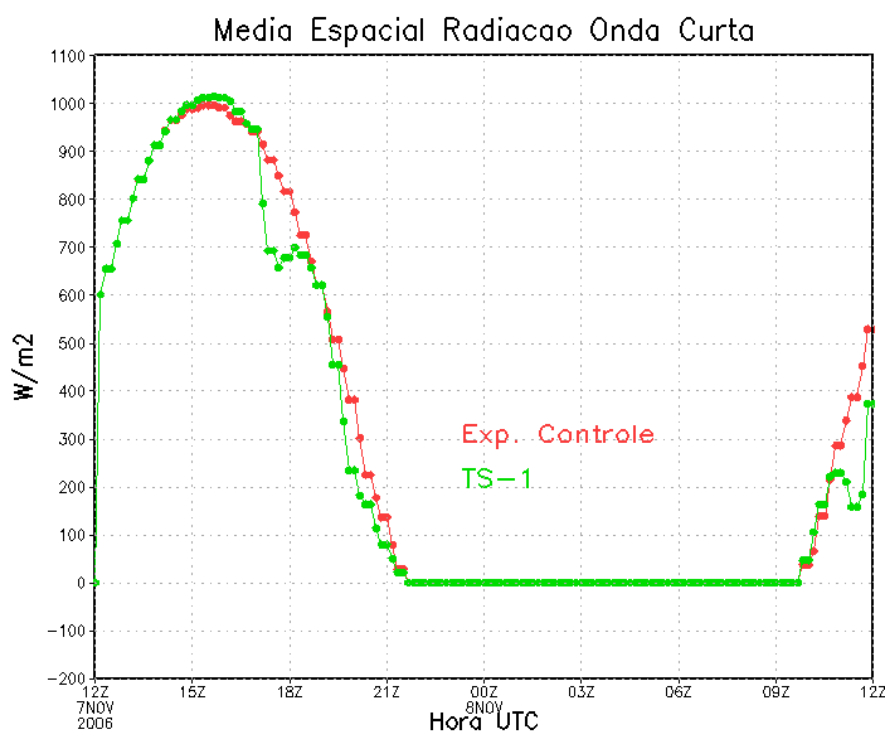


Figura 70. Diferença na taxa de precipitação entre TS-1 e CONTROLE na grade 4, às 22:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.



(a)



(b)

Figura 71. Evolução da média espacial da radiação solar incidente nos experimentos ao longo da simulação (a); diferença do fluxo radiativo entre o Experimento Controle e TS-1 (b).

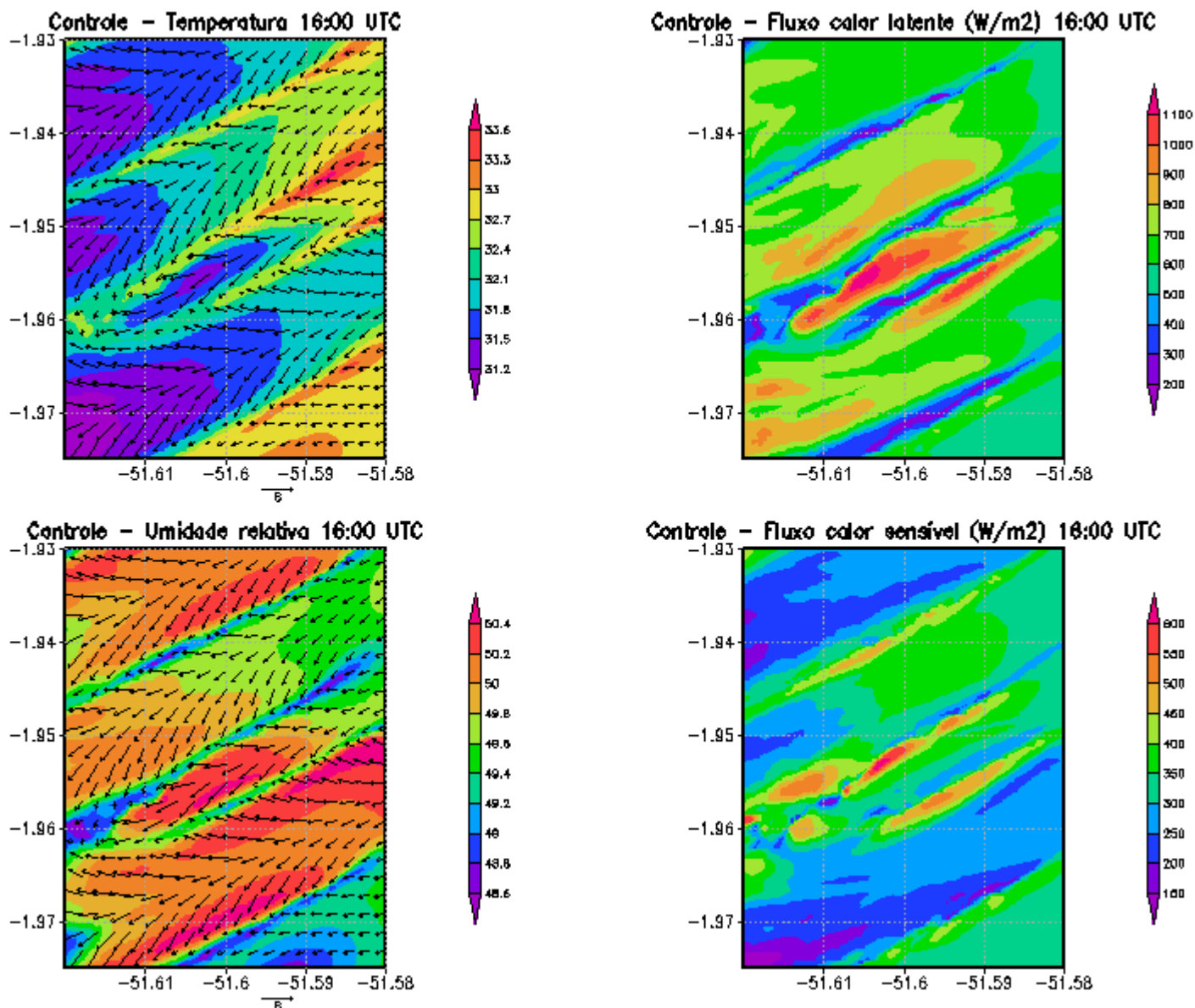


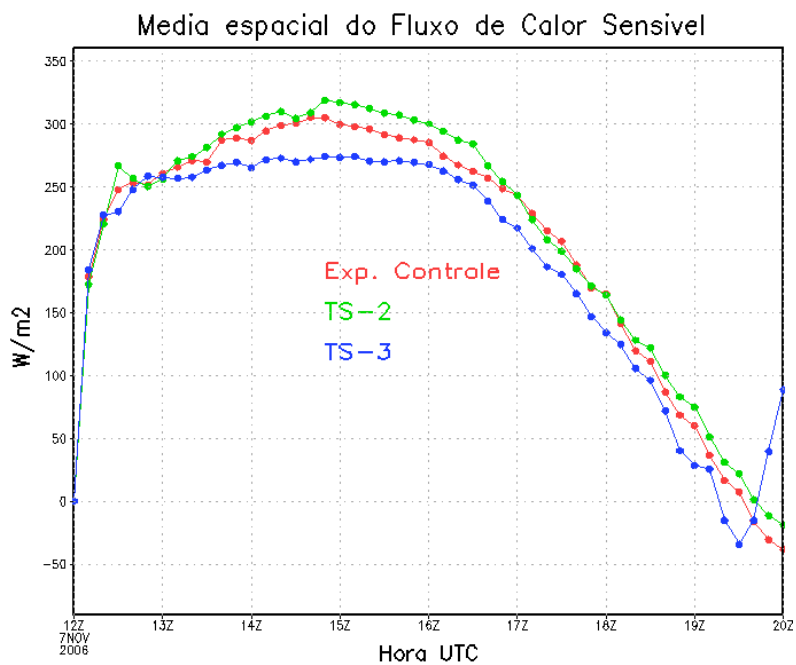
Figura 72. Campos de superfície do Experimento de superfície na grade 4, às 16:00 UTC do dia 07 de novembro de 2006.

4.3.2. Efeito do vento

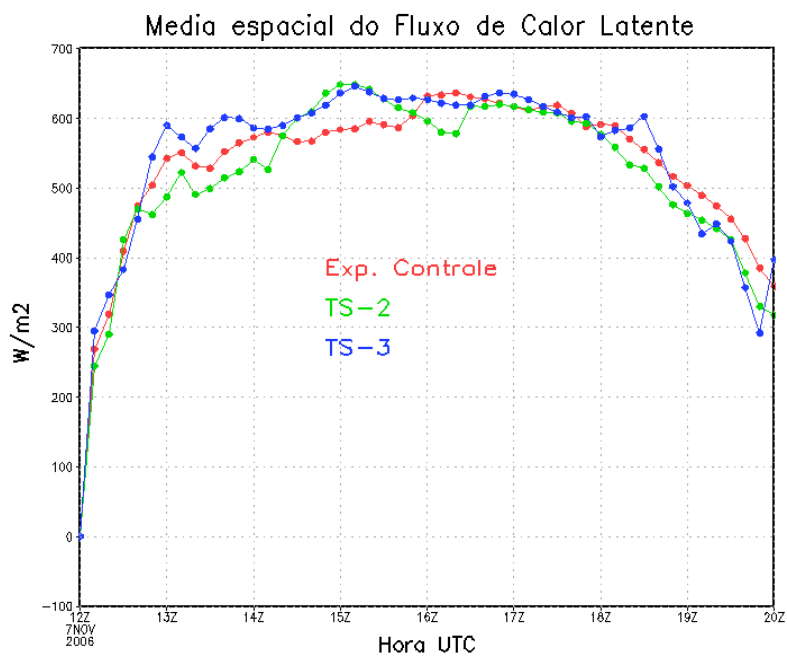
A análise realizada neste tópico consistiu na avaliação das simulações relativas exclusivamente aos testes de sensibilidade com alteração da velocidade do vento, incluindo o experimento TS-3. Devido ao erro de instabilidade numérica apresentado pelo experimento TS-3, os resultados mostrados são até as 20:00 UTC.

A Figura 73 apresenta os resultados da evolução dos fluxos médios do domínio de maior resolução (grade 4), para calor sensível (Figura 73a) e latente

(Figura 73b). Os resultados sugerem que jatos mais fortes causam menor fluxo de calor sensível, e maior fluxo de calor latente apenas nas primeiras horas do dia.



(a)



(b)

Figura 73. Evolução da média espacial e diferença dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b), no Experimento Controle e nos Testes de Sensibilidade (TS-2 e TS-3).

A correlação espacial entre a velocidade do vento e os fluxos de calor sensível e latente foi verificada para as grades 1, 2, 3 e 4 no nível em que foi verificado na sondagem inicial (Figura 74). As correlações espaciais são feitas ponto a ponto para verificar como o fluxo de uma localidade se correlaciona com os jatos.

Observou-se que para os fluxos de calor sensível (CS), na grade 01, que simula fenômenos de mesoescala, as correlações são negativas. Provavelmente isso ocorre devido às células convectivas de mesoescala, que se formam durante o dia e devem associar ventos fortes e rajadas (“*gusts*”) com movimentos descendentes que inibem o fluxo de CS. A correlação atinge o seu nível mais negativo no horário de 21UTC quando a convecção está no seu momento de maior atividade. As grades 3 e 4 mostram maior variabilidade, mas existe também uma predominância de correlação negativa. Isso explica porque jatos mais fortes causam fluxos de CS menores conforme mostrado na Figura 73. Nota-se que nos fluxos de calor latente (CL), existe uma tendência que causa uma transição de correlações negativas para positivas no decorrer do tempo. A grade 1 mostra um máximo de correlação por volta de 21 UTC, provavelmente associada com células convectivas de mesoescala, enquanto que a grade 4 mostra uma correlação positiva principalmente na madrugada, sugerindo que localmente pode haver maior fluxo causado por fenômenos de micro-escala, principalmente turbilhões gerados mecanicamente pelo cisalhamento do vento. Embora jatos mais fortes sugiram, na média, maiores fluxos de calor latente durante o período da manhã, localmente regiões com jatos mais fortes possuem menor fluxo enquanto regiões adjacentes devem produzir fluxos mais fortes.

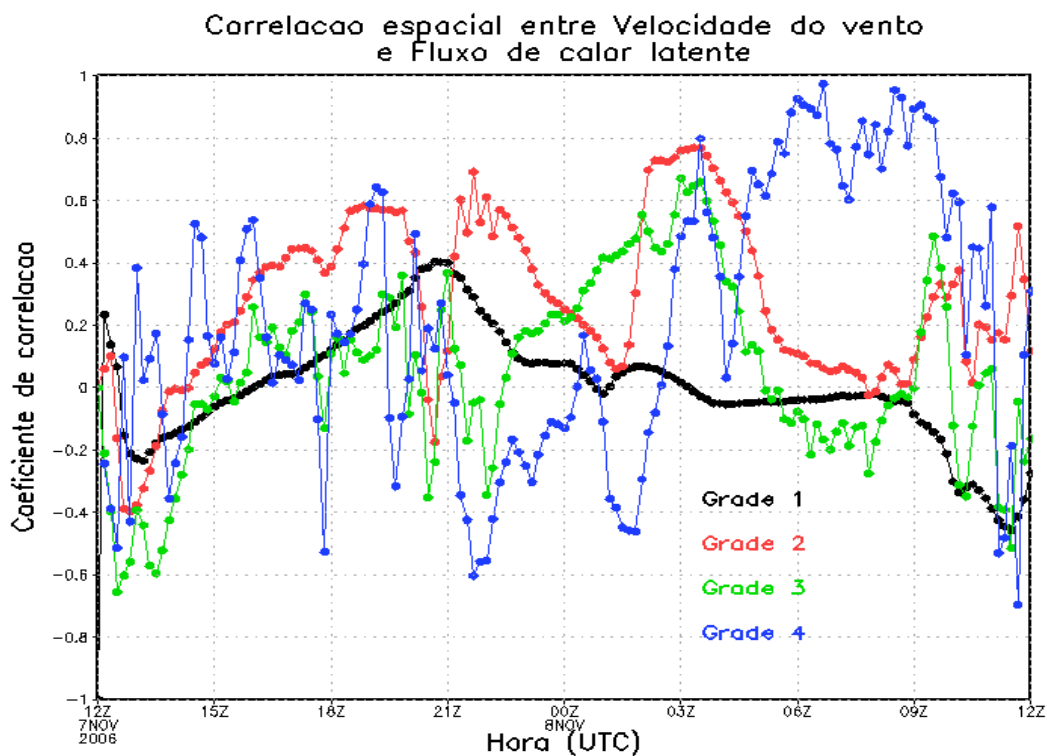
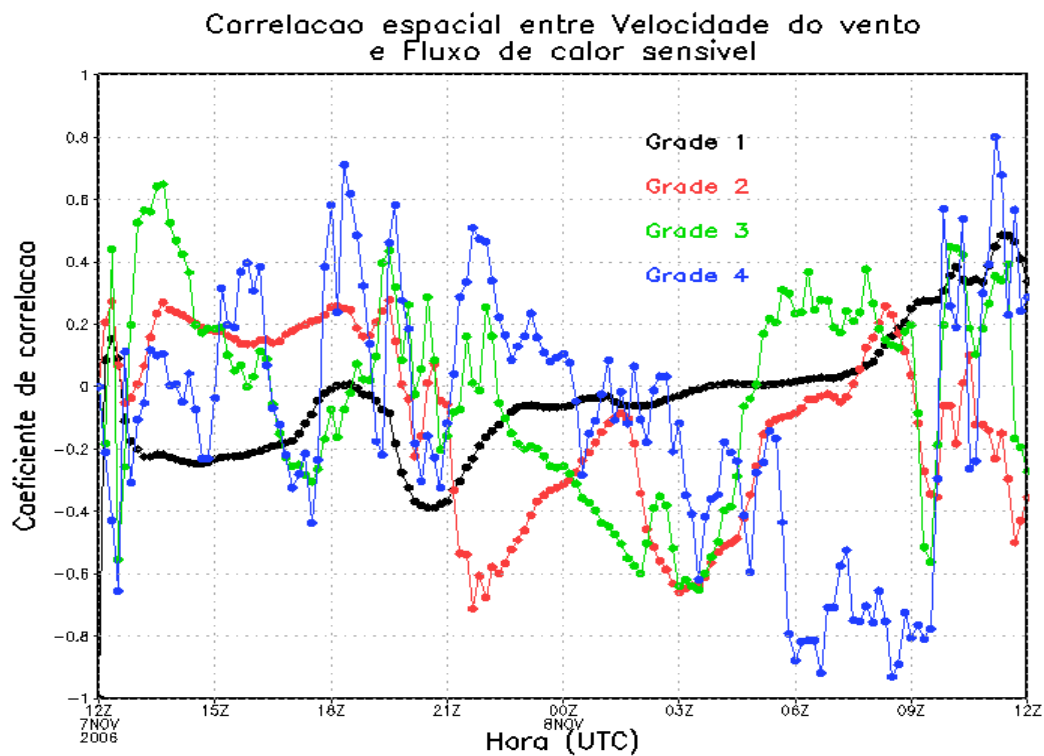


Figura 74. Correlação espacial entre os fluxos de calor sensível (a) e latente (b) e velocidade do vento no nível de 735 m.

5 CONCLUSÕES E DISCUSSÃO FINAL

No presente estudo dados meteorológicos e simulações numéricas de alta resolução foram usados para estimar campos espaciais na região leste da Amazônia onde se situa a Floresta e a Baía de Caxiuanã e principalmente próximo do local de experimentos do Projeto PPBIO durante o experimento COBRA-PARA.

Análises de imagens do sensor MODIS mostram a ocorrência de vários fenômenos locais como avenidas de nuvens, sistemas convectivos precipitantes, e importante influência das interfaces entre a floresta e as superfícies aquáticas.

As simulações numéricas mostram que o modelo representou bem algumas evoluções de variáveis meteorológicas para o dia 07 de Novembro de 2006, mas não conseguiu mostrar corretamente a evolução da atmosfera para o dia posterior. O modelo simula bem a temperatura do dossel da floresta, sendo esta uma importante variável de interesse para outros pesquisadores do projeto PPBIO, a que este estudo está vinculado.

Os resultados mostram que a Baía de Caxiuanã provoca importante impacto nos campos de temperatura do dossel, principalmente a jusante do vento. A advecção pelos ventos de nordeste de massas de ar mais frias causa temperaturas do dossel mais frias a oeste da Baía em comparação com a região leste da Baía.

Simulações de altíssima resolução com capacidade de simular os grandes turbilhões (LES) mostram padrões espaciais de temperatura e umidade alinhados com os campos de ventos durante o período diurno e mudanças noturnas causadas principalmente pela presença da Baía. A simulação permitiu representar um sistema convectivo precipitante com altíssima resolução mostrando importantes influências das frentes de rajadas nos fluxos de superfície.

As simulações mostraram também que jatos de baixos níveis mais fortes causam menor fluxo de calor sensível e maior fluxo de calor latente apenas nas primeiras horas do dia. As correlações mostram que existe uma mudança de correlações negativas para as primeiras horas do dia para o calor latente passando para correlações positivas para o período da tarde e início da noite. Isto mostra que

os fluxos descendentes associados às frentes de rajadas possuem importante influência na distribuição espacial dos fluxos de superfície.

Embora este estudo de caso tenha proporcionado os primeiros campos micro-meteorológicos para a região do PPBIO, torna-se necessário no futuro explorar outros casos com diferentes condições meteorológicas.

Estes campos produziram mapas micro-meteorológicos da região do PPBIO que devem proporcionar subsídios para estudos dos ecossistemas locais com melhorias do entendimento da biodiversidade da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; BRANDÃO, C.; CARSWELL, F.E.; CICCIOLO, P.; DA COSTA, A. L.; CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; GASH, J. H. C.; GRACE, J.; KABAT, P.; LELIEVELD, J.; MALHI, Y.; MANZI, A.O.; MEIXNER, F. X.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C.; RUIVO, M. d. L. P.; SILVA-DIAS, M. A.; STEFANI, P.; VALENTINI, R.; VON JOUANNE, J.; WATERLLO, M. J. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. **J. Geophys. Res.**, v. 07, n.8066, p.1-25.2002.

AVISSAR, R. An Evaluation of the Large-Eddy Simulation Option of the Regional Atmospheric Modeling System in Simulating a Convective Boundary Layer: A FIFE Case Study. **J. Atmos. Sci.**, v.55, p.1109-1130. 1998.

AVISSAR, R.; NOBRE, C.A. The Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). **J. Geophys. Res.**, v.107, n. 8034. 2002.

CLIMANÁLISE – Boletim Climanálise, novembro, 2006. Página disponível on-line no endereço: <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/boletim>, acesso em 10/04/2009.

COBRA-PARÁ – Caxiuanã: Observações na Biosfera, Rios e Atmosfera no Pará, 2006. Página disponível on-line no endereço: <http://www3.ufpa.br/cobra-para/objetivos.php>, acesso em 20/05/2008.

COHEN, J. C. P.; DIAS, M.A.S.; NOBRE, C.A. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: a case study. **Monthly Weather Review**, n. 11, v. 123, p. 3163-3174. 1995.

COHEN, J.C.P.; SÁ, L.D.A.; NOGUEIRA, D.S.; GANDU, A.W. Jatós de baixos níveis acima da floresta Amazônica em Caxiuanã. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, n.3b, p. 271-282. 2006.

COHEN, J. C. P.; BELTRÃO, J. C.; GANDU, A. W.; RAMOS-DA-SILVA, R. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Ciência e Cultura**, ano 59, n.3, p.36-39. 2007.

CORREIA, F.W.S.; MANZI, A.O.; CANDIDO, L.A.; SANTOS, R.M.N.; PAULIVEQUIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, ano 59, n.3, p.39-43. 2007.

COSTA, M. L.; MORAES, E. L.; BEHLING, H.; MELO, J. C. V.; SEQUEIRA, N. V. M.; KERN, D. C. Os sedimentos de fundo da Baía de Caxiuanã. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446p, p. 121-137.

COSTA, A.A.; PAULIVEQUIS, T. Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, 234-253. 2009.

COTTON, W.R.; PIELKE, 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, L.P. RAMS: Current Status and future directions. **Meteorol. Atmos. Phys.** v.82, n.1-4, p.5-29. 2003.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a 3-dimensional model. **Bound.-Layer Meteor.**, v.18, p.495–527. 1980.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazonica*, v. 28, n.2, p-101-126. 1998.

GANDU, A. W.; COHEN, JCP ; SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical And Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 123-135. 2004.

GARSTANG, M.; GRECO, S; SCALA, J.; SWAP, R; ULANSKI, S.; FITZJARRALD, J.; MARTIN, D.; BOWELL, E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRIS, R.; TALBOT, R. The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B): A Meteorological Perspective. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.71, p.19–32. 1990.

GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. **Observations of surface to atmosphere interactions in the tropics**. Oxford: Oxford University Press, 1999, 405 p.

GASH, J.H.C. e NOBRE, C. A. Climatic Effects of Amazonian Deforestation: Some Results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n. 5, p. 823-830. 1997.

HARRIS, R.C.; WOFSY, S.C.; GARSTANG, M.; BROWELL, E.V.; MOLION, L.C.B.; MCNEAL, R.J.; HOELL Jr.; J.M., BENDURA, R.J.; BECK, S.M.; NAVARRO, R.L.; RILEY; J.T.; SNELL, R.L. The Amazon boundary layer experiment (ABLE2A): dry season 1985. **J. Geophys. Res.**, v. 93, p.1351–1360. 1988.

HARRINGTON, J. Y. **The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus**. Ph.D. dissertation. Colorado State University, 1997. 289 p.

HILL,G.E. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **J. Atmos. Sci.**, v.31, p.646. 1974.

INTERNATIONAL PAINEL OF CLIMATE CHANGES (IPCC). **Climate Change and Biodiversity – IPCC Technical paper V**. WMO/Unep, 2002. LILLY, D.K. On the numerical simulation of buoyant convection. **Tellus**, v.2, p.148-172.1962.

LISBOA, P. L. B. Estação Científica Ferreira Penna/ECFPn. In: LISBOA, P. L. B. (Org.) **Caxiuanã**. Belém: MPEG, 1997, 446 p., cap. III – Estação ECFPn, p. 23-49.

MARENGO, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theor. Appl. Climatol.**, v.78, p.79–96. 2004.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.R.; SAULO, C; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **J. Climate.**, v.17, p.2261-2280. 2004.

MARENGO, J. Characteristics and variability of the water budget in the Amazon Basin. **Clim. Dyn.**, v.24, p.11-22. 2005.

MARENGO, J.A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI**. 2.ed. Brasília: MMA, 2007.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazônia in 2005. **Phil. Trans. R. Soc. B**, v.363, p.1773–1778. 2008.

MCGUFFIE, K.; Henderson-Sellers, A. **Climate modelling**. 3ed. Inglaterra: John Wiley and Sons, 2005.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v.31, p.1791–1806. 1974.

MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y. Harrington; COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. 2. The two-moment scheme. **Atmos. Res.**, 45, 3–39. 1997.

MIRANDA-SANTOS, R.; GAVINA, J.L.; THALES, M. Topografia do sítio de Caxiuanã. **Protocolos de dados básicos: Variações do clima em Caxiuanã. Anais do I Seminário Científico do PPBio**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, maio de 2007. Disponível em: <http://marte.museu-goeldi.br/ppbio>. Acesso em 15 de março de 2008, às 15:40.

MODIS Rapid Response Project at NASA/GSFC. Imagens do sensor MODIS. Disponível em: <http://www.rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>. Acesso em 13 de agosto de 2008, às 09:20.

MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da Região Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2; p.107-117. 1987.

MONTEIRO DA SILVA, L. Caracterização de regimes de umidade em regiões tropicais: comparação entre floresta e savana. **Dissertação de Mestrado em Ciências Ambientais**, Universidade Federal do Pará, Belém, 134p. 2008.

MONTEIRO DA SILVA, L.; SÁ, L.D.A.; MOTA, M.A.S. Avaliação de características dos regimes de umidade na Flona de Caxiuanã-PA durante o Experimento COBRA-PARÁ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.1, p. 01-12. 2010.

MORAES, J. C.; COSTA, J. P. R.; ROCHA, E. J. P.; SILVA, I. M. O. **Estudos hidrometeorológicos na bacia do rio Caxiuanã**. In: LISBOA, P. L. B. (org.). CNPQ/Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, 1997. p. 85-95.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.; SHUKLA, J. Regional climate change and amazonian deforestation model. **Journal of Climate**, v. 4 , p. 957- 988. 1991.

NOBRE, P.; SHUKLA, J.. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Clim.**, v.9, p.2464-2479.1996.

NOGUEIRA, D.S.; SÁ, L.D.A. ; COHEN, J.C.P. Rajadas noturnas e trocas de CO₂ acima da floresta de Caxiuanã, PA, durante a estação seca. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p.213-223. 2006.

NOGUEIRA, D.S. Aspectos observacionais e numéricos da interação floresta-atmosfera na Amazônia Oriental: fenômenos turbulentos noturnos. **Dissertação de Mestrado em Ciências Ambientais**, Universidade Federal do Pará, Belém, 141p. 2008.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 56, n.5, p-527-530. 1975.

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.; COPELAND, J. H. A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 49, n. 1-4, p. 69-91. 1992.

PROGRAMA DE PESQUISA EM BIODIVERSIDADE (PPBIO). Programa de Pesquisa em Biodiversidade – Amazônia Oriental. Disponível em: <http://marte.museugoeldi.br/ppbio/ppbio15>. Acesso em 02 de janeiro de 2009, às 15:30h. 2009.

RAMOS DA SILVA, R.; SILVA DIAS, M. A.; Silva Dias, P. L.; AVISSAR, R.; GANDU, A. W. A Large Eddy Simulation (LES) of the Boundary Layer Evolution Over a Deforested Region of Rondonia (Brazil). In: II International LBA Scientific Conference, 2002, Manaus. LBA, 2002.

RAMOS DA SILVA, R.; AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon. **J. Hydrometeorol.**, n.7, p.1028-1042. 2006.

RAMOS DA SILVA, R.R.; MOTA, M.A.; COHEN, J.C.P.; GANDU, A.W. Progressos na detecção e previsão de eventos meteorológicos extremos na Amazônia Oriental. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v.31, n.2-3, p.14-20. 2007.

RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR R. Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on the Amazon Basin Wet-Season Climate. **J. Climate**, n.21 v.6, p.1153-1170. 2008.

RAMOS DA SILVA, R.; GANDU, A.W.; SA, L.D.A. Cloud Streets and land water interactions in the Amazon. Artigo submetido Biogeochemistry. 2010.

SÁ, L. D. A.; SILVA, R. B. C.; SOUZA, W.; Nascimento, P.; CATTANIO, J. H. Protocolos de dados básicos: Variações do clima em Caxiuanã. In: I Seminário Científico do PPBio. **Anais**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2007. Disponível em: <http://marte.museu-goeldi.br/ppbio>. Acesso em 15 de março de 2008, às 15:40.

SIQUEIRA, J.R.; MACHADO, L.A.T. Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America. **J. Climate**, v.17, p.1754-1766. 2004.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. V. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **J. Geophys. Res.**, n. 107, n. D20, p. 8072-8092. 2002a.

SILVA DIAS, M. A. F.; et al. A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **J. Geophys. Res.**, n. 107, 8078. 2002b.

SILVA DIAS, M. A. F.; Silva Dias, P. L.; Longo, M.; Fitzjarrald, D. R.; Denning, A. S. River breeze circulation in eastern Amazonia: observations and modelling results. **Theor. Appl. Climatol.**, n.78, p.111–121. 2004.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: I. the basic experiment. **Mon. Weather Rev.**, v. 91, p. 99–164. 1963.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M.T.; TOTA, J; PEZZI, L.; FISCH, G; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v.30,n.2, p.305-318. 2000.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theor. App. Climatol.**, v.81, p.177-191. 2005.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI. T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **Int. J. Climatol.**, n 26, p 1759–1776. 2006.

SOUZA FILHO, J.D.C.; RIBEIRO, A.; COSTAS, M.H.; COHEN, J.C.P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no Nordeste da Amazônia. **Acta Amazônica**, v.35, n.2, p.223-229. 2005.

SHUTTLEWORTH, J.W.; et al. Amazonian Evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p 179-191. 1987.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 1988, 666 p.

TEICHRIEB, C.A. Sensibilidade do BRAMS para descrição de chuva e temperatura, no nordeste do Rio Grande do Sul, para diferentes resoluções espaciais. **Dissertação de Mestrado em Física**, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 79p. 2008.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin American Meteorological Society**, v.87, n.1, p.63-77. 2006.

WALKO, R.L.; 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.

WALKO, R.L., L.E. Band, J. Baron, T.G.F. Kittel, R. Lammers, T.J. Lee, D. Ojima, R.A. Pielke, C. Taylor, C. Tague, C.J. Tremback, and P.L. Vidale. Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling. **J. Appl. Meteor.**, 39, 931–944. 2000a.

WALKO, R.L.; COTTON, W.R.; FEINGOLD, G.; STEVENS, B. Efficient computation of vapor and heat diffusion between hydrometeors in a numerical model. **Atmos. Res.**, v.53, p.171–183. 2000b.