

FLUXOS ATMOSFÉRICOS DE SUPERFÍCIE SOBRE UMA ÁREA DE ECÓTONO NA ILHA DO BANANAL

LEUDA DA SILVA OLIVEIRA

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto
de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São Paulo
– USP.

Orientador : Humberto Ribeiro da Rocha

São Paulo – SP
2006.

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

*Aos meus amados pais Creuza da Silva Oliveira (**em memória**) e Adhemar D'Oliveira;*

Aos meus queridos irmãos Nilda, Crenilda, Adenilda, Ivanilde, Ademar, Ionilde,

Renilde e Edvaldo;

Aos meus queridos sobrinhos Julia, Rafaela, Fellipe e Lucas;

A minha querida prima Marnilda;

Aos meus cunhadinhos queridos Adilson, Walderir e Dagoberto; e

*Aos meus amores Pão de mel (**em memória**) e Susuka (**em memória**).*

Dedicatória

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a minha família pelo apoio, amizade, carinho e paciência em todos os momentos de minha vida.

Ao Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha por ter acreditado e investido no meu potencial, mas também pelas sugestões e orientações dadas neste trabalho.

Aos meus amigos e colegas que estiveram presentes comigo em todos os momentos, com especial agradecimento a: Rogério D. Bruno, Edna Pinto, Nadja Núcia, Isabel Vitorino, Raquel Lima Maria Conceição C. da Silva, Neto Ohashi, Luciana Lemos, Ângela Natori, André Luiz, Michelle Reboita, Gyrlene Silva, Olívia Nunes, Ricardo Hallack, Anita Drumond, Alexandre Lima, Leandro Pinto, Rosane Chaves, Priscila D'Auria e Iracema F. de Souza .

Aos meus queridos do laboratório de Clima e Biosfera Helber Freitas (pela montagem e manutenção dos equipamentos), Rafael Tannus (pelos “tet a tet” e pela PAD), Jonatan Tatsch e Ricardo Acosta. Agradecimento especial ao Robinson Negron Juarez (pela ajuda com o RAMS) e Osvaldo Cabral (Embrapa/CNPMA).

A toda equipe do Tocantins, que prestaram preciosa ajuda na aquisição dos dados, com agradecimento especial a Rita Ribeiro, Darius Kurzatkowski, Erich Collichio, Soraya Silva, Paola Cardoso e Fernanda Martins.

A todos os funcionários do IAG, com agradecimento especial ao André, Cida, Eugenia, Samuel, Sebastião, Marisa, Regina, Sonia, Bete, Rose, João, Sandra e Tiago.

Ao Dermerval Moreira e Prof. Dr. Edmilson Freitas pelas dicas sobre o RAMS.

A equipe do Master, com agradecimento especial ao Bruno Biazeto.

Aos professores do curso.

Ao CNPq pelo auxílio concedido ao meu programa de doutorado.

Os Cegos e o Elefante

*Seis homens do Indústão
Que gostavam de estudar
Foram ver o elefante.
E, como não podiam enxergar,
Cada um pôs-se a observar.
Algo que pudesse ajudar.*

*O primeiro se aproximou
E, tocando o lado do bicho,
Ato contínuo exclamou:
“Oh, meu Deus, que será isso?
Já sei: é uma parede!
Não preciso de muito serviço”.*

*O segundo, sentindo a presa,
Também rápido declarou:
“Redondo, comprido e pontudo.
Nenhuma dúvida deixou:
Com certeza, é como uma lança
O elefante que se nos mostrou”.*

*O terceiro se acercou
E pôs logo as mãos à obra.
A tromba comprida segurou
Até não deixar uma sobra
E, com certeza, declarou:
“Este bicho é igual a uma cobra!”*

*O quarto homem só pôde
Abraçar, do elefante, a pata.
Segurando-a na altura do meio,
Declarou de forma inexata:
“Elefante é como um tronco,
E de muitos se faz uma mata!”.*

*O quinto homem, ao tocar
A orelha, foi esclarecedor,
Como não lhe restava dúvida,
Gritou com ar triunfador:
“Já sei como é o elefante!
Um enorme abanador”.*

*O sexto homem agarrou
Do bicho o enorme rabo.
Sem mais pensar, declarou:
“Já sei! Mistério acabado!
O elefante é como uma corda,
Não importa visto de que lado”.*

*E assim, aqueles seis homens
Discutiram sem fim por ali.
Apesar de cada um estar certo,
Insistiam em só pensar em si,
Sem saber, na verdade, estarem
Errados qual nunca vi.*

Este poema de **Jonh Godfrey Saxe, 1816-1887**, é uma metáfora representativa das muitas situações vividas por todos nós, no que se refere à inteligência humana.

RESUMO

Neste trabalho são apresentadas as análises das circulações atmosféricas, e das variáveis climáticas e fluxos de energia e CO₂ à superfície sobre uma torre micrometeorológica na Ilha do Bananal, TO, em vegetação de ecótono sobre área de várzea, durante Out/2003 a Fev/2006. O clima tem sazonalidade bem definida, com período chuvoso entre outubro e abril, e período seco entre maio e setembro. Houve menor incidência de radiação solar durante o período de inundação, o que mostrou o controle predominante da nebulosidade. Durante a inundação, o fluxo de calor latente à superfície (LE) é dominante no balanço de energia, devido à presença da superfície de água livre durante a enchente, e pela alta umidade do solo imediatamente após a cheia, o início da estação seca. Na inundação, as percentagens dos termos LE e H em relação ao saldo de radiação são de ~ 62% e 24%, enquanto no final da estação seca são de ~35% e 32%, respectivamente. A inundação aparentemente dispara uma forma de estresse por anóxia na vegetação, baseado na redução da produtividade, observando-se ainda a redução dos fluxos noturnos turbulentos de CO₂, provavelmente pela redução da emissão para a atmosfera na forma de fluxos evasivos de CO₂ da superfície aquática. O regime de ventos mostrou-se dominante de sul no período seco, e do quadrante nordeste-noroeste no período chuvoso. Observou-se todavia que em ambos os casos há um giro do vento em parte do período diurno, com componente de leste no período seco, e com componente de sul no período chuvoso, que provavelmente resultaram das circulações secundárias locais. As simulações numéricas indicam que os padrões de divergência podem alimentar os sistemas de precipitação na sua trajetória em direção à ilha, aumentando a precipitação antes de atingir a região. De certa forma, o sistema lacustre poderia induzir à redução da chuva no interior da ilha, até mesmo por uma pequena alteração de sua trajetória.

Palavra-chave: ecótono, várzea, fluxos de energia, CO₂, evapotranspiração, balanço de energia, modelagem numérica, circulação secundária.

ABSTRACT

This work analyses the atmospheric circulation, surface climatic variables, and energy and CO₂ fluxes over a micrometeorological tower in Bananal Island site, TO, over ecotone vegetation, in a floodplain region, during the period October 2003 to February 2006. The climate has a well defined seasonality, with wet period between october to april, and dry season between may and september. Lower incoming solar radiation was observed during the flooding, as the result cloudiness controlling the surface radiation. During the flooding, the latent heat flux (LE) responds for most of the energy balance, controlled by the free surface water, and by large soil moisture observed in the period right after the flooding, the early dry season. The terms LE and H were ~ 62% e 24% of the net radiation in the floodtime, and ~35% e 32% in the late dry season, respectively. The flooding episode appears to trigger anoxia stress in the vegetation, as productivity reduced substantially during its development. Nighttime CO₂ turbulent fluxes were also reduced during the flooding, probably because most of the surface CO₂ emission resulted from evasive CO₂ fluxe mechanisms over the water surface. The pattern of wind direction showed prevailing southerlies winds during the wet season, and northeasterlies-northwesterlies winds during the wet eason. However, in both seasons, the observed wind often changed during the daytime. In the dry season, the winds turned from east, and in the wet season they turned from south, during a few hours in the daytime. Either season, the secondary circulations were possibly the control factor. Numerical simulations using the BRAMS model indicated that surface mass divergence over the island region can feed the development of precipitation systems, usually producing more rainfall outside the island. The precipitation development increased before the systems reached the island. It was also suggested that the lacustrine system can induce the rainfall reduction in the island, as well as changes in the trajectories of the system.

Keywords: ecotone, floodplain, energy fluxes, CO₂, evapotranspiration, energy balance, numerical modeling, secondary circulation.

SUMÁRIO

RESUMO	<i>i</i>
ABSTRACT	<i>ii</i>
Lista de Figuras	<i>iv</i>
Lista de Tabelas	<i>ix</i>
Lista de Símbolos, Siglas e Abreviaturas	<i>x</i>
Capítulo 1. INTRODUÇÃO	01
1.1. OBJETIVOS	07
Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDO	08
2.1. Características da Região	08
2.1. Climatologia Local	13
Capítulo 3. ANÁLISE DOS DADOS DE CAMPO OBSERVADOS	15
3.1. Material e Métodos dos dados de campo	15
3.1.1. Sítio Experimental	15
3.1.2. Dados	17
3.1.3. Fluxos Turbulentos de superfície	20
3.1.4. Balanço de Energia	22
3.2. Resultados e Discussões	24
3.2.3. Resultados e Discussões	24
Capítulo 4. CIRCULAÇÕES E MODELAGEM NUMÉRICA DA ATMOSFERA NA REGIÃO DA ILHA DO BANANAL	48
4.1. Material e Métodos da Modelagem Numérica	48
4.1.1. Descrição do Modelo	38
4.1.2. Experimentos Numéricos	50
4.2. Resultados e Discussões	54
4.2.1. Caso de Janeiro	54
4.2.2. Caso de Dezembro	66
4.2.3. Circulações atmosféricas na região da Ilha do Bananal	74
Capítulo 5. CONCLUSÕES	83
5.1. Sugestões para trabalhos futuros	84
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	85
APÊNDICE	91

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

- Figura 1.1.** Mapa dos parques (laranja), das áreas de uso legal restrito (lilás, verde) e das áreas com potencias para conservação ambiental (amarelo) do Estado do Tocantins. Em destaque, a Ilha do Bananal (contorno vermelho). (Fonte: Secretaria do Planejamento, Tocantins, 2000). 2

Capítulo 2

- Figura 2.1.1.** Mapa de relevo, indicando-se a depressão na Ilha do Bananal, circundada pelos rios Araguaia e Javaés. 8
- Figura 2.1.2.** Tipo de Solo do Estado do Tocantins. 9
- Figura 2.1.3.** Hidrografia do Estado do Tocantins. 11
- Figura 2.1.4.** (a) Corte latitudinal da topografia em quatro longitudes diferentes e (b) Corte longitudinal da topografia em seis latitudes diferentes. O traço representa a extensão da IB. 12
- Figura 2.2.1.** Médias pentadais de superfície da climatologia de 24 anos (1980-2004) do NCEP/NCAR de: radiação de onda longa emergente (ROL)(Wm^{-2}), Temperatura do ar ($^{\circ}C$), Velocidade do vento ($m s^{-1}$), Direção do vento (Graus) e Umidade Relativa do ar (%); para o ponto em $10^{\circ}S$ e $50^{\circ}W$ 14
- Figura 2.2.2.** Circulação atmosférica à superfície média (coordenada sigma = 0.995) em Janeiro (a) e Julho (b). Fonte: NCEP/NCAR. 14

Capítulo 3

- Figura 3.1.1** (a) Localização da torre micrometeorológica, à leste do Rio Javaézinho e do Rio Araguaia; (b) detalhe da posição da torre com coordenadas; (c) foto aérea, visada sobre o setor Oeste da torre, mostrando o lago chave à direita (Janeiro de 2005) (Fonte: Erich Collichio)..... 16
- Figura 3.1.2.** (a) Réguas de cotas hidrológicas no rio Javaézinho, e no acesso à trilha para a Torre; (b) Torre micrometeorológica, com detalhe do abrigo de a 12 m de altura. 17
- Figura 3.1.3.** (a) Desenho esquemático da plataforma instrumental, com a inundação; Fotos do (b) perfil vertical de sensores de umidade e temperatura do solo, durante a fase de instala o (a trincheira foi preenchida com o solo retirado durante a escava o); (c) radi metros solar, global e saldo-radi metro no setor Norte da torre; (d) anem metro sônico e analisador CO_2/H_2O a 42 de altura; (e) coleta de serapilheira durante a inunda o. 19

- Figura 3.1.4.** Balanço de energia de uma superfície (a) seca, e (b) inundada por água, com os termos R_n (saldo de radiação), H (fluxo de calor sensível), LE (fluxo de calor latente), G (fluxo de calor no solo), Q_a é a troca líquida de energia horizontal, e Q_s é a troca de calor vertical na fronteira da lâmina d'água. 24
- Figura 3.2.1.** Média pentadal da: (a) velocidade do vento, em ms^{-1} , observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (b) Temperatura do ar, em $^{\circ}\text{C}$, observada média (linha azul), máxima (linha verde escuro), mínima (linha verde claro) e do NCEP (linha vermelha); (c) umidade relativa do ar, em %, observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); e (d) precipitação acumulada observada, em mm, e ROL, em W m^{-2} , do NCEP. Notas: a área hachurada em azul claro representa a estação chuvosa climatológica; a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim. 25
- Figura 3.2.2.** Variação da umidade volumétrica do solo, em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$, medida em seis profundidades: 10, 20, 50, 100, 150, 200 cm. Nota: a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim. A descontinuidade das linhas indica ausência de dados. 29
- Figura 3.2.3.** Fotos da base da torre micrometeorológica mostrando a inundação de ~ 2 m, em Março de 2004 (autor: D. Kurzatowski). 30
- Figura 3.2.4.** Variação pentadal do: (a) fluxos do Saldo de radiação (R_n , linha preta) e Irradiância solar incidente à superfície (K_i , linha vermelha), e Irradiância solar no topo da atmosfera ($K_{i\text{Topo}}$, linha verde), todos em W m^{-2} ; (b) Albedo solar global (linha vermelha) e Albedo PAR (linha preta); e (c) quantidade de serapilheira coletada de queda das folhas, em g m^{-2} , e precipitação, em mm, (barras verticais). Notas: A barra vertical azul significa o fim da inundação, e a barra vertical vermelha o início da inundação. Dados de serapilheira adaptados de R. M. Ribeiro (Relatório científico bolsista DTI-CNPq, Nov 2005, e D. Kurzatowski-Relatório científico bolsista DTI, Nov 2005). 32
- Figura 3.2.5.** Foto da vegetação próxima à uma bandeja de coleta em dois indivíduos, no dia 21/04/2004, com indícios claros de senescência, folhas amareladas e perda de folhas (autor: Darius Kurzatowski, bolsista DTI-CNPq). 35
- Figura 3.2.6.** Médias diárias de: (a) fluxo turbulento médio noturno de CO_2 , em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; (b) fluxo turbulento médio diurno de CO_2 , em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; (c) irradiância solar no topo da atmosfera, em Wm^{-2} ; (d) irradiância PAR incidente à superfície, em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; e (e) precipitação (mm). 36
- Figura 3.2.7.** Variação pentadal do (a) saldo de radiação, em Wm^{-2} ; (b) fluxo de calor latente, em Wm^{-2} (linha azul); (c) fluxo do calor sensível, em Wm^{-2} (linha vermelha); (d) razão de Bowen (β); e (e) precipitação acumulada (mm). 40

Figura 3.2.8. (a) Comparação entre a soma dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ($Y = H+LE$) e da energia disponível ($X = R_n - G$), para o período Junho-Dezembro/2004, em Wm^{-2} . O ajuste linear foi $Y = (23,9243 \pm 0,97) + (0,78562 \pm 0,00343)X$. (b)Ciclo diurno do termo de troca de calor na fronteira com a superfície d'água (termo Q_s), estimado no período de inundação de Março-Abril/2004, em Wm^{-2}	43
Figura 3.2.9. Curva do ciclo diurno calculado por ajuste polinomial (grau 10) das médias de 30 min da razão de Bowen, para os seguintes períodos: (a) Inundação: 16 Jan a 30 Abr 2004; (b) Início da estação seca: 01 Jul a 31 Jul 2004; (c) fim da estação seca: 20 Ago a 20 Set 2005; (d) Início estação chuvosa: 01 Dez a 20 Dez/2004.....	45
Figura 3.2.10. Curva do ciclo diurno calculado por ajuste polinomial (grau 10) das médias de 30 min, do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G), para os seguintes períodos: (a) Inundação: 16 Jan a 30 Abr 2004; (b) Início da estação seca: 01 Jul a 31 Jul 2004; (c) fim da estação seca: 20 Ago a 20 Set 2005; (d) Início estação chuvosa: 01 Dez a 20 Dez/2004.	46
Capítulo 4	
Figura 4.1.1. Domínio das simulações numéricas realizadas com as grades: 1 (resolução 80 km), 2 (resolução 20 km) e 3 (resolução 5 km).....	50
Figura 4.1.2. (a) Topografia <i>default</i> do modelo, em m; (b) Campo de porcentagem de terra sobre água <i>default</i> do modelo, em %; (c) Campo de vegetação <i>default</i> do modelo, com classes de vegetação descritas na Tabela 4.1.1 ; e (d) Superfície com água prescrita no experimento Lago.....	51
Figura 4.2.1. (a) Pêntada de temperatura de brilho média, em K, derivada do satélite GOES 8, para o período de 01 a 05 de janeiro de 2004; (b) Campo horizontal da precipitação acumulada, em mm, derivado dos dados do TRMM, no domínio da grade 1 da simulação, para o período de 02 a 06 de janeiro de 2004.	54
Figura 4.2.2. Dados observados na torre micrometeorológica da Ilha do Bananal de: precipitação diária acumulada, em $mm\ dia^{-1}$; pressão atmosférica diária, em hPa; temperatura do ar diária, em $^{\circ}C$; velocidade do vento diária, em $m\ s^{-1}$; e direção do vento diário, em Graus, para o período de 01 a 06 de janeiro de 2004.	55
Figura 4.2.3. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h) e velocidade do vento, em ms^{-1} , à superfície da simulação de Controle no domínio da grade 1, nos horários (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.....	56

Figura 4.2.4. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), e velocidade do vento, em ms^{-1} , à superfície da simulação de Controle, nos horários: (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.	59
Figura 4.2.5. Campos de diferença de temperatura (em K), e da diferença da velocidade do vento (ms^{-1}), do experimento Lago menos Controle à superfície, nos horários (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.....	61
Figura 4.2.6. Corte no plano Leste-Oeste do perfil vertical, na latitude 11° S ; da temperatura potencial virtual, em K, do experimento Controle, nos horários: (a) 01 Jan 18UTC, (b) 02 Jan 12UTC e (c) 02 Jan 18UTC, e do experimento Lago, nos horários: (d) 01 Jan 18UTC, (e) 02 Jan 12UTC e (f) 02 Jan 18UTC; e da diferença de temperatura do experimento Lago menos Controle, nos horários: (g) 01 Jan 18UTC, (h) 02 Jan 12UTC e (i) 02 Jan 18UTC.....	63
Figura 4.2.7. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , à superfície no experimento Lago, e da diferença de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), do experimento Lago menos Controle, nos horários (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h)03 Jan 12UTC.....	66
Figura 4.2.8. (a) Pêntada de temperatura de brilho média, em K, derivada do satélite GOES 8, para o período de 16 a 20 de dezembro de 2004; (b) Campo horizontal da precipitação acumulada, em mm, derivado dos dados do TRMM, no domínio da grade 1 da simulação, para o período de 16 a 19 de janeiro de 2004.	67
Figura 4.2.9. Dados observados na torre micrometeorológica na Ilha do Bananal de: precipitação diária acumulada, em mm dia^{-1} , pressão atmosférica diária, em hPa, temperatura do ar diária, em $^\circ\text{C}$, velocidade do vento diária, em m s^{-1} , e direção do vento diário, em Graus, para o período de 16 a 19 de dezembro de 2004.....	68
Figura 4.2.10. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h) e velocidade do vento, em ms^{-1} , à superfície da simulação de Controle no domínio da grade 1, nos horários (a) 17 Dez 06UTC, (b) 17 Dez 21UTC, (c) 18 Dez 00UTC e (d)18 Dez 03UTC.....	69
Figura 4.2.11. Campos de diferença de temperatura, em K, e da diferença da velocidade do vento, ms^{-1} , à superfície, do experimento Lago menos Controle, nos horários de: (a) 17 Dez 21UTC, (b) 18 Dez 00UTC, (c) 18 Dez 09UTC e (d) 18 Dez 12UTC.....	70

Figura 4.2.12. Corte no plano Leste-Oeste do perfil vertical, na latitude 11° S, da temperatura potencial virtual, em K, do experimento (a) Controle do dia 17 Dez 21UTC e (b) Lago do 17 Dez 21UTC; e (c) Diferenças entre Lago e Controle do dia 17 Dez 21UTC.....	71
Figura 4.2.13. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , à superfície no experimento Lago, e da diferença de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), do experimento Lago menos Controle, nos dias: (a) 17 Dez 15UTC, (b) 17 Dez 18UTC, (c) 18 Dez 00UTC, (d) 18 Dez 03UTC, (e) 18 Dez 06UTC, e (f) 18 Dez 09UTC.....	74
Figura 4.2.14. Campo do vento médio mensal (em linha de corrente) dos dados do NCEP, nos meses de: (a) Março, (b) Abril, (c) Junho, (d) Setembro, (e) Outubro, todos de 2004; e (f) Março de 2005.....	76
Figura 4.2.15. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , e temperatura do ar, °C, à superfície no experimento Repouso, com Lago prescrito no domínio da IB, nos horários: (a) 17 Dez 15UTC, (b) 17 Dez 18UTC, (c) 18 Dez 00UTC, (d) 18 Dez 03UTC, (e) 18 Dez 06UTC, e (f) 18 Dez 09UTC.....	77
Figura 4.2.16. Direção do vento médio observado na torre micrometeorológica a 42 m de altura, no período de dezembro de 2003 a dezembro de 2005, para (a) média de 24h, (b) média no período diurno (6 às 18h) e (c) média no período noturno (19 às 6h). Nota: a seta vermelha em (a) é a componente do vento médio do NCEP em cada mês.	79
Figura 4.2.17. Velocidade do vento, média horária, observado na torre micrometeorológica a 42 m de altura, direção (círculo preto) e intensidade (quadrado), nos dias (a) 06 Ago 2004, (b) 10 Ago 2004, (c) 15 Ago 2004, (d) 18 Dez 2003, (e) 19 dez 2003 e (f) 20 Dez 2003.	80
Figura 4.2.18. Esquema resumido da predominância da direção do vento, na torre micrometeorológica a 42 m de altura, da Ilha do Bananal.	82

LISTA DE TABELAS

	Capítulo 2
Tabela 2.1. Tipos de vegetação encontrados na Ilha do Bananal e entornos.....	10
	Capítulo 3
Tabela 3.1. Medições na plataforma instrumental na Ilha do Bananal.....	18
Tabela 3.2. Valores médios sazonais da temperatura do ar mínima diária, e máxima diária (Tar, em °C), saldo de radiação (Rn, em Wm ⁻²), irradiância solar incidente (Ki, em Wm ⁻²), albedo solar e albedo PAR, no período chuvoso e no período seco (cálculo feito para os meses da 2ª coluna).....	27
	Capítulo 4
Tabela 4.1.1. Classes de Vegetação do Leaf_3.	49
Tabela 4.1.2. Configuração do modelo.....	52

LISTA DE SÍMBOLOS, SIGLAS E ABREVIATURAS

IB	Ilha do Bananal
TO	Estado do Tocantins
APA	Área de Proteção Ambiental
IBAMA	Instituto Brasileiro de Meio Ambiente
LBA	Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
USP	Universidade de São Paulo
DCA	Departamento de Ciências Atmosféricas
BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modeling System
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCAR	National Center for atmospheric Research
NOAA	National Oceanographic and Atmospheric Administration
CIRES	Cooperative Institute for Research in Environmental Science
CDC	Climate Diagnostic Center
ROL	Radiação de onda longa emergente (Wm^{-2})
UFPA	Universidade Federal do Pará
UFT	Universidade Federal do Tocantins
UNITINS	Universidade do Tocantins
CPC	Centro de Pesquisa Cangaçu
IRGA	Infrared gas analyzer
\overline{WC}	transporte do escoamento médio
$\overline{W'C'}$	transporte turbulento do escoamento
$\overline{W'T'}$	covariância entre o vento vertical (W) e a temperatura (T)
T	Temperatura do ar ($^{\circ}C$)
LE	Fluxo de calor latente (Wm^{-2})
H	Fluxo de calor sensível (Wm^{-2})
FCO_2	Fluxo atmosférico de CO_2 ($\mu molCO_2 m^{-2}s^{-1}$)
$\overline{\rho}$	densidade do ar
c_p	calor específico do ar

c_{pd}	capacidade térmica do ar seco
q	umidade específica ($g\ kg^{-1}$)
c_v	capacidade térmica do vapor d'água
μ	razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água
σ	razão entre a densidade do ar seco e do vapor d'água
ρ_v	densidade do vapor d'água
R_n	Saldo de radiação (Wm^{-2})
G	Fluxo de calor do solo (Wm^{-2})
Q	termo de energia utilizada pelas plantas nos processos bioquímicos de fotossíntese
ARM	armazenamento de energia no meio físico (ar e biomassa)
ADV	termo de advecção de energia horizontal
ED	energia disponível
Q_s	troca de calor na fronteira com a superfície da lâmina d'água
Q_a	troca líquida de energia horizontal, que aquece ou resfria a água
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas espaciais
ENOS	El Niño/Oscilação Sul
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
K_i	irradiância solar incidente á superfície (Wm^{-2})
$K_{i_{Topo}} / K_{Topo}$	irradiância solar no topo da atmosfera (Wm^{-2})
PAR	Radiação fotossinteticamente ativa (0,4-0,7 μm)
F_{cd}	fluxo turbulento de CO_2 médio durante o período diurno
F_{cn}	fluxo turbulento de CO_2 médio durante o período noturno
β	Razão de Bowen (H/LE)
LEAF3	Land Ecosystem-Atmosphere Feedback
IGBP	International Geosphere Biosphere Programme
USGS	United States Geological Survey
ABRACOS	Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	Universal time coordinated

Z

Zulu – fuso horário do meridiano de Greenwich, mesmo que UTC

Capítulo 1. INTRODUÇÃO

O Cerrado é o segundo maior bioma em extensão territorial no Brasil, constituído por uma série de formações fisionômicas, que variam de forma muito geral desde formações campestres (campo limpo, campo cerrado) até florestas com dossel fechado em composição com sub-bosques (Cerrado *sensu stricto*, Cerradão). Por ocorrer em superfícies relativamente planas, com solos de melhor qualidade que os da Amazônia (Mittermeier *et al.*, 1992), a partir de 1960, houve uma rápida expansão de fronteiras agrícolas na savana brasileira. A acelerada ocupação resultou em intenso desmatamento que alterou 67% de sua área total (Silva & Batters, 2002). O Cerrado brasileiro tem uma biodiversidade única no planeta, mas apenas 1,7% de sua área atual está protegida sob 19 unidades federais de conservação, as quais compreendem 10 Parques Nacionais, 3 Estações Ecológicas e 6 Áreas de Proteção Ambiental - APA (IBAMA, 2005). A Ilha do Bananal, cenário de estudo deste trabalho, é a maior ilha fluvial do mundo; localiza-se no Brasil Central e é uma reserva ambiental desde 1959, onde se encontram o Parque Nacional do Araguaia (ao norte) e o Parque Indígena do Araguaia (ao Sul) (**Figura 1.1**). Está situada em uma faixa de transição entre a Floresta Amazônica e o Cerrado (Rezende *et al.*, 2001, 2003), em uma área de várzea (alagável sazonalmente), classificada como ecótono: uma zona de tensão ecológica entre comunidades ou biomas adjacentes que sofrem mútua interferência, onde ocorre altíssima diversidade genética (vide Apêndice). A região está sob o arco de desmatamento, o que aumenta o seu interesse estratégico nacional. Mas, apesar de sua singularidade e de suas relevâncias ecológica e hidrológica, já houve várias tentativas de se reduzir em 89% a área de proteção ambiental da Ilha do Bananal/Cantão (**Figura 1.1**) (MPF, 2005). O termo Ilha do Bananal será referenciado como IB daqui por diante.

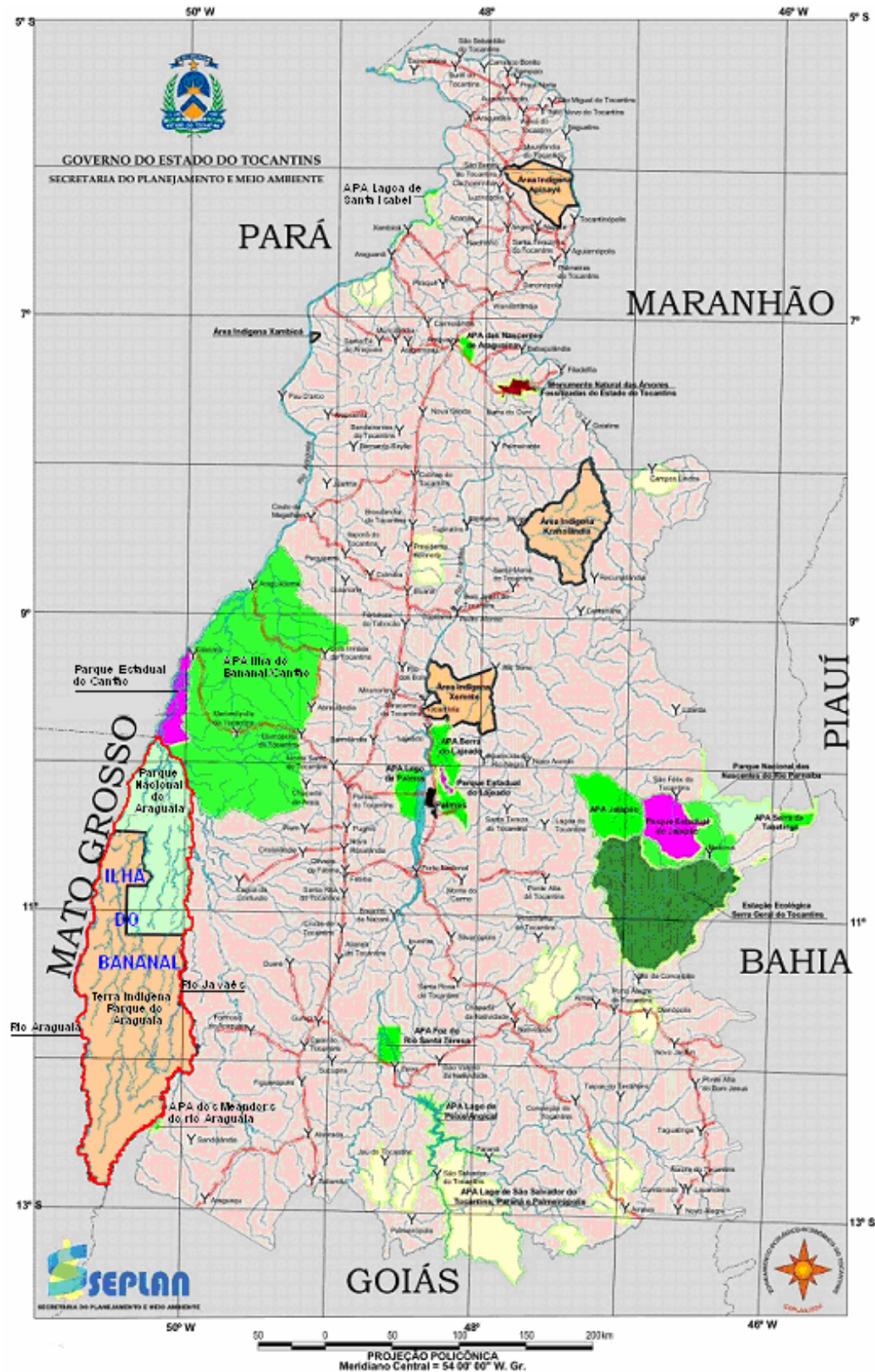


Figura 1.1. Mapa dos parques (laranja), das áreas de uso legal restrito (ilúas, verde) e das áreas com potenciais para conservação ambiental (amarelo) do Estado do Tocantins. Em destaque, a Ilha do Bananal (contorno vermelho). (Fonte: Secretaria do Planejamento, Tocantins, 2000).

Estudos observacionais de fluxos de superfície na Amazônia e Cerrados

As florestas exercem um papel importante no ciclo hidrológico. Na Amazônia, devido aos fluxos de energia e de água da superfície para a atmosfera, as florestas tropicais controlam o clima regional, pois metade da precipitação na bacia é reciclada da evapotranspiração, enquanto a outra metade é transportada do Oceano Atlântico (Nobre *et al.*, 1991). As estimativas feitas a partir de torres de fluxo na Amazônia indicam que a evapotranspiração varia de 3,2 mm dia⁻¹, na estação chuvosa, a 4,0 mm dia⁻¹, na estação seca; com padrões sazonais controlados principalmente pela radiação solar e não pelo estresse hídrico (Rocha *et al.*, 2004; Bruno *et al.*, 2006). No cerrado restrito, a evapotranspiração tem fase oposta à da floresta e varia de 1,0 mm dia⁻¹, na estação seca, a 4,0 mm dia⁻¹, na estação chuvosa (Rocha *et al.*, 2005). A conversão de florestas em pastagens reduz a umidade do solo durante a estação seca, o que aumenta o fluxo de calor sensível e reduz a evapotranspiração (Rocha *et al.*, 1996; von Randow *et al.*, 2004). Supõe-se, hoje, que o desmatamento em grande escala na Amazônia poderá reduzir a precipitação regional em ~20%, ao passo que o desmatamento em meso-escala pode induzir mecanismos intrínsecos de circulações secundárias, que se diferenciam dos efeitos de grande escala, reduzindo ou aumentando a quantidade de chuva (Gandu *et al.*, 2004; Silva Dias *et al.*, 2002; Rosolem, 2005).

Quanto aos ciclos biogeoquímicos, de forma simples, pode-se distinguir o que ocorre em áreas secas e em áreas de várzeas. Saleska *et al.* (2003) e Goulden *et al.* (2004) reportam que a produtividade primária líquida e o crescimento das árvores nas florestas de terra firme da Amazônia aumentam no período das chuvas. O mesmo acontece no Cerrado, que é marcado pela alta amplitude sazonal da umidade do solo e pela deciduidade das espécies arbóreas. Estes fatores controlam a assimilação de CO₂ e definem um modo sumidouro de CO₂ para atmosfera na estação chuvosa, mas um modo fonte na estação seca (Rocha *et al.*, 2002). Ometto *et al.* (2005) reportam que existe uma variabilidade da

produtividade sobre florestas de terra firme na Amazônia, que depende do padrão da estação seca e portanto da região. De forma oposta, nas várzeas, o crescimento dos troncos, que ocorre na fase seca (Dezzeo *et al.*, 2003), é controlado pela dinâmica do pulso de inundação, o qual é um mecanismo fundamental para o balanço de carbono. A várzea tem espécies adaptadas e tolerantes aos solos encharcados ou sujeitos às inundações temporárias (Kageyama *et al.*, 1989). Assim, no balanço regional de carbono sobre as áreas de várzea da Bacia Amazônica (~15% da extensão total), deve-se considerar também que ocorrem fluxos evasivos de CO₂ da água para a atmosfera, variando entre 0,3 Mg C ha⁻¹ano⁻¹ e 1,2 Mg C ha⁻¹ano⁻¹ (Richey *et al.*, 2002), o que é uma fração de mesma ordem de grandeza dos fluxos regionais.

Estudos sobre áreas com fisionomia semelhante à desta pesquisa indicaram que, na estação seca, a respiração do ecossistema aumentou de 1,2 gCO₂m⁻²dia⁻¹ a 15,6 gCO₂m⁻²dia⁻¹. Nesses trabalhos, Heilman *et al.* (2000) e Heinsch *et al.* (2004) reportam que os fluxos de calor latente e sensível sobre um pântano alto (*marsh*), localizado no delta do Rio Nuences (Texas, EUA), formado por lagos rasos interconectados por canais e áreas elevadas com vegetação emergente, contribuíram com 76% e 30% do saldo de radiação, respectivamente, enquanto a área estava inundada. Mas que, durante o verão, quando a área estava seca, houve uma inversão: com contribuições respectivas de 27% e 65%. Os autores concluíram que o *marsh* comporta-se, em grande parte, mais como um ecossistema de solo seco do que como um de solo úmido.

Padrões semelhantes aos reportados acima, também foram observados no Pantanal sul-matogrossense. Durante o período de redução das chuvas, os fluxos de calor latente e de calor sensível representaram 46% e 52% do saldo de radiação, respectivamente. Já no período chuvoso, houve inversão nas respectivas contribuições: 64% e 36% (Oliveira *et al.*, 2002). Segundo Alvalá *et al.* (*apud* Nobre, 2004), nesta área de pantanal, os fluxos de CO₂

são fortemente controlados pelo regime hídrico local. Até o final do mês de dezembro de 2001, na iminência da inundação da área, caracterizava-se ali um sumidouro, com fluxo médio horário acumulado de aproximadamente $-150 \text{ kg C ha}^{-1}$. A seguir, quando o nível da água atingiu pouco mais de 0,5 m de altura no início de janeiro de 2002, esse bioma passou a ser uma fonte de carbono, alcançando valores médios horários acumulados da ordem de $+200 \text{ kg C ha}^{-1}$, desde janeiro até março de 2002. Para, então, a partir de meados de abril de 2002 retornar ao modo de sumidouro, atingindo valores da ordem de $-200 \text{ kg C ha}^{-1}$, por volta de 20 de maio 2002.

Para áreas de ecótono e de várzea, os estudos sobre a variabilidade dos fluxos de energia e de evapotranspiração ainda são muito incipientes. Rocha *et al.* (2006) sugeriram, preliminarmente, que a dinâmica do pulso da cheia controla os fluxos atmosféricos de CO_2 e de vapor d'água do ecossistema, por meio de alta evapotranspiração nas fases de enchente e cheia, concorrente com redução da produtividade devido ao estresse por anóxia (vide **Apêndice**). Segundo estes autores, no início do período seco, o bioma recupera a produtividade e diminui a evapotranspiração, as quais voltam a decair com o avanço da estiagem, sob um padrão de estresse hídrico similar ao do Cerrado restrito, o que poderia configurar um sistema hiper-sazonal (Tannus, 2004).

A Ilha do Bananal como um sistema lacustre complexo

A alta umidade do solo, ou simplesmente a presença de superfícies com água livre na superfície, exerce potencial controle no desenvolvimento das circulações locais, bem como no desenvolvimento dos sistemas meteorológicos precipitantes. A camada de mistura sobre a superfície, que se forma durante o dia, geralmente varia entre 500 m e 2500 m de altura. Quando há grande disponibilidade de água na superfície, a maior parte da energia absorvida por esta é usada para evaporar a água, o que reduz o fluxo de calor sensível

(aquecimento do ar) e ocasiona a formação de uma camada de mistura mais rasa. Em oposição, quando há dominância do fluxo de calor sensível, a camada de mistura torna-se mais alta e mais quente. A IB, situada em uma depressão regional, geralmente apresenta ~ 2/3 de sua área e entorno inundados durante o período da enchente, o que possibilita configurar um cenário de contraste térmico entre a superfície da Ilha e as áreas circunvizinhas relativamente mais secas, o que pressupõe a ocorrência de circulações locais e regionais, ainda não investigadas.

Motivação do trabalho

A quantificação dos fluxos turbulentos de energia, de água e de CO₂, sobre áreas de ecossistemas, vem sendo amplamente abordada desde a década de 1990 por meio de medidas diretas com a utilização da técnica da covariância dos vórtices turbulentos, ou *eddy covariance*. Desde então, a implementação de experimentos que compõem grandes redes de informação sobre fluxos, tais como: o Fluxnet, o Ameriflux, o Euroflux, o LBA e outros, colaboram para o entendimento da funcionalidade dos ecossistemas, tendo uma aplicação no estudo das conseqüências climáticas causadas pela modificação da cobertura vegetal. Ainda se desconhece como o bioma do Cerrado brasileiro, em sua grande variabilidade, possa influenciar a composição das condições meteorológicas regionais, devido à grande magnitude e à variação sazonal do balanço de energia à superfície.

Este trabalho continua uma linha de análise sobre a investigação da funcionalidade do ecossistema de ecótono e várzea (Tannus, 2004; Rocha, 2004; Rocha *et al.*, 2006) na tentativa de se preencher uma lacuna no conhecimento sobre uma região até então pouco investigada. Foi realizado um esforço interinstitucional para a medição dos fluxos atmosféricos de superfície por meio de uma torre micrometeorológica, combinado com variáveis hidrológicas e ecofisiológicas no entorno da ilha. O experimento da IB está inserido

no Experimento de Grande-Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA, 1996). Para se estudar os processos atmosféricos no sistema lacustre complexo da IB, além dos dados observacionais de campo, foram investigadas as circulações e os processos precipitantes regionais, utilizando-se o modelo numérico Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS, versão 5.04 modificada).

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho tem os seguintes objetivos:

- (i) analisar medidas contínuas de variáveis do clima e de fluxos turbulentos de energia à superfície, durante o período de dezembro de 2004 a fevereiro de 2006, observadas sobre uma área de ecótono-várzea no norte da Ilha do Bananal;
- (ii) estudar, por meio de simulações numéricas, os padrões de circulação regional relacionados à presença da IB, além das potenciais alterações no estado da atmosfera e dos sistemas precipitantes decorrentes da presença de um sistema lacustre.

A seguir, apresentam-se as características principais da região e da climatologia local da IB (**Capítulo 2**). No **Capítulo 3**, discutem-se as análises dos dados observados de fluxos de energia e de água, bem como do respectivo fechamento do balanço de energia. Descreve-se, no **Capítulo 4**, o modelo numérico utilizado e a estratégia de simulação para investigar os efeitos da presença da IB e regiões vizinhas na variabilidade regional da atmosfera. Por fim, no **Capítulo 5**, encontram-se as conclusões e as sugestões para trabalhos futuros.

Capítulo 2. ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo, são apresentadas as principais características da Ilha do Bananal, região de estudo dessa pesquisa.

2.1 – Características da Região

No extremo nordeste de Mato Grosso, o rio Araguaia divide-se em dois braços: à esquerda o rio Araguaia (braço maior) e à direita o rio Javaés (braço menor) (**Figura 2.1.1**), formando a Ilha do Bananal, com área aproximada de 2 milhões ha (~ 360 km Norte-Sul x 80 km Leste-Oeste), no estado do Tocantins, fronteira com os estados de Goiás, Matogrosso e Pará. No período das cheias, entre os meses de janeiro e maio, parte da Ilha do Bananal (aproximadamente um terço da área) e adjacências ficam inundadas. A cheia do rio Araguaia ocorre com um mês de atraso em relação à do rio Tocantins, parcialmente devido à depressão regional da Ilha do Bananal.



Figura 2.1.1. Mapa de relevo, indicando-se a depressão na Ilha do Bananal, circundada pelos rios Araguaia e Javaés.

A região é formada por solos hidromórficos e por Latossolos Vermelho Amarelo (Figura 2.1.2).

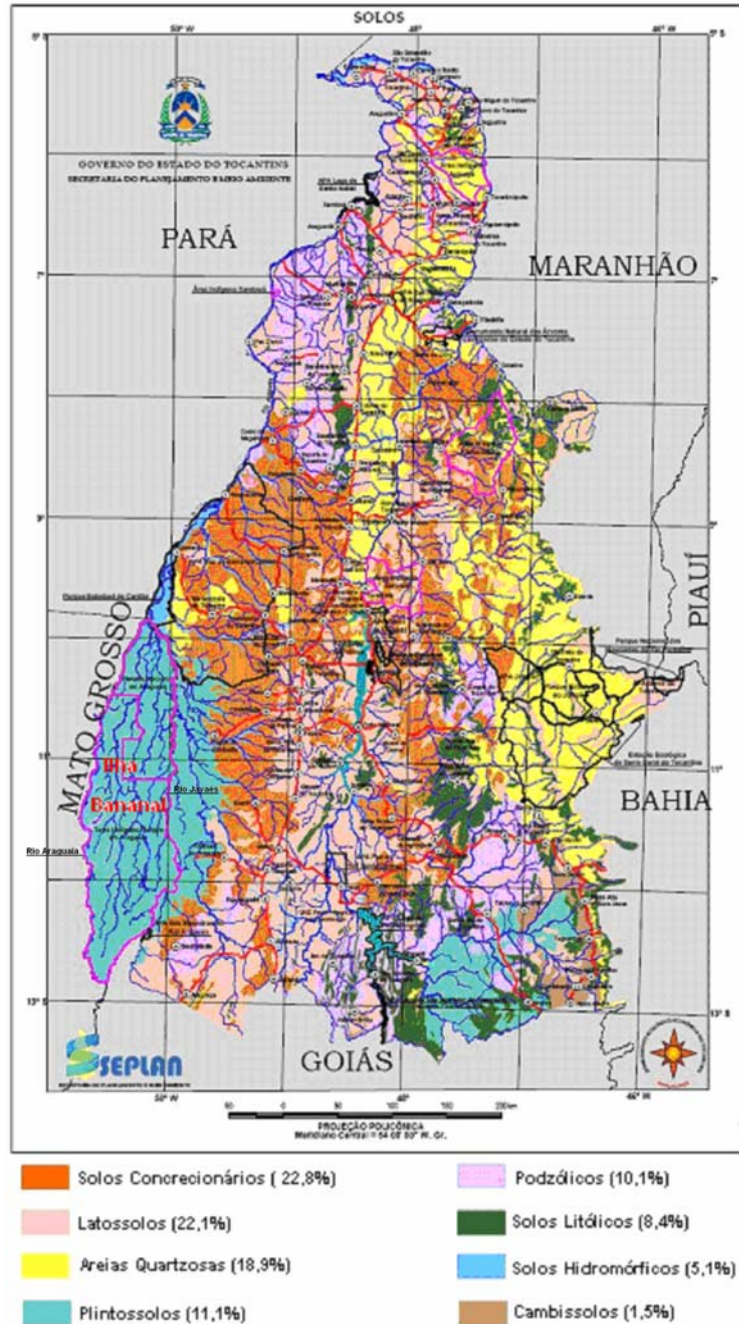


Figura 2.1.2. Tipos de Solo do Estado do Tocantins.

As Lateritas Hidromórficas Distróficas ocorrem na parte oriental menos elevada, com altitude de aproximadamente 180 metros, e são solos ácidos com alta porcentagem de alumínio trocável e baixa fertilidade natural. Os Latossolos Vermelhos

Amarelos são solos profundos, sob vegetação de floresta e de cerrado, e ocorrem na parte oriental (mais elevada) e na área central da Ilha. Manchas de solos Gley Húmico e Pouco Húmico são encontrados nas áreas de campo limpo, campo varjão e mata (Plano de Manejo do Parque Nacional do Araguaia, 1985).

A Ilha do Bananal e entorno constituem uma área de várzea coberta por ecótono, com fisionomias de cerrado, cerradão, mata seca, mata inundável, campo inundável e mata ciliar inundável (**Tabela 2.1**).

Tabela 2.1. Tipos de vegetação encontrados na Ilha do Bananal e entornos.

	Tipo	Altura	Características
1	Cerrado	5 a 7 m	Árvores com copas fechadas, flora rasteira de gramíneas, mais arbustos irregulares. Litossolos dominados pela camada laterítica.
2	Cerradão	~ 12 m	Árvores com copas bem fechadas, com pouca presença de gramíneas e arbustos típicos de mata seca. Cresce mais nas depressões da área do cerrado, onde há maior profundidade de solo coluvial, ou na transição para mata seca.
3	Mata seca	~ 30 m	A estrutura é dividida em três camadas: árvores de grande porte com ~ 30m, copas redondas; árvores de 14 a 20 m, sempre verde, e árvores de 8 m. Ocorrem em solos distróficos, ou latossolos vermelhos amarelos ou cinza, dependente da profundidade do lençol freático.
4	Mata Inundável	15 a 20 m	Estrutura mais densa do que a mata seca.
5	Campo Inundável	1 m	Gramíneas. Solos hidromórficos.
6	Mata Ciliar Inundada	18 a 20 m	Sua estrutura é muito variada, apresentando, geralmente, a forma de mata fechada. Solos hidromórficos, com lençol freático próximo à superfície mesmo durante a época seca.

Fonte: Plano de Manejo do Parque Nacional do Araguaia, 1985.

O rio Araguaia (**Figura 2.1.3**) se notabiliza não só por seu papel no processo de ocupação territorial, mas, principalmente, por suas características hidrológicas. Principal afluente do Tocantins, nasce na Serra dos Caiapós, na divisa de Goiás com Mato Grosso, a

cerca de 850 m de altitude, flui quase paralelo ao rio Tocantins e nele desemboca, após percorrer cerca de 2.115 km, em São João do Araguaia (TO).

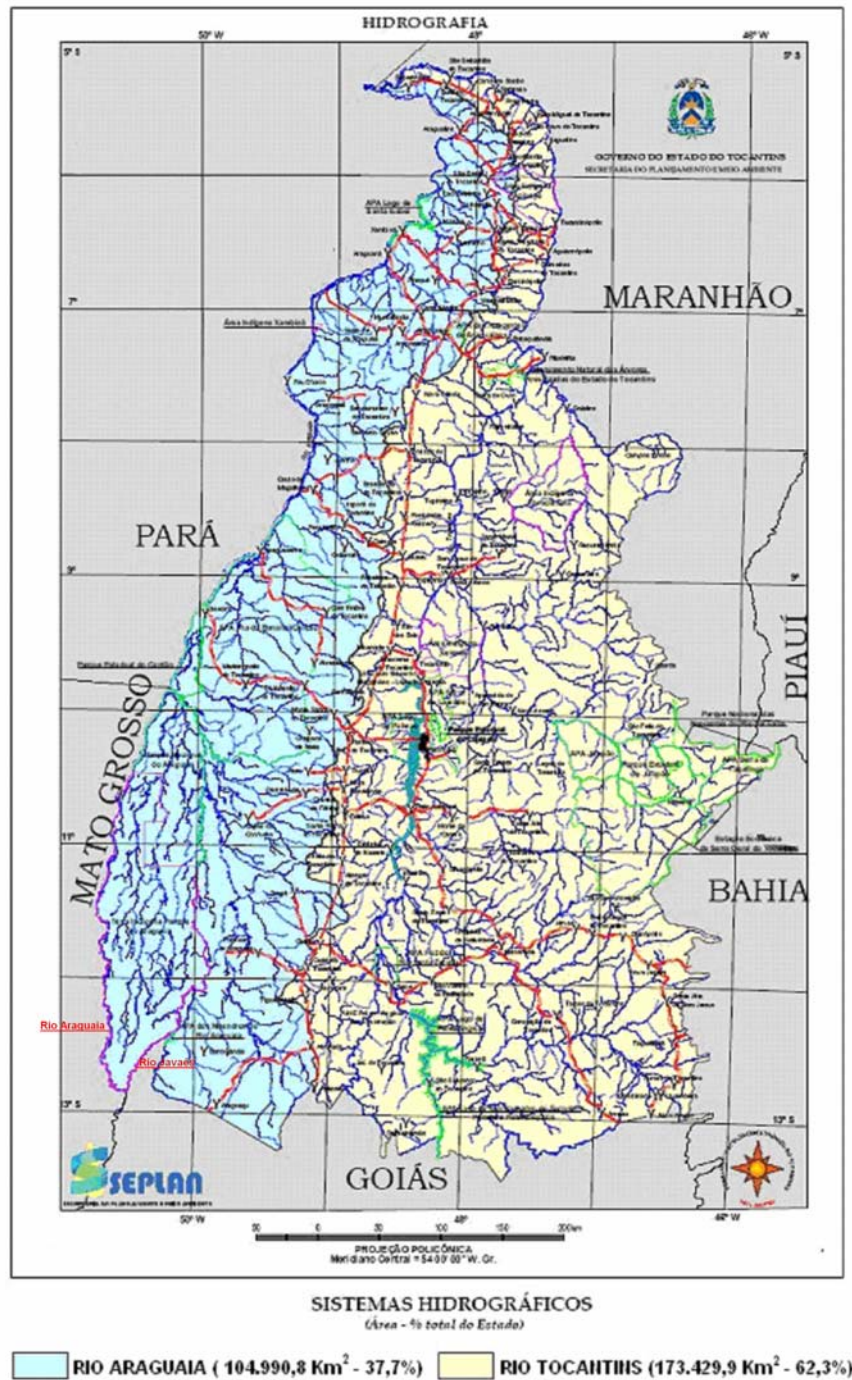


Figura 2.1.3. Hidrografia do Estado do Tocantins.

Embora seja considerado um rio de planície, apresenta um perfil latitudinal compartimentado em degraus (**Figura 2.1.4a**), com quatro trechos de cachoeiras e corredeiras, além de estar encaixado em uma depressão longitudinal entre 50°W e 51°W (**Figura 2.1.4b**).

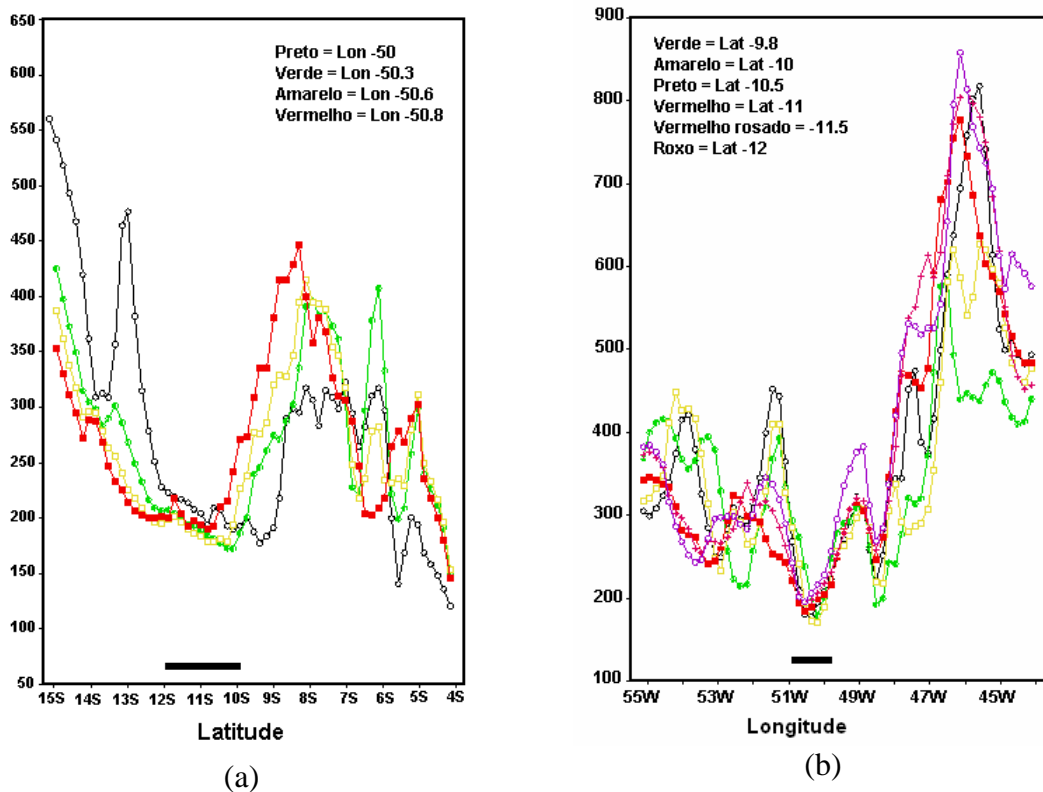


Figura 2.1.4. (a) Corte norte-sul da topografia em quatro longitudes; (b) Corte leste-oeste da topografia em seis latitudes. O traço representa a extensão da IB.

O Alto Araguaia é situado nos primeiros 450 km de extensão do rio, com desnível de 570 m, ficando a IB mais à jusante, entre os km 760 e 1156. O médio Araguaia tem um desnível de 185 m nos seus 1505 km de extensão, e o baixo Araguaia tem desnível de 11 m ao longo de 160 km de extensão.

2.2 – Climatologia Local

A distribuição das chuvas na região da Ilha do Bananal é de certa forma complexa, por se localizar no centro do país, com influência tanto dos sistemas meteorológicos que atuam ao norte, como a Zona de Convergência Intertropical, Linhas de Instabilidades e sistemas locais, assim como dos sistemas frontais que penetram no sul e centro da bacia, da Zona de Convergência do Atlântico Sul e dos complexos convectivos de mesoescala, responsáveis por grande parte das chuvas na região (Souza *et al.*, 1998).

Para a compreensão preliminar das condições atmosféricas de superfície, foi calculada a climatologia com base nos dados de reanálise do NCEP/NCAR¹ disponíveis no *site* do NOAA-CIRES-CDC², para o nível de superfície (0,995 coordenada sigma), no período de 1980 a 2004, com resolução horizontal 2,5°x2,5°. Foram calculadas também as pântadas (5 dias) médias, com dados diários sobre o ponto 10°S, 50°W, próximo ao rio Javaézinho.

O período chuvoso da região da IB está compreendido entre novembro e abril, de acordo com a redução da radiação de onda longa emergente (ROL), de aproximadamente 280 W m⁻² para 200 W m⁻² (**Figura 2.2.1**). Nesse período, ocorre também a redução da velocidade do vento (de ~3, 0 m s⁻¹ para 0,5 m s⁻¹), com direção predominantemente noroeste-oeste (Janeiro) (**Figura 2.2.2**). Durante o período seco, em Julho, a direção do vento passa a ser de leste-sudeste. As maiores temperaturas ocorrem a partir do mês de maio, no início da estação seca, quando aumenta de ~24°C para 30°C, e a umidade relativa do ar reduz de ~90% para 40% (**Figura 2.1.1**).

¹ National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research

² National Oceanic & Atmospheric Administration/Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences/Climate Diagnostics Center.

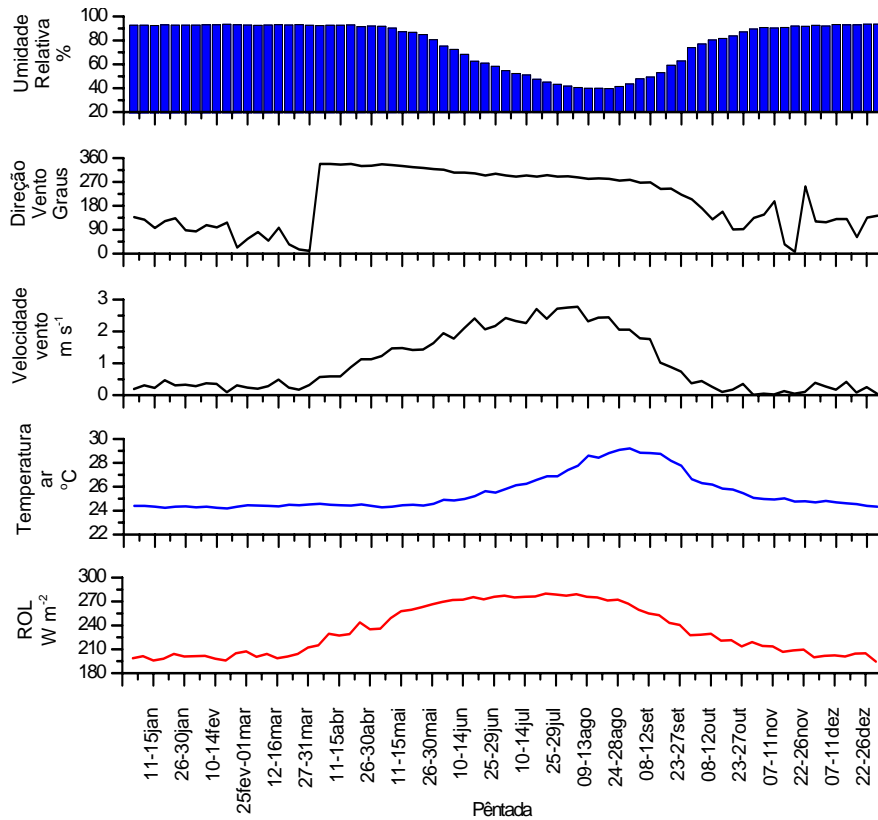


Figura 2.2.1. Médias pentadais de superfície da climatologia de 24 anos (1980-2004) do NCEP/NCAR de: radiação de onda longa emergente (ROL) (W m^{-2}), Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), Velocidade do vento (m s^{-1}), Direção do vento (Graus) e Umidade Relativa do ar (%); para o ponto em 10°S e 50°W .

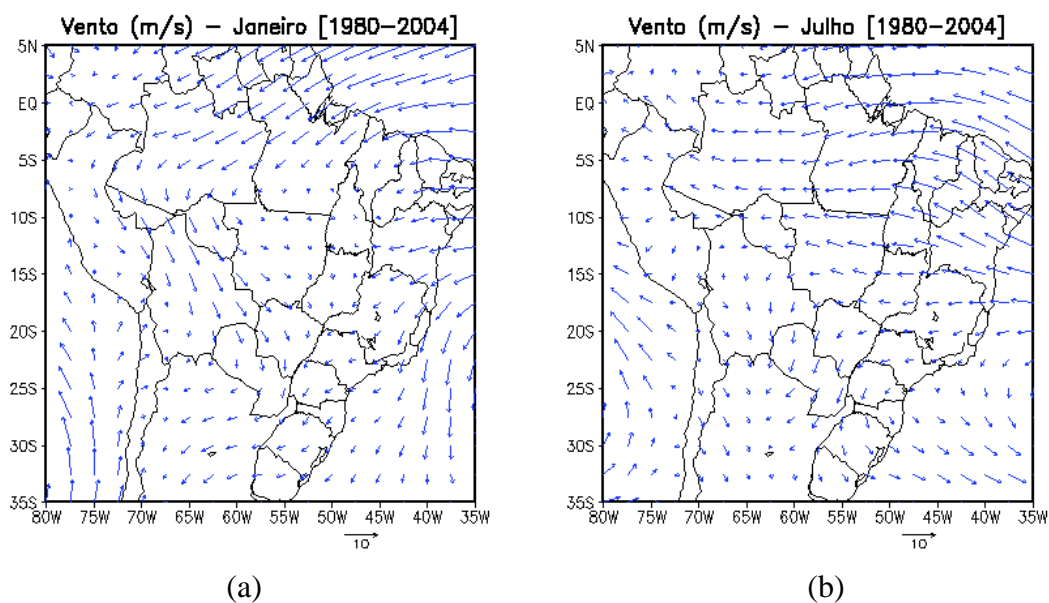


Figura 2.2.2. Circulação atmosférica à superfície média (coordenda sigma = 0.995) em Janeiro (a) e Julho (b). Fonte: NCEP/NCAR.

Capítulo 3. ANÁLISE DOS DADOS DE CAMPO OBSERVADOS

Neste capítulo serão discutidos os dados de campo observados na torre micrometeorológica da IB, com enfoque nos fluxos radiativos, nos fluxos turbulentos de superfície, e nas variáveis meteorológicas e hidrológicas utilizadas para discutir o microclima e o balanço de energia à superfície.

3.1. Material e Métodos dos dados de campo

3.1.1. Sítio Experimental

O sítio experimental da IB foi implementado ao Norte da Ilha, nos limites com o Parque Estadual do Cantão, com a instalação de uma torre micrometeorológica, projetada e instrumentada pelo Laboratório de Clima e Biosfera do IAG/USP, construída pela equipe do Prof. A. C. Lola da Costa (UFPA), com apoio local do Instituto Ecológica (Dariusz Kurzatkowski, Rita Ribeiro e Divaldo Rezende) da Universidade Federal do Tocantins – UFT - e da Universidade do Tocantins - UNITINS (Erich Collichio). A plataforma instrumental foi montada em uma estrutura de 40 m de altura, formada por escadas e plataformas de ferro galvanizado, com seção horizontal de 1 x 2 m, localizada a ~2 km a leste do Rio Araguaia, nas coordenadas 9° 49' 27.9" S, 50° 08' 92.8" W, a 120 m de altitude (**Figura 3.1.1**). O sistema de energia elétrica foi composto por painéis solares localizados acima do dossel e um conjunto de baterias estacionárias de ciclo profundo (12 V_{DC}), alojadas em dois módulos de madeira anexos à torre, a 12 m de altura (**Figura 3.1.2.b**). Para as medidas hidrológicas, foram instalados: 5 poços piezométricos para medição do nível do aquífero, ao longo de uma transecção partindo da torre em direção à Leste; réguas de cota hidrológica para monitoramento do nível de cheia no rio Javaézinho, no início e no final da Lagoa Chave¹ e na torre (**Figura 3.1.2a**). O início do monitoramento dos dados foi em 27 de outubro de 2003 e o

¹ Pequeno lago que deriva do Rio Javaézinho em direção à torre.

sítio experimental encontra-se em corrente monitoramento, sob coordenação local do escritório LBA-TO² na UFT (Profa. Laura de Simone Borma). O projeto tem como base logística as instalações do Centro de Pesquisa do Canguçu (CPC) do Instituto Ecológica/UFT, a ~20 km ao sul da torre micrometeorológica.

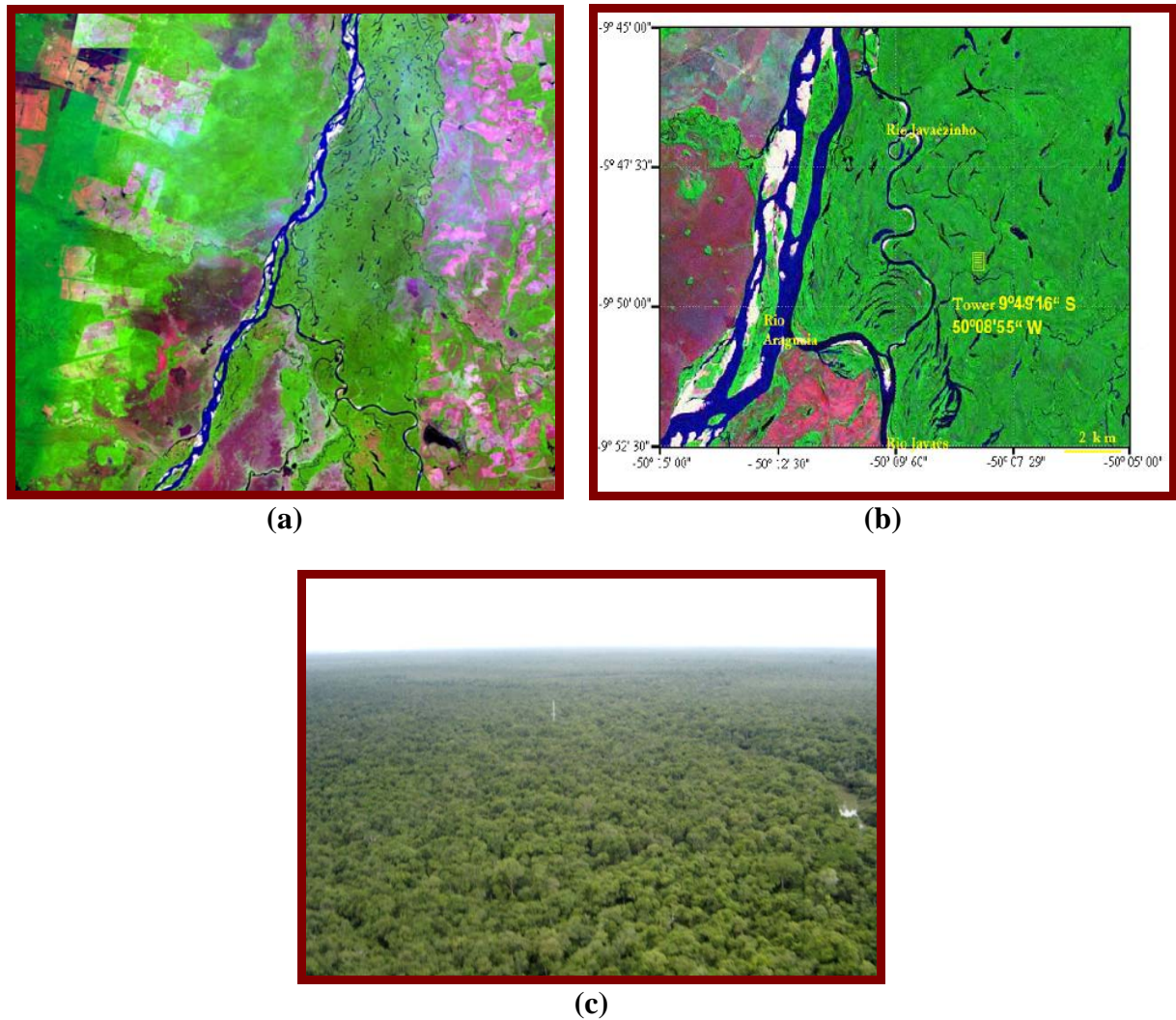


Figura 3.1.1 (a) Localização da torre micrometeorológica, à leste do Rio Javaézinho e do Rio Araguaia; (b) detalhe da posição da torre com coordenadas; (c) foto aérea, visada sobre o setor Oeste da torre, mostrando o lago chave à direita (Janeiro de 2005) (Fonte: Erich Collichio).

² Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia, Escritório Regional de Tocantins.



(a)

(b)

Figura 3.1.2. (a) Réguas de cotas hidrológicas no rio Javaézinho, e no acesso à trilha para a Torre; (b) Torre micrometeorológica, com detalhe do abrigo de a 12 m de altura.

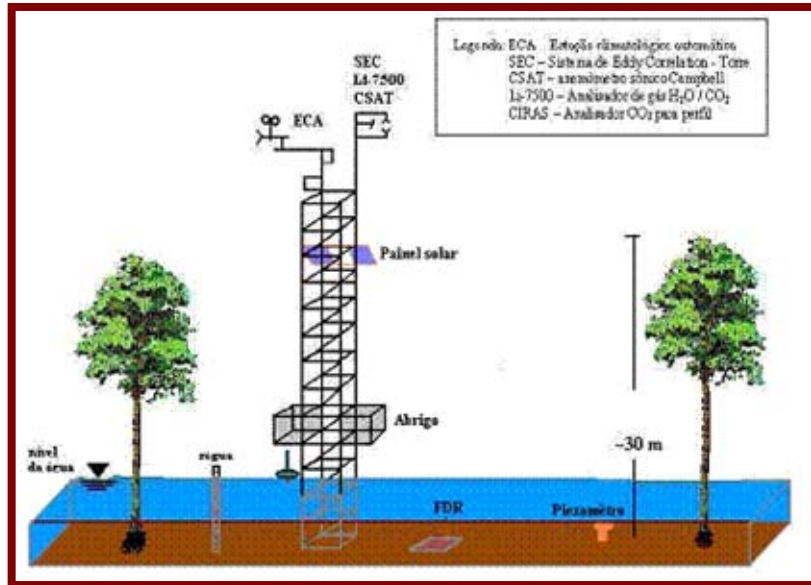
3.1.2. Dados

As descrições dos sensores e medidas são apresentadas na **Tabela 3.1** e mostrados na **Figura 3.1.3**. A aquisição dos dados micrometeorológicos foi feita por dois coletores de dados (*datalogger*): um CR5000 (Campbell Sci.) para o sistema de *eddy covariance*, e outro CR10X (Campbell Sci.) para a estação meteorológica automática. Os

dados observados de campo serão discutidos no padrão de médias pentadais, no período de Nov/2003 a Mar/2006. Os dados diários da reanálise do NCEP/NCAR serão apresentados como médias pentadais das seguintes variáveis: umidade relativa do ar (%), temperatura do ar à superfície (°C), ROL (Wm^{-2}) e velocidade do vento (m s^{-1}).

Tabela 3.1 – Medições na plataforma instrumental na Ilha do Bananal.

Medidas	Equipamento
Fluxos à superfície:	
Fluxos turbulentos de vapor d'água (Wm^{-2}), calor sensível (Wm^{-2}), momentum (Pa) e CO_2 ($\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$) ¹⁾ método de <i>eddy covariance</i>)	1 Anemômetro sônico Campbell -CSAT3; 1 Analisador IRGA Licor Li-7500 $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$, com aquisição de dados a 10 Hz.
Fluxos não-turbulentos de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	Perfil vertical 6 níveis concentração CO_2 , analisador de gás Li-6262, bomba de vácuo
Fluxos de radiação:	
Irradiância solar global incidente e refletida (Wm^{-2}).	2 Pirômetros Kipp-Zonen
Irradiância fotossinteticamente ativa (PAR) incidente e refletida ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	2 Radiômetros Kipp-Zonen
Saldo de radiação (Wm^{-2})	1 Saldo radiômetro Kipp-Zonen
Variáveis Climatológicas:	
Temperatura do ar (°C) e umidade do ar (gkg^{-1})	1 Psicômetro CSI HMP45C
Direção (graus) e velocidade do vento (ms^{-1})	1 Anemoscópio RM Young
Precipitação pluviométrica (mm)	1 Pluviômetro Hydrological Services
Variáveis hidrológicas e do solo:	
Temperatura do solo (°C)	2 Termômetros <i>termopar</i> CSI 107C
Umidade do solo (m^3m^{-3})	6 Refletômetros (CS 615) a 5 da base da torre (profundidades 10, 20, 50, 100, 150, 200 cm)
Efluxo de CO_2 do solo ($\mu\text{molCO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$)	5 câmaras automáticas de solo com analisador IRGA CO_2 PPSsystem Ciras-SC
Perfil de temperatura da água e do ar (°C)	10 termopares – termômetro tipo K de cobre-constantã (Campbell Sci.)
Fluxo de calor no solo (Wm^{-2})	5 Fluxímetros REBS
Nível do Lençol Freático	Detector eletrônico (<i>well deeper</i>) com leitura manual
Cota hidrológica	5 réguas com leitura manual
Serapilheira	Bandejas de coleta no solo



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

Figura 3.1.3. (a) Desenho esquemático da plataforma instrumental, com a inundação; Fotos do (b) perfil vertical de sensores de umidade e temperatura do solo, durante a fase de instalação (a trincheira foi preenchida com o solo retirado durante a escavação); (c) radiômetros solar, global e saldo-radiômetro no setor Norte da torre; (d) anemômetro sônico e analisador CO₂/H₂O a 42 de altura; (e) coleta de serapilheira durante a inundação.

As medidas de queda de serapilheira foram realizadas entre Março de 2004 e Junho de 2005, com bandejas flutuantes de 1 m², confeccionadas em telas e canos plásticos (PVC 25 mm de diâmetro) (**Figura 3.1.3.d**). Estas foram distribuídas ao longo de uma transecção de 200 x 800 m próximo à torre micrometeorológica, totalizando 30 unidades em pontos equidistantes de 25 m. As coletas foram feitas no último dia de cada mês e a análise foi desenvolvida por técnicos locais do projeto (dados cedidos por Eng^a. Rita Ribeiro e MSc Darius Kurzatkowski).

3.1.3. Fluxos Turbulentos de superfície

Técnica de Correlação de Vórtices Turbulentos (*eddy covariance*).

A técnica de *eddy covariance* é um método de estimativa dos fluxos atmosféricos turbulentos de calor sensível, calor latente, momentum e CO₂, baseado nas flutuações da velocidade do vento, da temperatura do ar, da concentração de CO₂ e da umidade do ar, com frequência rápida de amostragem. Os fluxos de superfície foram estimados como médias de 30 minutos, calculadas com dados obtidos a partir de um anemômetro sônico Campbell CSAT3 e de um analisador de gás infravermelho Licor Li-7500 H₂O/CO₂ (caminho aberto), com aquisição de dados a 10 Hz (alta frequência) (**Tabela 3.1**).

Para a estimativa dos fluxos, considera-se que o fluxo vertical de um escalar C é dado por:

$$F_C = \overline{WC} \quad (1)$$

onde: F_C é a densidade do fluxo de C e

W é a velocidade vertical.

Expandindo-se cada medida: $W_i = \overline{W} + W'_i$ e $C_i = \overline{C} + C'_i$ (onde a barra $\overline{[]}$ representa a média do produto das flutuações sobre o intervalo amostrado e a linha $[']$

representa a flutuação ou desvio da média), no intervalo de tempo $i = 1, \dots, N$, e aplicando-se a propriedade de Reynolds (Moncrief *et al.*, 1997), o fluxo (1) resulta em:

$$F_C = \overline{WC} + \overline{W'C'} \quad (2)$$

Assim o termo \overline{WC} representa o transporte pelo escoamento médio e $\overline{W'C'}$ o transporte turbulento do escoamento. A média temporal do produto de duas componentes de flutuação ($\overline{W'C'}$) chama-se basicamente de fluxo turbulento. Uma hipótese feita é que sobre um determinado intervalo de tempo não há, na média, movimento vertical do vento ($\overline{W} \approx 0$). Este artifício é forçado pela rotação dos eixos para que o vento predominante seja ortogonal à componente do vento médio de W . Baseado nesta condição, obtém-se de (2) a equação de estimativa do fluxo

$$F_C = \overline{W'C'} + \text{termo de correção} \quad (3)$$

Os detalhes da estimativa dos fluxos e das correções são iguais às descritas em Tannus (2004). Para o fluxo de calor sensível (H), tem-se que

$$H = \bar{\rho} c_p \overline{W'T'} \quad (4)$$

onde : $\bar{\rho}$ é a densidade do ar,

c_p o calor específico do ar,

$\overline{W'T'}$ é a covariância entre o vento vertical (W) e a temperatura (T).

Aplicando-se a correção de Riehl ao termo H , sugerido especialmente para condições de alta umidade do ar, o termo H é estimado como:

$$H = \bar{\rho} c_{pd} \left(\overline{W'T'} + 0.83 \overline{W'q'T'} \right) \quad (5)$$

Onde : c_{pd} é a capacidade térmica do ar seco;

q é a umidade específica (g g^{-1}) e

$0,83$ é obtido da relação $\frac{c_v}{c_{pd}} = 1,83$.

Aplicadando-se a correção de Webb ao fluxo de calor latente (LE) = $L\rho\overline{W'\rho'_v}$, realizada para incorporar as variações da massa específica provocadas pela variações rápidas da temperatura do ar, o termo estimado é :

$$LE = (1 + \mu\sigma) \left[\overline{W'\rho'_v} + \left(\frac{\rho_v}{T} \right) \overline{W'T'} \right] \quad (6)$$

onde : μ é a razão entre a massa molecular do ar seco e do vapor d'água;

σ é a razão entre a densidade do ar seco e do vapor d'água;

ρ_v é a densidade do vapor d'água.

Para o fluxo turbulento de CO_2 , $FCO_2 = \overline{W'CO'_2}$, tem-se o termo estimado com a correção de Webb igual a

$$FCO_2 = \rho\overline{W'CO'_2} + \rho_{CO_2} \left[\left(\frac{\mu\overline{W'\rho'_{CO_2}}}{\rho_v} \right) + (1 + \mu\sigma) \left(\frac{T'W'}{T} \right) \right] \quad (7)$$

3.1.4. Balanço de Energia

Para uma superfície coberta com vegetação (**Figura 3.1.4.a**), em solo não inundado, o balanço de energia à superfície pode ser descrito como:

$$Rn \approx H + LE + G + Q + ARM + ADV \quad (8)$$

onde: Rn é o saldo de radiação, igual à soma do fluxo de calor sensível (H), do fluxo de calor latente (LE), do fluxo de calor do solo (G), do termo de energia utilizada pelas plantas nos processos bioquímicos de fotossíntese (Q), do armazenamento de energia no meio físico (ar e biomassa) (ARM), e do termo de advecção de energia horizontal (ADV) (convenção de sinais positivos dos fluxos conforme a **Figura 3.1.4**).

Os fluxos de calor sensível e latente foram estimados a 42 m de altura pelo método de *eddy covariance*, acima da copa da vegetação (a qual é de ~15 a 18 m nas proximidades da torre). Desprezando-se os termos Q , ARM e ADV , cuja soma é, em geral, inferior a 5 % de Rn , pode-se avaliar o fechamento do balanço de energia por meio da dispersão entre as medidas dos fluxos turbulentos ($H + LE$) e a energia disponível aproximada $ED \approx (Rn - G)$. Supondo-se que esta relação possa se ajustar de maneira simples a uma forma linear, tal que $(H + LE) \approx a + b ED$, (8a), onde o termo b pode ser interpretado como a fração de subestimativa (ou superestimativa) da energia dos fluxos turbulentos, que geralmente ocorre entre 60% e 100% (Finnigan, 2000); e o termo a representa o desvio sistemático de sub(super)estimativa dos fluxos turbulentos em relação à energia disponível.

Para uma condição de superfície inundada, tomando-se o volume de controle como sendo aquele cuja fronteira inferior é a superfície da água (**Figura 3.1.4.b**), o balanço de energia pode ser descrito como:

$$Rn \approx H + LE + Q_s + Q + ARM + ADV \quad (9)$$

onde Q_s é a troca de calor na fronteira com a superfície da lâmina d'água.

Os termos G , e Q_a (troca líquida de energia horizontal, que aquece ou resfria a água, externa ao volume de controle definido), podem controlar o termo Q_s , mas não são contabilizados utilizando-se estas fronteiras (**Figura 3.1.4**).

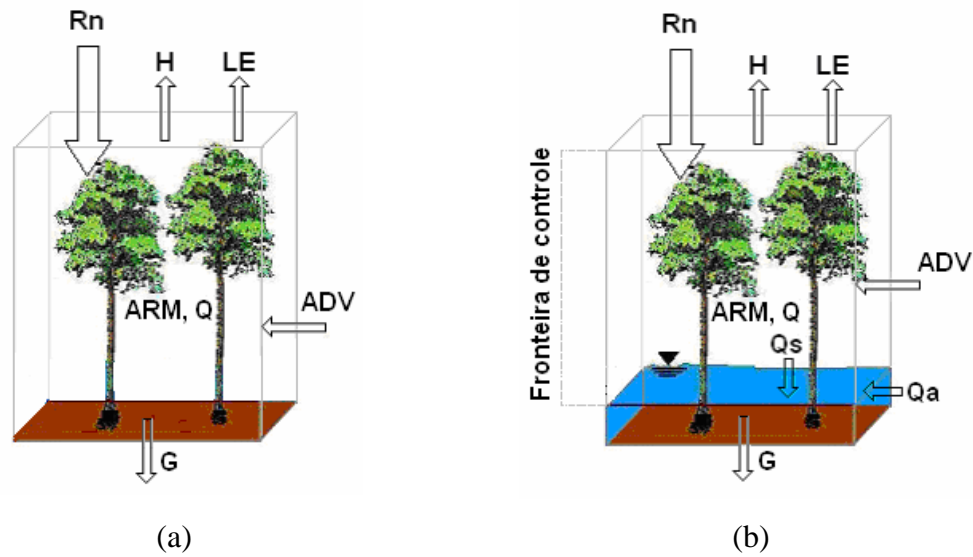


Figura 3.1.4. Balanço de energia de uma superfície (a) seca, e (b) inundada por água, com os termos R_n (saldo de radiação), H (fluxo de calor sensível), LE (fluxo de calor latente), G (fluxo de calor no solo), Q_a é a troca líquida de energia horizontal, e Q_s é a troca de calor vertical na fronteira da lâmina d'água.

De forma análoga à anterior, desprezando-se os termos Q , ARM e ADV , a energia disponível para os fluxos turbulentos será $ED \approx (R_n - Q_s) \approx H + LE$, (9a). Substituindo-se $(H + LE)$ de (8a) em (9a), pode-se estimar o termo

$$Q_s \approx R_n - \frac{(H + LE - a)}{b} \quad (10)$$

A partir dessas equações, será realizada uma discussão sobre o fechamento do balanço de energia, baseado no período de dados da fase seca e da fase inundada.

3.2. Resultados e Discussão

Clima e variação sazonal

Durante o período de estudo, a sazonalidade da precipitação (**Figura 3.2.1.d**) foi bem definida, demarcando um período chuvoso entre os meses de novembro a abril (área hachurada em azul claro na **Figura 3.2.1**). Registraram-se máximos acima de

150 mm/pêntada nos meses de fevereiro de 2004 e de novembro e dezembro de 2005. De maio a setembro, a precipitação foi muito baixa e consoante com a expectativa climatológica.

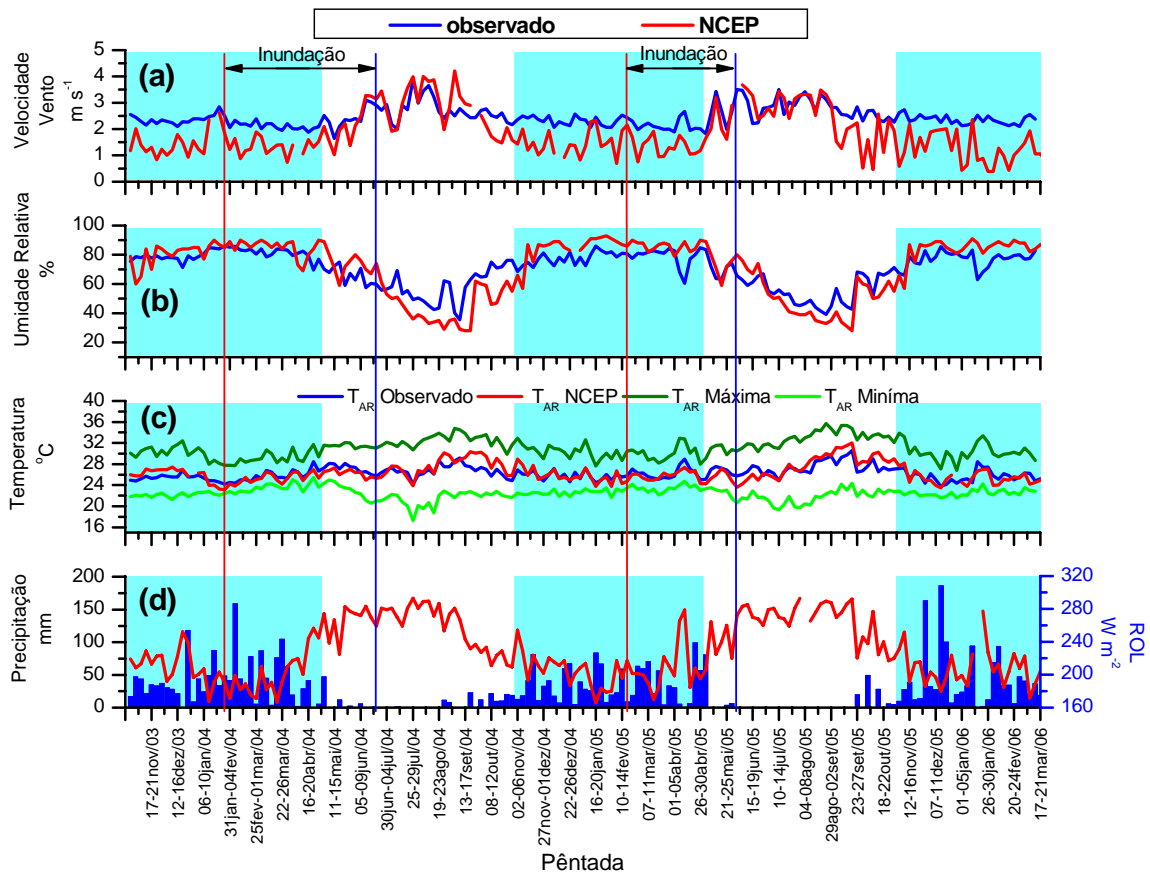


Figura 3.2.1. Média pentadal da: (a) velocidade do vento, em ms^{-1} , observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); (b) Temperatura do ar, em $^{\circ}\text{C}$, observada média (linha azul), máxima (linha verde escuro), mínima (linha verde claro) e do NCEP (linha vermelha); (c) umidade relativa do ar, em %, observada (linha azul) e do NCEP (linha vermelha); e (d) precipitação acumulada observada, em mm, e ROL, em W m^{-2} , do NCEP. Notas: a área hachurada em azul claro representa a estação chuvosa climatológica; a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim.

De forma geral, a ROL foi de $\sim 200 \text{ Wm}^{-2}$ durante o período chuvoso contrastando com os máximos de $\sim 280 \text{ Wm}^{-2}$ no período seco. Houve alguns períodos de estiagem (17-21/dez/2003; 6-14/abr/2005; e 10-25/jan/2006) na estação chuvosa. Esta forma de variabilidade intra-sazonal também foi observada pela elevação da ROL, o que sugere ter havido um controle de subsidência em escala regional. Hipótese esta, reforçada pela elevação da temperatura do ar durante estes eventos (**Figura 3.2.1.c**).

Na fase chuvosa 2003/2004, a inundação iniciou-se no dia 03/02/04 e terminou no dia 05/06/04 (linhas vermelha e azul na **Figura 3.2.1**), atingindo a altura de aproximadamente 3,5 m, segundo os registros da régua limnológica (vide **Apêndice**). No período seguinte, 2004/2005, a enchente do rio Javaézinho iniciou-se em 28/10/2004, e somente mais tarde, em 09/03/2005, é que foi observada a inundação na torre (linhas vermelha e azul na **Figura 3.2.1**), com altura de ~1,4m, inferior à observada na cheia anterior. Desta forma, em ambos os eventos, a fase de inundação na torre foi além do final da estação chuvosa, o que é de certa forma esperado devido ao atraso do pulso hidrológico.

Na estação chuvosa, a temperatura do ar oscilou entre 18 °C e 34 °C (**Figura 3.2.1.c**). À partir do início das chuvas, observou-se uma diminuição substancial da temperatura máxima do ar, enquanto que na temperatura mínima houve pouca variação. Com o início do período de estiagem, houve novo padrão de tendência com elevação da temperatura máxima do ar, e diminuição da temperatura mínima.

A umidade relativa do ar média diária manteve-se alta, ~80%, durante o período de chuvas (**Figura 3.2.1.b**). No entanto, com o fim das chuvas, a umidade relativa do ar iniciou um declínio, ficando abaixo de 50 % no final do mês de Agosto. Este padrão foi recorrente nos dois anos, em 2004 e 2005.

A velocidade média do vento observada é menor durante o período chuvoso, com mínimos de ~1,6 m s⁻¹, o que era esperado climatologicamente, e os máximos foram de ~4,0 m s⁻¹, na estação seca.

Variabilidade interanual do clima

Do ponto de vista da variabilidade interanual, o ano de 2005 foi mais quente que o ano de 2004, e também menos chuvoso(**Tabela 3.2**).

Tabela 3.2 – Valores médios sazonais da temperatura do ar mínima diária, e máxima diária (Tar, em °C), saldo de radiação (Rn, em $W m^{-2}$), irradiância solar incidente (Ki, em $W m^{-2}$), albedo solar e albedo PAR, no período chuvoso e no período seco (cálculo feito para os meses da 2ª coluna).

Período	Meses	Precipitação Acumulada	Tar max	Tar min	Rn	Ki	Albedo Solar	Albedo PAR
		mm	°C	°C	$W m^{-2}$	$W m^{-2}$		
Chuvoso	Nov03- Abr04	1539	29,6	22,9	130	197	0,163	0,0374
	Nov04- Abr05	1272	30,2	22,9	138	224	0,172	0,0372
	Nov05- Mar06	1182	30,3	22,5	142	227	0,222	0,0350
Seco	Mai04- Out04	202	32,2	21,9	136	214	0,180	0,040
	Mai05- Out05	197	32,6	22,0	137	226	0,180	0,040

A temperatura máxima diária média sazonal no período seco (Maio a Outubro) indica que o ano de 2005 foi 0,4 °C mais quente que 2004. No período chuvoso (Novembro a Abril), a temperatura máxima diária média sazonal no período 2003/2004 foi 0,6 °C mais quente do que na transição 2004/2005. Estas diferenças foram proporcionais às variações de precipitação e à oferta de radiação solar global. No período chuvoso 2003/2004 (Novembro a Abril) a precipitação acumulada foi 267 mm maior quando comparado com o período chuvoso 2005/2006, e a irradiância solar incidente foi 27 $W m^{-2}$ menor, respectivamente. O saldo de radiação mostrou diferenças com uma diminuição de 8 $W m^{-2}$ no período 2003/2004, controlada muito possivelmente pela radiação solar e pela maior nebulosidade neste período.

Nos padrões atmosféricos de grande escala atuantes observou-se, no período chuvoso de 2003/2004, uma fase neutra do ENOS, marcada pelo avanço dos sistemas frontais que favoreceram a organização de atividade convectiva, e nebulosidade orientada na direção noroeste-sudeste sobre a região (CPTEC, 2005). Mais além, no período chuvoso de 2004/2005, configurou-se um episódio ENOS de fraca intensidade. Mas principalmente houve um grande aquecimento da temperatura da superfície do mar no Atlântico Equatorial norte

durante Fevereiro a Outubro de 2005, com a formação de um muito alto número de furacões durante o inverno austral (CPTEC, 2005). As anomalias do Atlântico Norte, e talvez em muito menor escala o El Niño de baixa intensidade, induziram ao padrão anômalo da célula de Hadley-Walker, com uma grande seca no setor sul e ocidental da Amazônia. Sugere-se assim que o aquecimento observado no ano de 2005 na IB, comparando-se com 2004, decorreu sob influência de um padrão de escala inter-hemisférica. Segundo Santos & Silva (2005), o padrão da ZCAS no período de Dezembro/04 a Fevereiro/2005 esteve deslocado à leste de sua posição climatológica, o que contribuiu para a diminuição da entrada de sistemas frontais para o interior do país, reduzindo a precipitação.

Os dados do NCEP (linhas vermelhas na **Figura 3.2.1**) também compararam bem o padrão sazonal observado de temperatura e umidade relativa do ar, assim como o padrão de ROL. Em alguns eventos isolados, geralmente da ordem de 5 a 10 dias, houve algumas discrepâncias mais substanciais na temperatura do ar do NCEP que tiveram valores em torno de 2 e 5 °C maiores que o observado. A mais marcante discrepância foi no final da estação seca de 2004, quando a temperatura do NCEP foi ~5°C mais quente que a observada. Por outro lado, no período da cheia, ocorreu o inverso, ou seja, houve uma pequena subestimativa da temperatura observada, entre 1 e 2°C. A umidade relativa do ar média diária do NCEP teve melhor comparabilidade com a umidade observada principalmente no período das chuvas, tendo, em termos exatos, situado-se na faixa de 95%, um pouco acima (~15%) do observado no campo (80%). No período seco, a umidade relativa do NCEP mostrou uma pequena subestimativa de ~10% da umidade observada. A amplitude anual da velocidade do vento do NCEP é mais acentuada que a amplitude da média observada no campo. Parte da discrepância dos dados do NCEP com relação as observações de campo são devido a altura geométrica de amostragem na torre, que não coincide exatamente com o cálculo do NCEP.

Umidade do solo

O padrão do perfil vertical da umidade do solo observado (**Figura 3.2.2**) mostra de forma clara a dinâmica do pulso hidrológico nas fases de vazante, seca, enchente e inundação (ou cheia).

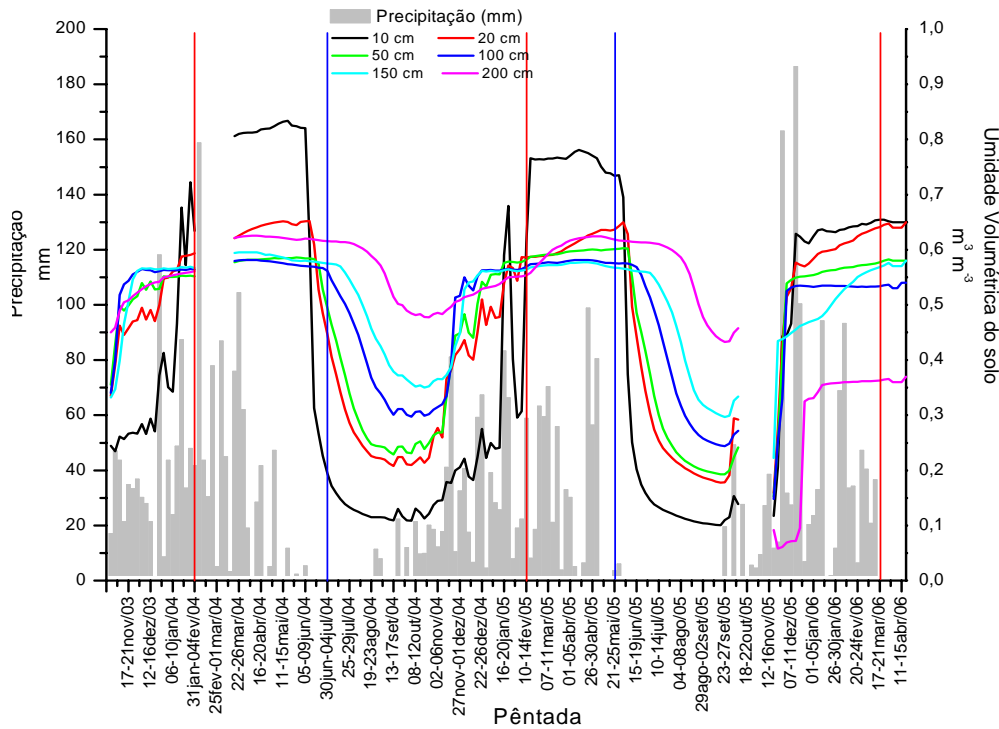


Figura 3.2.2. Variação da umidade volumétrica do solo, em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, medida em seis profundidades: 10, 20, 50, 100, 150, 200 cm. Nota: a linha vertical vermelha indica o início da inundação e a azul, o fim. A descontinuidade das linhas indica ausência de dados.

Em todas as profundidades medidas, o solo estava saturado durante o período da inundação, indicando valores predominantes entre $\sim 0,55$ a $0,65 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$. Durante a inundação (**Figura 3.2.3**) o sensor de 20 cm de profundidade aparece muito superior aos demais, em torno de $\sim 0,8 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, o que, muito provavelmente, decorreu da camada do solo muito orgânica, com predomínio de macroporos, o que descaracteriza a calibração.

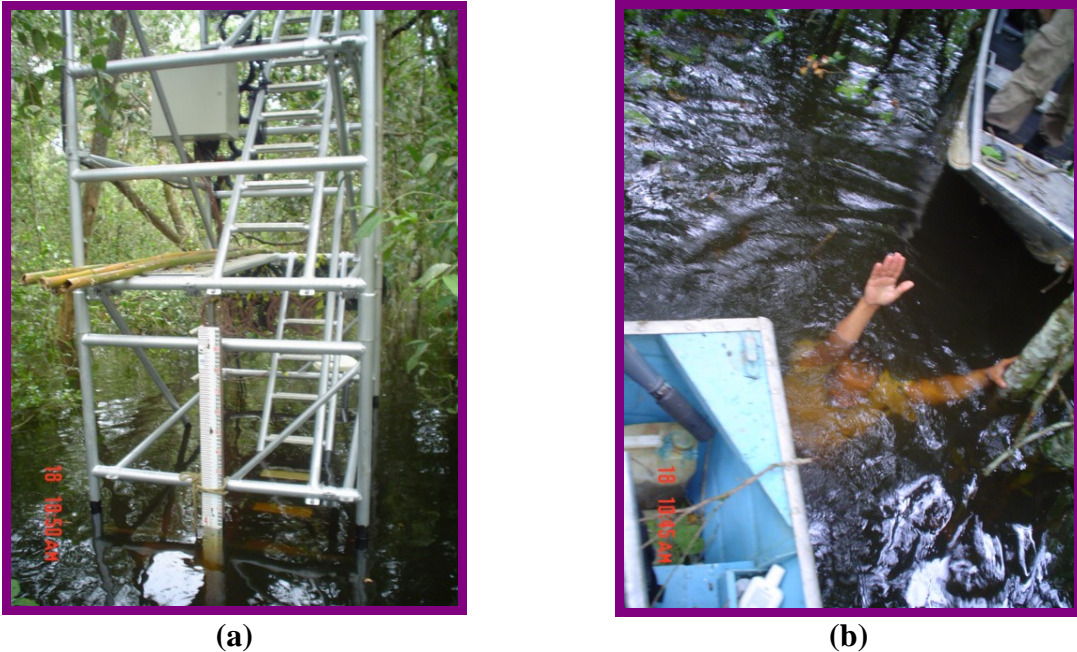


Figura 3.2.3. Fotos da base da torre micrometeorológica mostrando a inundação de ~ 2 m, em Março de 2004 (autor: D. Kurzatowski).

De forma geral, comenta-se que todas as estimativas de umidade volumétrica foram produzidas utilizando-se uma curva de calibração de solo arenoso reportada em Bruno (2004) (amostragem em campo do sinal eletrônico, em ms, convertidos para $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$). A calibração utilizada foi obtida sobre um solo de cerrado restrito, que surgiu como a melhor opção disponível. A utilização de uma curva de calibração feita para o local de estudo poderá potencialmente alterar os valores absolutos, mas dificilmente alterará de forma substancial a dinâmica sazonal mostrada na **Figura 3.2.2**.

Durante a fase de vazante (Junho a Setembro de 2004 e de 2005), os níveis mais profundos (100, 150 e 200 cm) apresentaram deplecionamento mais lento do que os níveis mais rasos, o que mostra o esvaziamento progressivo da coluna d'água.

Já na fase de enchente (iniciada em Outubro de 2004 e de 2005), os níveis mais profundos umedeceram mais rápido do que os níveis mais rasos, o que sugere um enchimento progressivo da coluna d'água. Este enchimento pode ter ocorrido sob duas formas: de baixo para cima, com a subida do nível do aquífero, e por drenagem, de cima para baixo, resultante

da infiltração das primeiras chuvas. Em 2004, o nível mais raso (10 cm) saturou somente após o início da inundação, enquanto que os demais níveis saturaram-se antes deste evento.

A umidade no nível mais profundo (200 cm) foi a que apresentou a menor amplitude sazonal. No final da estação seca, o aquífero atingiu o menor nível: 5 m de profundidade (ou seja, a maior profundidade medida da superfície até o lençol freático), conforme medida do piezômetro na área de cerradão, no ponto mais próximo da torre. Simultaneamente, o piezômetro 2, localizado em cota mais baixa, na área de cerrado restrito, indicava a profundidade de 3,80 m (D. Kurzatkowski, comunicação de relatório científico bolsista DTI-CNPq, Outubro 2005).

Fluxos radiativos

O padrão da irradiância solar global incidente média pentadal (linha vermelha na **Figura 3.2.4.a**) oscilou sazonalmente, com uma diminuição no início do período chuvoso, um pouco antes do início da inundação, persistindo neste período com as menores médias sazonais. Com a redução das chuvas, este fluxo mostrou uma tendência de aumento a partir de abril, a qual persistiu durante todo período seco. O mesmo padrão foi notado, de forma aproximada, para o saldo de radiação (linha preta na **Figura 3.2.4.a**). Apesar da grande redução da irradiância solar no topo da atmosfera por ocasião do solstício de inverno (linha verde **Figura 3.2.4.a**), a variabilidade sazonal da irradiância solar incidente e do saldo de radiação apresentou maior sensibilidade às variações de nebulosidade, comparando-se os períodos seco e chuvoso. A razão do saldo de radiação pela irradiância solar global variou entre 0,61 e 0,66, com média de ~0,63.

O albedo solar oscilou de aproximadamente 0,13 a 0,19 (linha vermelha na **Figura 3.2.4.b**) durante todo o período. A variação do albedo, geralmente, é suave ao longo do ano, havendo algumas flutuações nos registros devido ao molhamento do sensor. O albedo

solar, de forma geral, começa a aumentar a partir de meados da fase de inundação (Março a Abril), e atinge o máximo em Julho, persistindo estacionário durante alguns meses. A diminuição do albedo solar só se estabelece depois do início das chuvas, geralmente em Dezembro ou Janeiro.

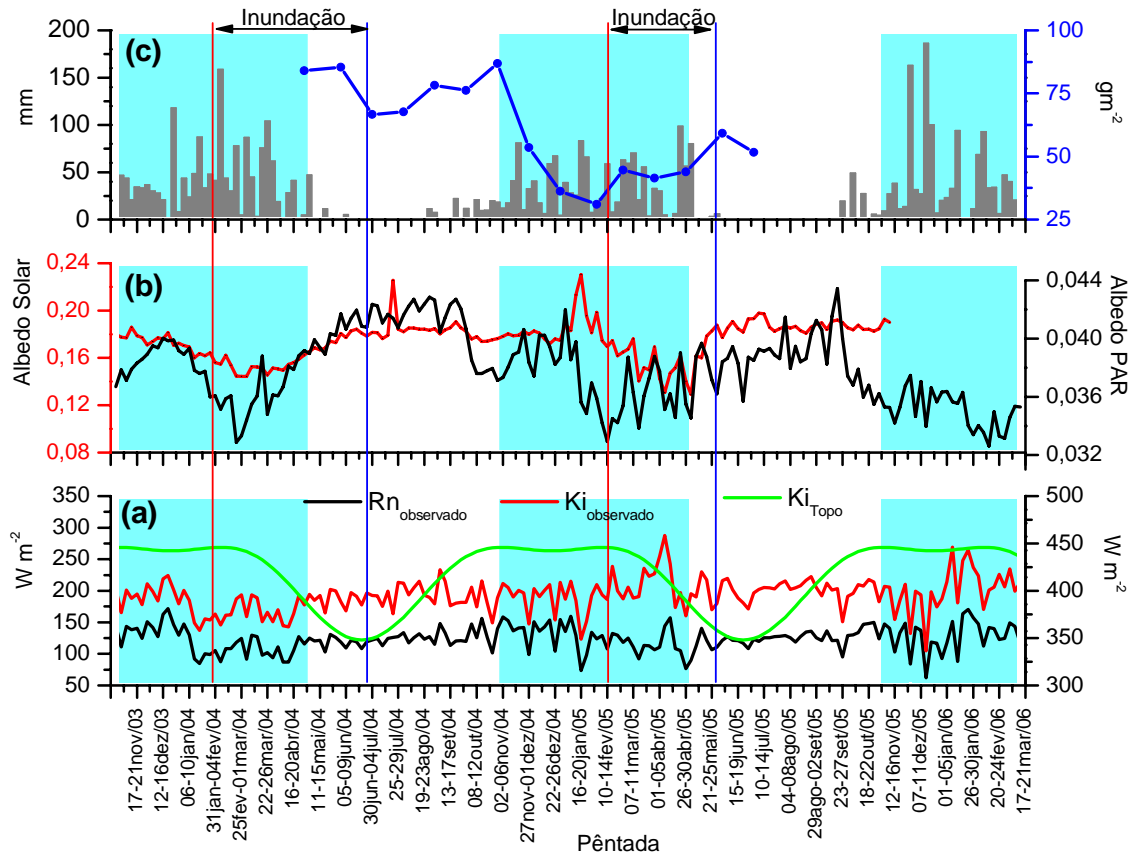


Figura 3.2.4. Variação pentadal do: (a) fluxos do Saldo de radiação (Rn , linha preta) e Irradiância solar incidente à superfície (Ki , linha vermelha), e Irradiância solar no topo da atmosfera (Ki_{Topo} , linha verde), todos em $W m^{-2}$; (b) Albedo solar global (linha vermelha) e Albedo PAR (linha preta); e (c) quantidade de serapilheira coletada de queda das folhas, em $g m^{-2}$, e precipitação, em mm, (barras verticais). Notas: A barra vertical azul significa o fim da inundação, e a barra vertical vermelha o início da inundação. Dados de serapilheira adaptados de R. M. Ribeiro (Relatório científico bolsista DTI-CNPq, Nov 2005, e D. Kurzatkowski-Relatório científico bolsista DTI, Nov 2005).

Com respeito ao padrão do albedo PAR (linha preta na **Figura 3.2.4.b**), este mostrou uma variabilidade aproximadamente em fase com o albedo solar, e situou-se no patamar mais alto desde Junho até Agosto. A partir daí, portanto em meados da estação seca, iniciou uma redução até atingir valores mínimos entre Fevereiro e Março. Houve, contudo, certa singularidade em Novembro de 2004, quando o albedo PAR atingiu um máximo secundário, durante ~2 meses. Padrão este (máximo secundário), não observado no final de 2005. Pressupõe-se, assim, que esse máximo secundário, também observado no albedo solar, ocorreu devido a variações muito particulares no *footprint*³ dos radiômetros, tais como queda de árvores e abertura de pequenas clareiras.

O albedo solar médio anual foi de ~0,17 (**Tabela 3.2**), sendo um pouco superior ao albedo de florestas tropicais de terra firme na Amazônia, geralmente entre 0,12 e 0,14 (Culf *et al.*, 1996), e ao observado sobre o Cerrado restrito no interior de São Paulo, entre 0,10 e 0,15 (Negrón-Juárez 2004). Porém, mais próximo aos valores observados no pantanal do MT (Correia *et al.*, 2002), de 0,16 no período seco e de 0,114 no período inundado.

Já o albedo PAR médio foi de ~0,24 (**Tabela 3.2**), valor este muito superior ao observado no Pantanal matogrossense, de 0,069, no período seco, e de 0,050, no período inundado (Correia *et al.*, 2002).

A associação “estresse – dinâmica da serapilheira – fluxos radiativos”

A quantificação da queda de serapilheira auxilia na interpretação de alguns parâmetros dinâmicos dos ecossistemas ligados à fenologia, como o índice de área foliar, que influencia na capacidade de absorção de radiação e, portanto, na capacidade fotossintética da vegetação e na transpiração (Larcher, 2000).

³ Área de abrangência do sensor.

O padrão da queda de serapilheira acumulada quinzenal das folhas, no período de abril de 2004 a junho de 2005, é mostrado na **Figura 3.2.4.c** (linha azul). O máximo valor de queda de folhas ocorreu no final da estação chuvosa (Abril/2004). Então, coincidente com o final da inundação (Junho/2004), houve uma abruptada redução nesse processo. A seguir, de julho a outubro (período seco), ocorreu uma variação crescente na queda do folheto até atingir um novo ponto de máximo, após o qual, iniciou-se a gradual redução no volume mensal registrado, até atingir o ponto de mínimo no final de Janeiro/2005. Com o início da inundação em 2005, ocorreu progressivo crescimento da curva de queda de serapilheira, sugerindo um ciclo anual.

Na floresta tropical de terra firme, a perda de folhas decorre, em grande parte, devido a mecanismos adaptativos ao estresse, com os máximos ocorrendo na estação seca (Luizão e Luizão, 1991, descrito em Luizão *et al.*, 1999). Em uma vegetação decidual, como o Cerrado restrito, é sabido que a perda de folhas ocorre, preferencialmente, na fase seca, mais longa do que na floresta tropical. Neste estudo, observa-se que a inundação, aparentemente, disparou o efeito de estresse, induzindo a queda de folhas logo no início de Março, quando a superfície estava recentemente inundada.

Para se fazer uma associação deste processo com as trocas radiativas, verifica-se que o albedo PAR e o albedo solar também iniciam uma curva de ascensão em meados do período de inundação (**Figura 3.2.4.a**). Portanto, interpreta-se que a elevação do albedo resultou concorrentemente com o aumento da queda de serapilheira, a qual, por sua vez, resultou do estresse por anóxia, ainda durante a fase de inundação. Mostra-se na **Figura 3.2.5**, por exemplo, uma espécie em estado de senescência, em 21 de Abril de 2004, no final da inundação, próximo à bandeja de coleta de serapilheira.



Figura 3.2.5. Foto da vegetação próxima à uma bandeja de coleta em dois indivíduos, no dia 21/04/2004, com indícios claros de senescência, folhas amareladas e perda de folhas (autor: Darius Kurzatkowski, bolsista DTI-CNPq).

O estresse hídrico por escassez de água, que geralmente induz à senescência no Cerrado restrito, ocorreu somente próximo ao final da estação seca. Isto será discutido no ítem seguinte, onde a evapotranspiração e os fluxos de CO_2 serão analisados em detalhes.

Produtividade e fluxos atmosféricos de CO_2

Segundo Rocha (2004), o fluxo turbulento de CO_2 médio durante o período diurno (aqui referido como F_{cd}) pode ser descrito como uma medida *proxi* da produtividade primária líquida da vegetação. Em valores absolutos, esta medida subestima parcialmente a absorção de carbono, uma vez que nela está adicionada a respiração heterotrófica. A respiração heterotrófica é, todavia, da ordem de 10 vezes menor que a produtividade primária bruta durante o período diurno em áreas florestais. O autor reporta que, em áreas florestais, para fins de análise da variabilidade sazonal, as oscilações de fase anuais de F_{cd} são semelhantes às da produtividade primária líquida. Analogamente, o fluxo turbulento de CO_2 médio durante o período noturno (aqui referido como F_{cn}) pode ser descrito como uma medida *proxi* da respiração média do ecossistema. Estritamente, o termo F_{cn} subestima a emissão de carbono média diária, pois a respiração autotrófica e a heterotrófica, geralmente,

sofrem redução à noite devido à queda de temperatura. Entretanto, as oscilações de fase anuais de F_{cn} são semelhantes às da respiração do ecossistema, em áreas florestais, o que permite uma análise de variabilidade sazonal conjuntamente com F_{cd} .

As observações da variabilidade temporal do termo F_{cd} durante o período de estudo, sugerem dois segmentos de tempo durante um ano, com tendências bastante nítidas (Figura 3.2.6.b).

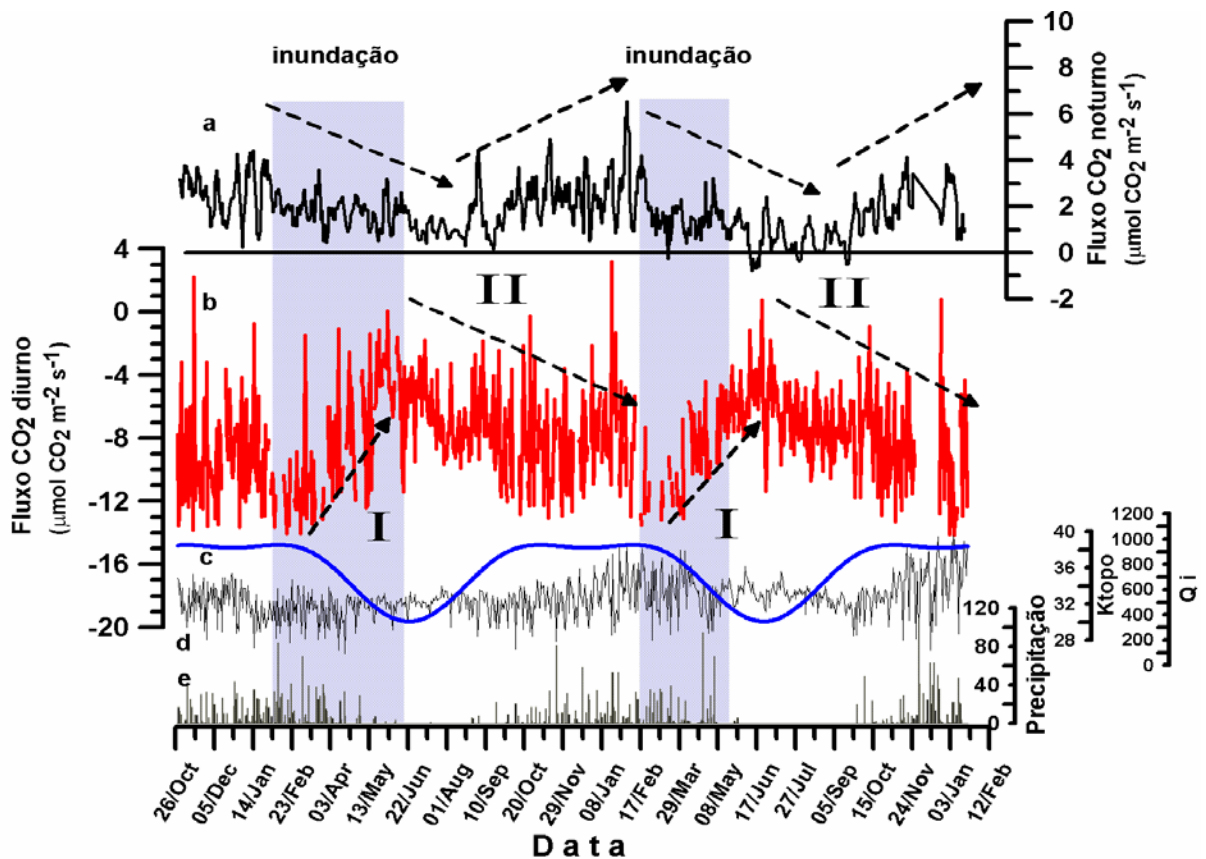


Figura 3.2.6. Médias diárias de: (a) fluxo turbulento médio noturno de CO_2 , em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; (b) fluxo turbulento médio diurno de CO_2 , em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; (c) irradiância solar no topo da atmosfera, em Wm^{-2} ; (d) irradiância PAR incidente à superfície, em $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$; e (e) precipitação (mm).

Um (segmento I), de meados da inundação até o seu final ou pouco depois, quando há uma redução contínua de F_{cd} e de F_{cn} . Aqui, o termo F_{cd} é interpretado como produtividade (valor absoluto), ou seja, quanto mais positivo, como sugere-se no segmento I,

menor a absorção de CO₂ e, portanto, a produtividade primária líquida. O termo F_{cn} é interpretado tal que, quanto mais positivo, maior a emissão. Outro (segmento II), iniciado imediatamente após o segmento I, e que vai até meados da inundação, no qual se nota um crescimento contínuo de F_{cd} e de F_{cn} , ou seja, da produtividade e da emissão.

As quedas de F_{cd} e de F_{cn} no segmento de tempo I, sugerem pelo menos duas possíveis causas. A primeira é a redução da capacidade fotossintética da vegetação, devido ao estresse por anóxia, um mecanismo que Rocha (2004) e Tannus (2004) sugeriram ao interpretar dados da inundação em 2004, e que se confirma ao repetir no ano de 2005. A segunda possível causa, também sugerido por aqueles autores, é a redução das emissões do ecossistema pela possível redução da fonte de emissão dos fluxos evasivos de CO₂ da superfície aquática, um mecanismo com controles biofísicos distintos da fotossíntese e da respiração, os quais podem estar controlando as fontes da superfície durante a fase inundada. O aumento da produtividade na fase seca e a diminuição na fase úmida refletem exatamente ao que Dezzeo *et al.* (2003) reportaram como padrão de crescimento das árvores de áreas de várzea.

Um outro possível controle deste padrão de variação sazonal da produtividade é a oferta de radiação. Sazonalmente, a irradiância solar no topo da atmosfera (K_{Topo} na **Figura 3.2.6.d**) começa a diminuir simultaneamente com o início do segmento I. Igualmente, há um crescimento de K_{Topo} concorrente com o início do segmento II. Desta forma, há uma sugestiva correlação de K_{Topo} com o termo F_{cd} . Pode-se supor que as espécies locais estariam evolutivamente adaptadas tanto para períodos de menor quanto de maior oferta de radiação. Elas, assim, controlariam a abertura estomática e os processos de senescência por meio de mecanismos circadianos, regulando a produtividade potencial. No cerrado restrito, há uma correlação muito forte entre a sazonalidade de K_{Topo} com a produtividade (Rocha *et al.*, 2002; Rocha, 2004).

Por outro lado, as observações da irradiância PAR na torre (**Figura 3.2.6.c**) não corroboram plenamente esta hipótese. O seu padrão de oscilação sazonal é similar ao da irradiância solar global, que responde mais à nebulosidade do que à variação astronômica. Em outras palavras, durante o segmento I não há diminuição da luz visível, o que não explica a redução da produtividade. Igualmente, no segmento II, não há aumento da luz visível, o que também não explica o aumento da produtividade.

Apresentam-se, também, outras razões que não explicam a variação observada do termo F_{cd} . O crescimento da produtividade no segmento II ocorre juntamente com o contínuo deplecionamento da umidade do solo (**Figura 3.2.2**). No cerrado restrito existe uma boa correlação entre o aumento de estresse hídrico e a queda de produtividade, o que, em verdade, decorre muito mais por meios adaptativos (senescência e dormência) do que por controle estomático isoladamente.

As taxas de queda de serapilheira também não concordam com a variação observada do termo F_{cd} , pois seus máximos foram observados durante a estação seca (**Figura 3.2.4**) ou predominantemente no segmento II, embora tenham sido observadas altas taxas em Abril de 2004 (ou parte do segmento I). Desta forma, o aumento da produtividade no segmento II está ocorrendo ao mesmo tempo em que aumenta a queda das folhas no ecossistema, o que sugere algum conflito.

O que se sugere como um mecanismo interpretativo da variabilidade dos termos F_{cd} e F_{cn} , é que o estresse por anóxia limitou a abertura estomática, a ponto de reduzir a fotossíntese, porém sem induzir imediatamente a senescência das árvores. Com isso, a produtividade atingiu valores muito baixos no final da inundação. Desta forma, supõe-se que as espécies não foram penalizadas irreversivelmente nos seus mecanismos fotossintéticos após a inundação, a ponto de, durante o período do segmento II, recuperar a produtividade com taxas crescentes, à medida que o meio se tornava aeróbico.

Em segundo lugar, durante o segmento II, conjuntamente com a queda da serapilheira, pode ter havido uma recuperação das folhas do dossel, na forma de uma rebrota rápida e que tenha colaborado parcialmente para os índices de crescente produtividade. Em outras palavras, as taxas mensais de queda de serapilheira podem não ter refletido fielmente o padrão do índice de área foliar verde, que responde substancialmente pela capacidade fotossintética do ecossistema. Adicionalmente, pode-se propor também como hipótese que nem todas as espécies entraram em senescência durante o segmento II (maior queda de serapilheira): isto possibilitaria que houvesse sempre uma fração razoável do ecossistema com alto índice de área foliar.

Fluxos turbulentos de energia

O fluxo de calor latente médio diário (*LE*) (linha azul na **Figura 3.2.7b**) variou muito sazonalmente, sendo maior durante a inundação, ao redor de 120 Wm^{-2} (ou $\sim 4 \text{ mm dia}^{-1}$). A redução sazonal de *LE* foi observada após o término da inundação, atingindo mínimos de $\sim 60 \text{ Wm}^{-2}$, durante várias semanas, até meados de Setembro. Nestes mínimos, a evapotranspiração atingiu em média $\sim 2 \text{ mm dia}^{-1}$.

Destacam-se dois segmentos de tempo na variabilidade do fluxo de calor latente (Figura 3.2.7): o segmento I, do final da inundação até meados de Setembro, onde há crescente redução de *LE* e aumento do saldo de radiação (*Rn* na Figura 3.2.7.a); e o segmento II, de aproximadamente Setembro até meados da inundação, onde há crescente aumento de *LE* e redução de *Rn*. Desta forma, conclui-se que há uma proporcionalidade inversa entre os dois termos, sugerindo que a oferta de energia não explica o aumento da evapotranspiração, ao contrário do que ocorre nas florestas tropicais de terra firme na Amazônia (Rocha *et al.*, 2004), e também no Cerrado restrito (Rocha *et al.* 2005). Isto aponta para uma grande singularidade do ecossistema estudado.

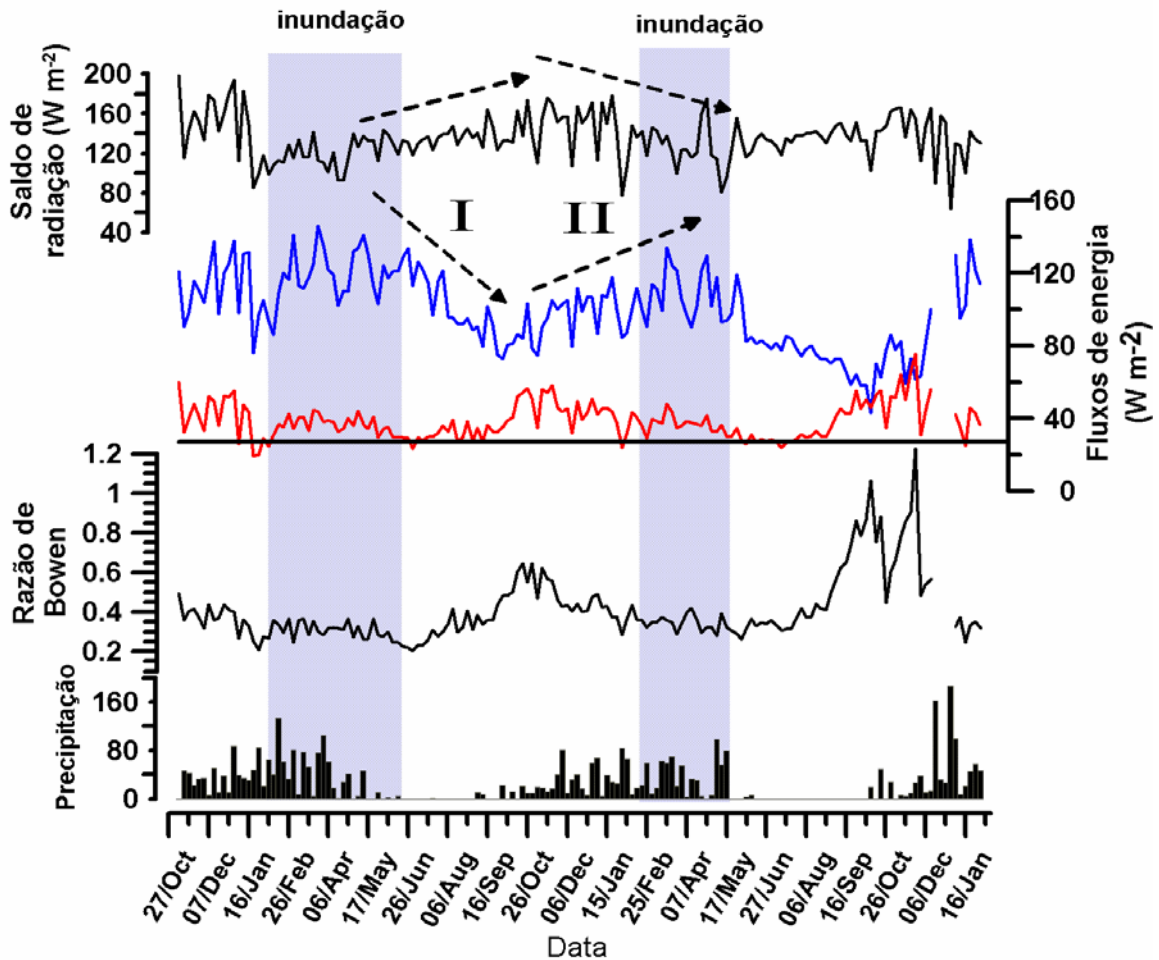


Figura 3.2.7. Variação pentadal do (a) saldo de radiação, em Wm^{-2} ; (b) fluxo de calor latente, em Wm^{-2} (linha azul); (c) fluxo do calor sensível, em Wm^{-2} (linha vermelha); (d) razão de Bowen (β); e (e) precipitação acumulada (mm).

Adicionalmente, no segmento I, observou-se um crescente aumento da produtividade primária (**Figura 3.2.6**), que ocorre inversamente com a evapotranspiração.

A variação sazonal do fluxo de calor sensível (H) (linha vermelha na **Figura 3.2.7.b**) mostrou um patamar menor durante a inundação, prosseguindo durante 1 a 2 meses depois do seu final. Nesta fase, os valores médios ficaram ao redor de $\sim 30 \text{ Wm}^{-2}$. Este padrão ocorreu nas fases de enchente de 2004 e 2005, sugerindo ser isto uma resposta do ecossistema e não uma variabilidade interanual. Após Setembro, aproximadamente, houve um máximo anual no termo H , que atingiu média de $\sim 50 \text{ Wm}^{-2}$ no final de Outubro.

Analisando-se os termos H e LE em conjunto, observa-se que, no período de inundação, o padrão da razão de Bowen ($\beta=H/LE$) (Figura 3.2.7.d) variou sazonalmente de forma bastante nítida, com mínimos durante a inundação e progressivo aumento à partir do final desta. Este padrão ocorreu nos dois anos de observação. O mínimo de β ficou próximo de 0,2, observado durante a inundação, o qual se mostrou comparável com as médias anuais medidas sobre uma floresta tropical de terra firme na Amazônia ($\sim 0,17$) (Rocha *et al.*, 2004). Os máximos anuais de β ficaram entre $\sim 0,5$ e 1, coincidindo com os máximos anuais do termo H . Em comparação com o Cerrado restrito que tem forte sazonalidade, os máximos ficam aquém dos valores reportados, entre 3 e 4 (Rocha 2004, Negrón-Juarez 2004).

A alta evapotranspiração durante a inundação reflete a cobertura da lâmina d'água, onde há água livre para a evaporação. Isto indica que a evaporação tenha sido o termo dominante, em taxas próximas a da potencial, mesmo com a provável limitação da transpiração, sugerida pela redução da produtividade.

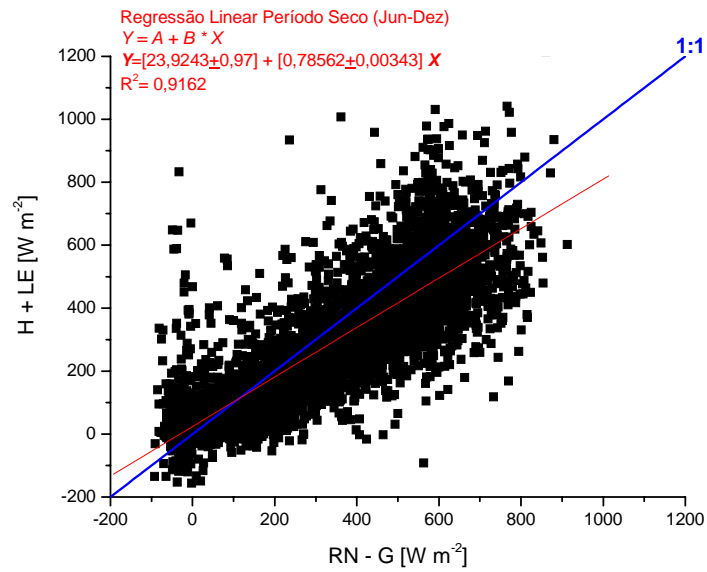
A redução do termo LE durante a estação seca pode ser explicada em grande parte pelo deplecionamento da umidade do solo. Com o início das primeiras chuvas, notou-se uma recuperação do termo LE . Portanto, em toda a estação seca e no início da estação chuvosa, a contribuição da evaporação do solo pareceu ser importante e decisiva na explicação da variabilidade do termo LE . Desta forma, o padrão deste ecossistema é semelhante ao do Cerrado restrito neste período de tempo, onde há correlação de umidade do solo com o fluxo de calor latente (Rocha *et al.*, 2005).

Adicionalmente, a rebrota em parte da vegetação pode também explicar a recuperação de LE com o início das chuvas. Este mecanismo auxilia na explicação da produtividade. A redução do albedo PAR e do solar no final do ano indicou um provável aumento do índice de área foliar verde, que auxiliaria a justificar esta última hipótese. Esta

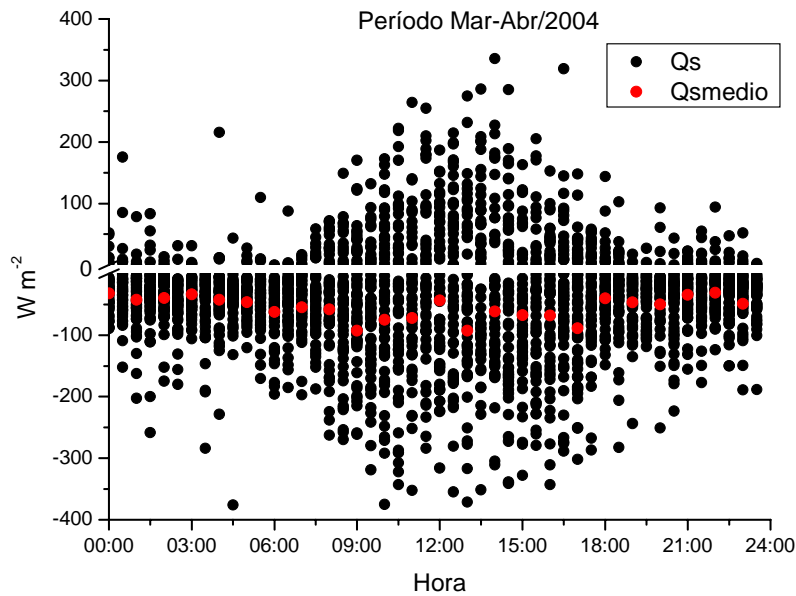
corroboração não é totalmente garantida, pois o *fetch* dos radiômetros é pequeno se comparado com o *fetch* dos termos turbulentos ***LE*** e ***H***.

Troca de calor com a água e fechamento do balanço de energia

O padrão do fechamento do balanço de energia, a partir dos dados de 30 min, mostrou que os fluxos turbulentos subestimam em ~22 % a energia disponível, baseado em dados no período seco (onde se aproxima a energia disponível por ***Rn – G***) (**Figura 3.2.8.a**). Rocha (2004) reporta que a falta de fechamento em outras torres no Brasil variam entre 10% e 40%, como, por exemplo, para a floresta tropical em Santarém e para o Cerrado restrito em São Paulo, respectivamente. No pantanal de MT, a soma dos fluxos (***H+LE+G***) no período seco representou 81% de *Rn*, e 80% no período chuvoso (Oliveira *et al.*, 2004).



(a)



(b)

Figura 3.2.8. (a) Comparação entre a soma dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ($Y = H+LE$) e da energia disponível ($X = Rn - G$), para o período Junho-Dezembro/2004, em Wm^{-2} . O ajuste linear foi $Y = (23,9243 \pm 0,97) + (0,78562 \pm 0,00343)X$. (b) Ciclo diurno do termo de troca de calor na fronteira com a superfície d'água (termo Q_s), estimado no período de inundação de Março-Abril/2004, em Wm^{-2} .

Utilizando-se dados no período de inundação, a estimativa do termo Q_s (troca de calor na fronteira ar-superfície da água) foi, em média, negativa durante o ciclo diurno. Porém, oscilou entre valores positivos e negativos no período de dia claro (06 às 18 horas) e foi persistentemente negativa à noite (18 às 06 horas) (**Figura 3.2.8.b**). Isto indica que durante a noite a água estaria recorrentemente mais quente que o ar, fornecendo energia ao sistema.

Ciclo diurno dos fluxos de energia

A comparação da magnitude dos fluxos de energia na escala mensal também se reflete na escala do ciclo diurno. Neste último caso, todavia, podem-se analisar os processos com mais detalhes. Tomando-se alguns casos ou períodos de tempo, que se mostraram particularmente interessantes na discussão da variabilidade sazonal, foi estimado o ciclo diurno médio para cada um deles, por meio de um ajuste polinomial das médias de 30 min, o que promove a suavização da curva diária. Foram selecionados quatro casos (em seqüência sazonal), assim chamados: (i) Inundação, (ii) Início da estação seca, (iii) Fim da estação seca, e (iv) Início da estação chuvosa (vide na **Figura 3.2.9** os intervalos de tempo de cálculo).

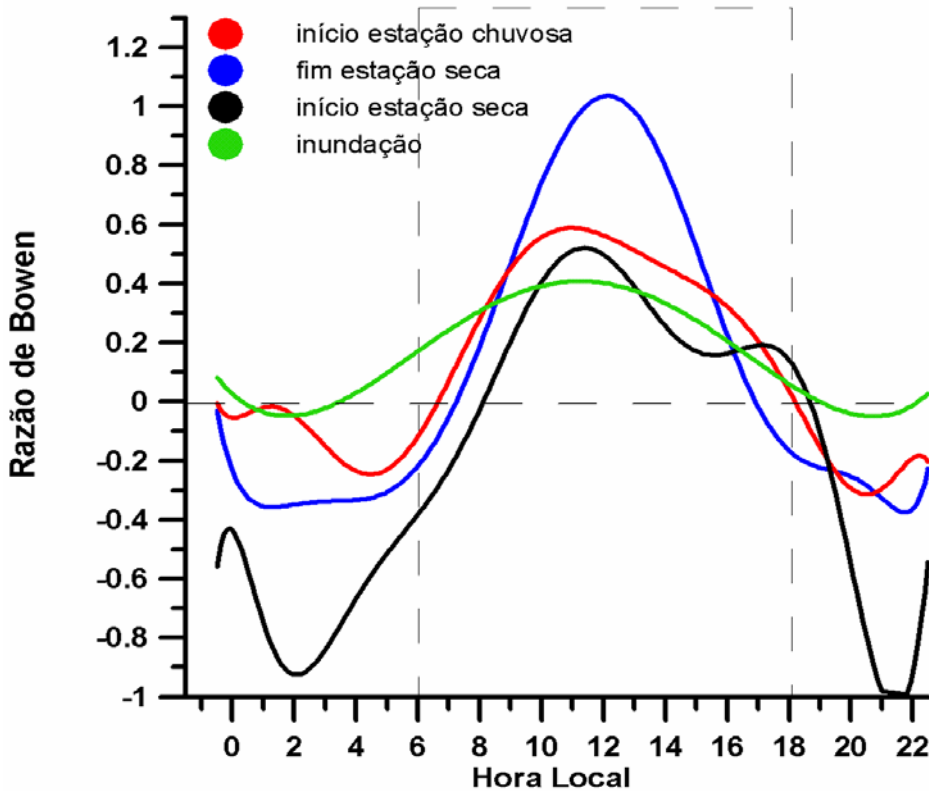


Figura 3.2.9. Curva do ciclo diurno calculado por ajuste polinomial (grau 10) das médias de 30 min da razão de Bowen, para os seguintes períodos: (a) Inundação: 16 Jan a 30 Abr 2004; (b) Início da estação seca: 01 Jul a 31 Jul 2004; (c) fim da estação seca: 20 Ago a 20 Set 2005; (d) Início estação chuvosa: 01 Dez a 20 Dez/2004.

A razão de Bowen mostra de forma geral uma variação de aumento ao redor do meio dia, semelhante ao que ocorre em várias áreas florestais (**Figura 3.2.9**). O pico diurno ocorreu entre 10 e 12 h, e foi, na Inundação, quando se observou o mínimo pico diurno dentre todos os casos, de $\sim 0,4$. Este valor é comparável, todavia, um pouco maior do que o observado sobre uma floresta tropical de terra firme, de $\sim 0,32$ (Rocha *et al.*, 2004). Neste caso, os máximos médios de LE e H foram de ~ 300 e 110 Wm^{-2} , respectivamente (**Figura 3.2.10.a**).

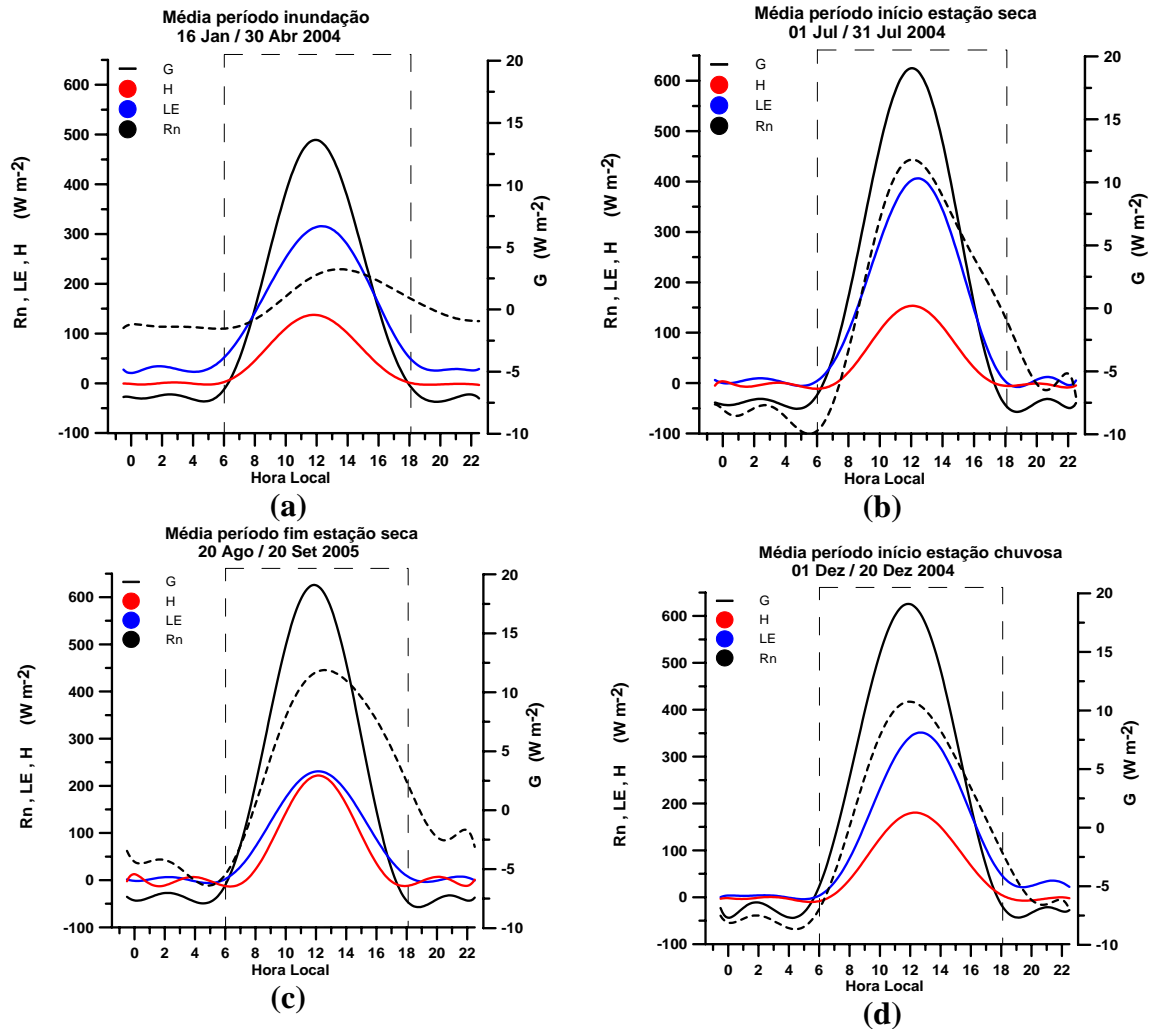


Figura 3.2.10. Curva do ciclo diurno calculado por ajuste polinomial (grau 10) das médias de 30 min, do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor no solo (G), para os seguintes períodos: (a) Inundação: 16 Jan a 30 Abr 2004; (b) Início da estação seca: 01 Jul a 31 Jul 2004; (c) fim da estação seca: 20 Ago a 20 Set 2005; (d) Início estação chuvosa: 01 Dez a 20 Dez/2004.

A comparação dos picos diurnos de β mostra que os casos posicionam-se crescentemente, de forma seqüencial para: Início da estação seca, Início da estação chuvosa e Fim da estação seca (**Figura 3.2.9**), o que é proporcional aos valores das médias sazonais.

Durante todo o período diurno, para todos os casos, o termo β ficou aquém de 1, como se pode observar também na superioridade do termo LE em relação ao termo H (**Figura 3.2.10**). Entretanto, particularmente durante o final da estação seca, observou-se uma

situação de igualdade entre os termos H e LE , de $\sim 200 \text{ Wm}^{-2}$ por volta do meio dia (**Figura 3.2.10.c**), indicando $\beta \sim 1$ (**Figura 3.2.9**). Nos demais horários diurnos deste caso, a evapotranspiração foi superior ao calor sensível (**Figura 3.2.10.c**).

Durante a Inundação, e não nos demais casos, observou-se que o termo LE foi significativamente diferente de zero durante à noite, por volta de 30 W m^{-2} (**Figura 3.2.10.c**). Isto sugere que há um processo de evaporação de água livre noturno dominando o fluxo de calor latente, mesmo com alta umidade relativa do ar.

Em todos os casos, os termos H e LE ficam bem aquém do termo Rn (**Figura 3.2.10**). Durante o meio dia, o termo Rn ficou entre ~ 500 e 600 Wm^{-2} , sendo possível notar que a soma de LE e H não atinge Rn , como foi sugerido pelo fechamento médio do balanço de energia, de $\sim 78\%$.

Os valores horários do termo G mostraram-se, em média, entre -10 e 10 Wm^{-2} , para todos os casos, exceto para a Inundação (**Figura 3.2.10.b-d**). Uma certa superioridade do pico diurno foi notada no caso do final da estação seca (**Figura 3.2.10.c**), como poderia se esperar, em decorrência de um dossel mais aberto, de temperaturas elevadas e da condição seca do solo. No final da estação seca, o termo G mostrou-se positivo quase que predominantemente durante as 24 h, indicando que, mesmo à noite, houve possivelmente uma atmosfera mais quente em relação ao solo. Nos casos de Início da estação seca e Início da estação chuvosa, durante boa parte da noite, o termo G foi negativo, indicando um substancial resfriamento da atmosfera acima do solo.

No caso da Inundação é difícil e incerto interpretar a variável G medida (**Figura 3.2.10.a**), uma vez que o solo está inundado e ocorrem outras formas de transferência de calor que não aquelas supostas na utilização do sensor.

Capítulo 4. CIRCULAÇÕES E MODELAGEM DA ATMOSFERA NA REGIÃO DA ILHA DO BANANAL.

Este tópico abordará as simulações numéricas feitas com o modelo BRAMS, focalizando a região da IB, visando os aspectos da potencial influência da região lacustre nas circulações locais e seus efeitos de meso-escala na atmosfera, bem como analisar as circulações observadas a partir da torre micrometeorológica instalada na IB.

4.1. Material e métodos da Modelagem Numérica

4.1. 1. Descrição do Modelo

O modelo BRAMS é um modelo atmosférico computacional com capacidade de simular a atmosfera em várias escalas de espaço, com alternativas de parametrizações físicas às diversas escalas, ativadas de acordo com a finalidade do estudo. O modelo BRAMS utiliza a grade C de Arakawa (Messinger & Arakawa, 1976), opcionalmente retangular ou quadrada, onde as variáveis termodinâmicas e de unidades definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que as componentes da velocidade u , v , e w são intercaladas em $\frac{1}{2}\Delta x$, $\frac{1}{2}\Delta y$ e $\frac{1}{2}\Delta z$, respectivamente. Na vertical, utiliza um sistema de coordenadas σ (Gal-Chen & Somerville, 1975). Baseado no método de grades interativas de Clark & Farley (1984), o modelo possui capacidade para representar a grande escala e, então, aninhar-se progressivamente às escalas menores. No esquema de aninhamento, a grade maior (com menor resolução) é utilizada para modelar os sistemas atmosféricos de grande escala que interagem com os sistemas de mesoescala, fornecendo condições de fronteira para as grades mais finas (menores domínios e maior resolução). As grades mais finas são utilizadas para modelar os detalhes dos sistemas atmosféricos de menor escala, por exemplo, o escoamento sobre terrenos complexos e as circulações termicamente induzidas pela superfície.

Para a descrição do sistema solo-vegetação no modelo BRAMS, foi utilizado o modelo LEAF-3 (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model - 3), o qual representa o balanço de energia e a umidade do solo na superfície, calculando os fluxos com a atmosfera (Lee *et al.*, 1995 e Walko *et al.*, 2000). As variáveis prognósticas são a umidade e a temperatura do solo, a temperatura da vegetação e a água da superfície (incluindo orvalho e chuva interceptada), além dos fluxos que incluem, também, a troca de momentum, a transferência de onda longa e de onda curta, a transpiração, a precipitação, a difusão de calor e a água no solo (Walko *et al.*, 2000). O modelo descreve as variações de pequena escala nas características de superfície, tais como: o tipo da vegetação, o tipo de solo, os corpos de água e a inclinação do terreno (Walko *et al.*, 2000). A célula da grade no LEAF-3 é dividida em: vegetação, representada por uma única camada (**Tabela 4.1.1**), solo e neve, representados por camadas múltiplas (Walko *et al.*, 2000; Eastman *et al.*, 2001). O modelo é dividido horizontalmente em *patches* (partes), permitindo-se que as classes de superfície – de vegetação ou de água – coexistam distintamente em uma única célula resolvida.

Tabela 4.1.1 – Classes de Vegetação do Leaf_3

Categoria	Descrição	Categoria	Descrição
0	Ocean	12	Evergreen shrub
1	Lakes, river, streams	13	Deciduous shrub
2	Ice cap, glacier	14	Mixed woodland
3	Desert, bare soil	15	Crop/mixed farming, C3 grassland
4	Evergreen needleleaf tree	16	Irrigated crop
5	Deciduous needleleaf tree	17	Bog or marsh
6	Deciduous broadleaf tree	18	Wooded grassland
7	Evergreen broadleaf tree	19	Urban and built up
8	Short grass	20	Wetland evergreen broadleaf
9	Tall grass	21	Very urban
10	Semi-desert		
11	Tundra		

4.1.2. Experimentos Numéricos

A utilização da modelagem numérica visou diagnosticar como a presença de uma grande superfície na IB, alagada ou, em última instância, com disponibilidade de água livre para a atmosfera, poderia controlar a circulação atmosférica e a formação da chuva na escala regional. Para isto, foram prescritas três grades aninhadas nas simulações: a grade 1, com extensão de ~ 2240 x 2240 km e resolução de ~80 x 80 km; a grade 2, com extensão de ~ 1240 x 1240 km e resolução de ~ 20 x 20 km; e a grade 3, com extensão de 390 x 390 km e resolução de ~5 x 5 km (**Figura 4.1.1**).

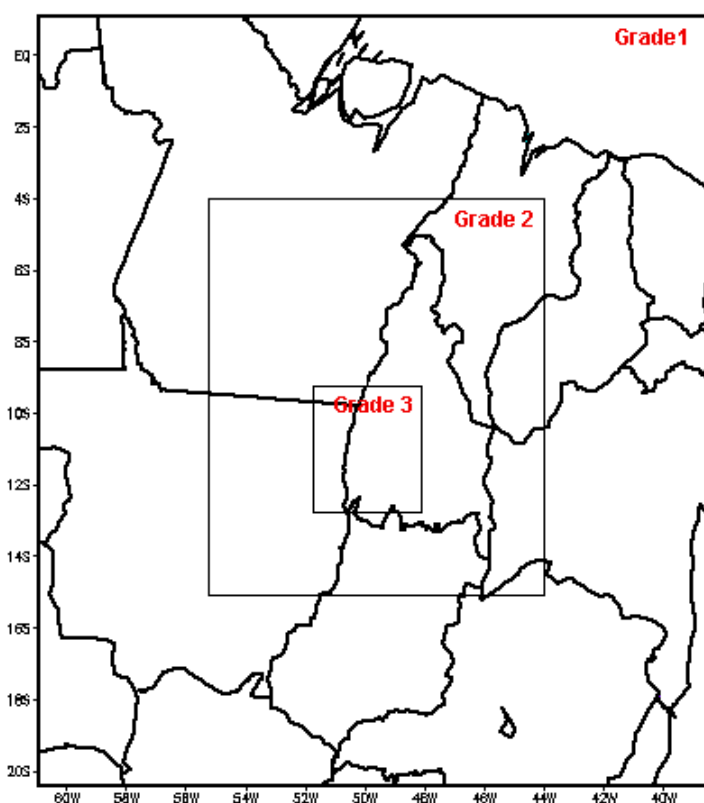


Figura 4.1.1. Domínio das simulações numéricas realizadas com as grades: 1 (resolução 80 km), 2 (resolução 20 km) e 3 (resolução 5 km).

Os mapas de solo, de vegetação e de topografia obtidos do International Geosphere Biosphere Programme (IGBP) e do United States Geological Survey (USGS), constantes da versão *default* do modelo, são apresentados na **Figura 4.1.2**. A cobertura global

do solo (do USGS) foi obtida de dados do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), com resolução de 1 km. O tipo do solo foi definido como ‘loamy sand’, conforme a descrição original do modelo, derivado a partir dos arquivos da FAO/UNESCO, com resolução de 55 km (fornecido por Marco Longo/DCA/IAG/USP), e do INPE, com resolução de 3,6 km. O perfil de umidade do solo inicial foi prescrito uniformemente nas escalas vertical e horizontal.

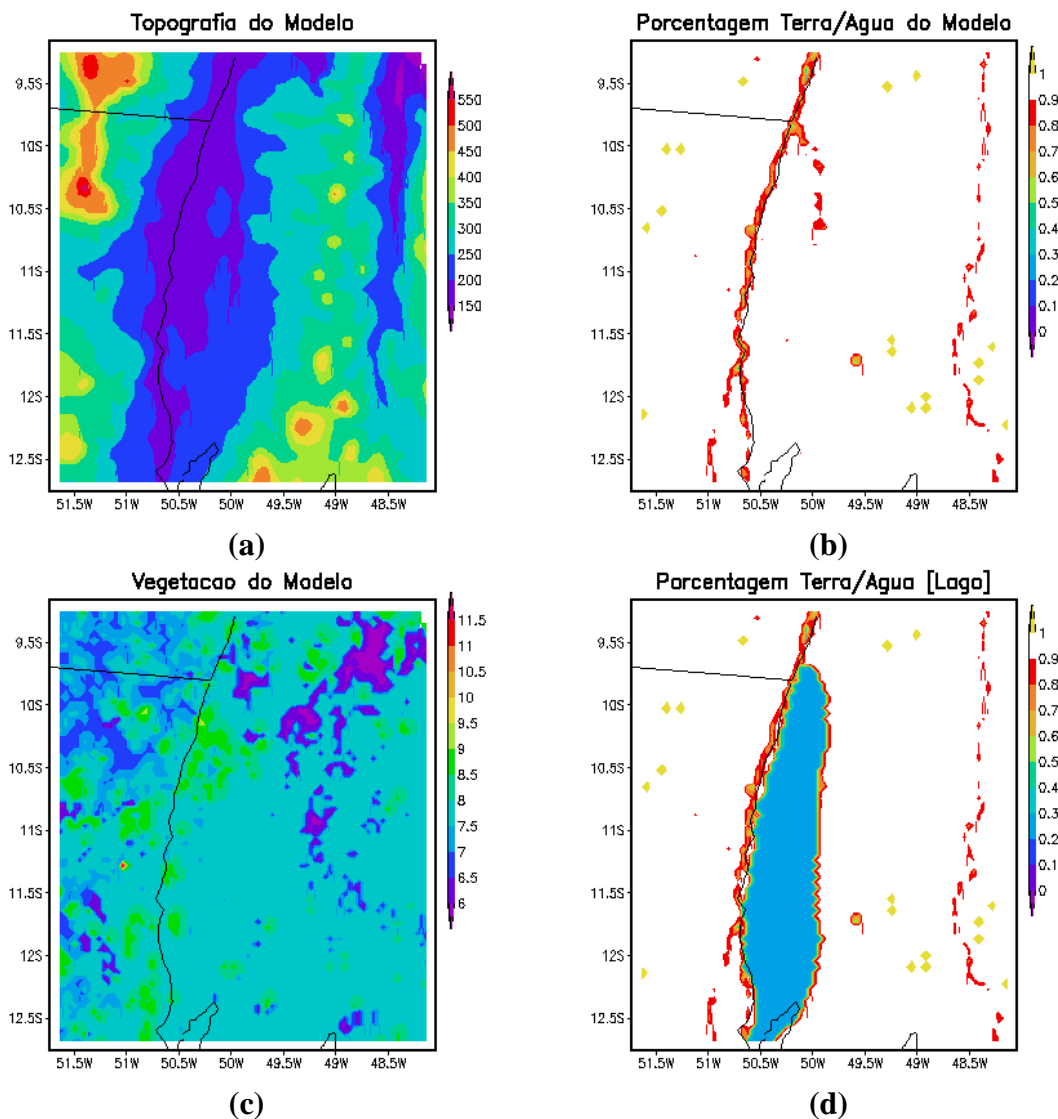


Figura 4.1.2. (a) Topografia *default* do modelo, em m; (b) Campo de porcentagem de terra sobre água *default* do modelo, em %; (c) Campo de vegetação *default* do modelo, com classes de vegetação descritas na Tabela 4.1.1; e (d) Superfície com água prescrita no experimento Lago.

A estratégia experimental das simulações numéricas foi a seguinte:

(i) Foram escolhidos 2 períodos distintos para as simulações, aqui chamados de Caso de Janeiro e Caso de Dezembro, respectivamente. No Caso de Janeiro, realizado no período de 01 (06UTC) a 05 (06UTC) de Janeiro de 2004, a condição atmosférica de grande escala estava associada à organização da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a qual controla e estimula substancialmente a precipitação sobre o domínio da sua banda de nebulosidade. O Caso de Dezembro, realizado no período de 16 (00UTC) a 19 (00UTC) de Dezembro de 2004, foi marcado pela existência de uma frente fria que se propagou em direção ao Norte do país, gerando nebulosidade e instabilidade sobre a região de estudo.

(ii) Para cada caso, foram realizadas simulações com 2 diferentes condições de contorno prescritas para a cobertura de superfície, aqui chamadas de Controle e Lago. No experimento Controle foi utilizado o campo de superfície (topografia, vegetação e água) *default* do modelo (**Figuras 4.1.2.a, b, c**). No experimento Lago, prescreveu-se uma superfície de lago dentro do perímetro da IB (**Figura 4.1.2.d**). As simulações foram realizadas com as mesmas configurações geométrica, paramétrica e de forçamento do modelo, descritas na **Figura 4.1.1** e na **Tabela 4.1.2**. Todos os experimentos utilizaram a mesma topografia.

Tabela 4.1.2 – Configuração do modelo

Parâmetros	Grade 1	Grade 2	Grade 3
Característica da Grade			
Instante inicial – <u>Caso de Janeiro</u>	01/Jan/2004 as 0600UTC		
Instante inicial – <u>Caso de Dezembro</u>	16/Dez/2004 as 0000UTC		
Tempo de simulação do <u>Caso de Janeiro</u>	120 horas		
Tempo de simulação do <u>Caso de Dezembro</u>	96 horas		
Nº de pontos	(28, 28, 32)	(62, 62, 32)	(78, 78, 32)
Níveis de solo	-2.0, -1.75, -1.5, -1.0, -0.75, -0.5, -0.4, -0.3, -0.2, -0.1		
Resolução horizontal (Δx , Δy)	(80 km, 80 km)	(20 km, 20 km)	(5 km, 5 km)
Centro da grade	10° 00' S, 50°00' W		11° 00' S, 50°00' W
Resolução vertical do 1º nível	50 m		
Razão de incremento	1.2		
Maximo valor de Δz	1000 m		

Continua

Tabela 4.1.2 – Configuração do modelo (Continuação)

Parâmetros	Grade 1	Grade 2	Grade 3
Dados de entrada e condições de contorno <i>default</i> do modelo			
Arquivo de topografia	USGS com resolução de 1 km		
Arquivo de TSM	TSM mensal do NCEP		
Arquivo de uso do solo	USGS, resolução de 1 km		
Textura do solo	Heterogênea (FAO)		
Campos atmosféricos	CPTEC, resolução de 100 km		
Umidade do solo inicial	0,6 (todos níveis)		
Parâmetros de estímulo dos campos atmosféricos (<i>nudging</i>)			
Pontos na fronteira lateral	5	-	-
Escala de tempo – lateral	3600	-	-
Escala de tempo - central	10800	-	-
Escala de tempo – topo	10800	-	-
Limite inferior no topo	16000 m	-	-
Parametrizações do modelo			
Radiação de onda curta	Chen e Cotton (1983)		
Radiação de onda longa	Chen e Cotton (1983)		
Atualização da radiação	20 min		
Parametrização de cúmulos	Grell (1993)	Grell (1993)	-
Atualização da convecção	20 min		
Microfísica	Nível de complexidade de umidade 3		

No experimento Lago, a prescrição da superfície lacustre foi montada com base no perímetro da IB, construída por meio de um código FORTRAN90 (*mascara.f90*) para a geração de uma máscara no domínio das Grades 1, 2 e 3, em formato ASCII (*mask.dat*). A assimilação da máscara foi feita por meio da rotina RUSER.f90, sub-rotina *sfcinit_file_user*, variável *patch_area*, de maneira a alterar, somente sobre a região da Ilha, a fração de terra sobre água *default* do modelo para uma fração totalmente água.

Para se avaliar os efeitos dos fatores de controle (por exemplo, cobertura e estado da superfície) sobre a circulação atmosférica, Stein & Alpert (1993) recomendam que se faça a diferença entre a simulação de controle (*default*) e a simulação experimental, obtendo-se um único parâmetro modificado.

4.2. Resultados e Discussões

4.2.1. Caso de Janeiro

A ZCAS organiza-se, recorrentemente, durante a estação de verão austral e resulta da interação entre sistemas convectivos tropicais e sistemas frontais. Ela controla a precipitação na região central do Brasil, provocando chuvas persistentes e, por vezes, intensas. A ZCAS mostrou-se bem definida no início de janeiro de 2004, cobrindo grande parte das regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, conforme se pode observar na pântada (01 a 05/01/2004) de temperatura de brilho média (**Figura 4.2.1.a**). As chuvas associadas a esse episódio foram moderadas, excedendo os 100 mm somente no norte de MG (Climanálise INPE/CPTEC, 2004). A chuva acumulada calculada pelo TRMM (The Tropical Rainfall Measuring Mission) no período de 02 a 06 de Janeiro de 2004, ficou em torno de 80 mm sobre a região da IB (**Figura 4.2.1.b**).

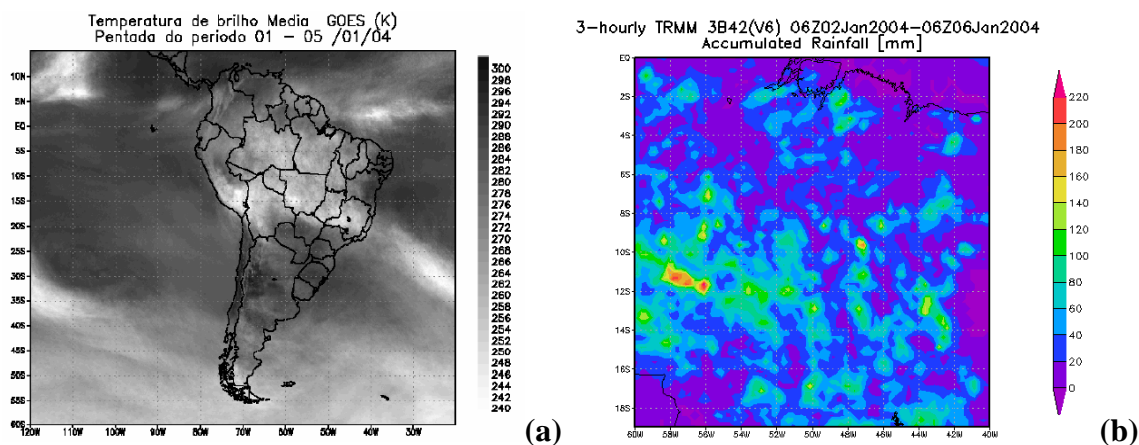


Figura 4.2.1. (a) Pântada de temperatura de brilho média, em K, derivada do satélite GOES 8, para o período de 01 a 05 de janeiro de 2004; (b) Campo horizontal da precipitação acumulada, em mm, derivado dos dados do TRMM, no domínio da grade 1 da simulação, para o período de 02 a 06 de janeiro de 2004.

A precipitação acumulada, observada na torre da IB durante aquele período, foi de 32,5 mm (**Figura 4.2.2**) e contabilizou 12% da chuva total no mês de janeiro de 2004, a qual foi igual a 256,4 mm. Contudo, esta ficou ligeiramente abaixo da precipitação

climatológica regional que é de 279 mm. Observou-se, a partir das 12 h do dia 02/Janeiro, uma queda na pressão atmosférica e, entre os dias 02 e 03 de Janeiro, durante o período noturno, foi registrado precipitação de ~ 6 mm (**Figura 4.2.2**). Esse período (dias 2 e 3 de Janeiro) será focalizado nas discussões sobre as simulações numéricas.

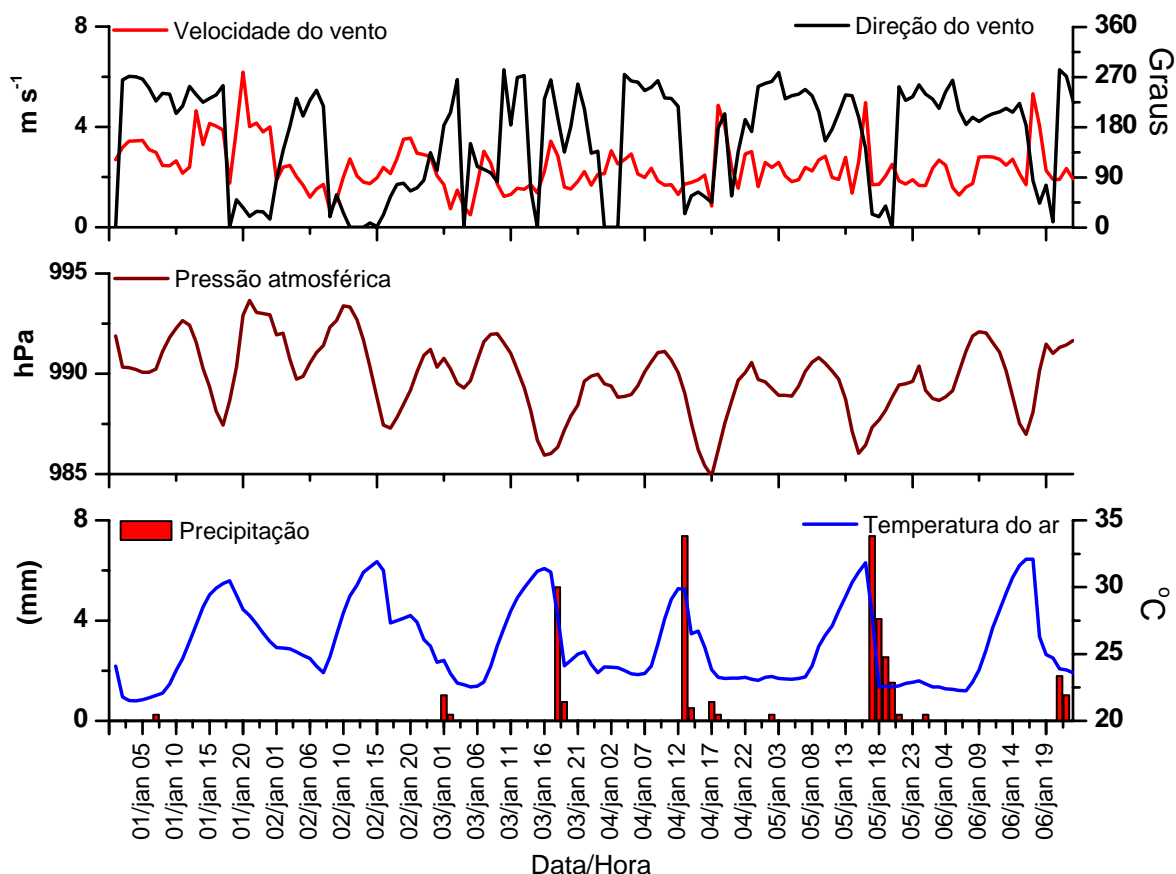


Figura 4.2.2. Dados observados na torre micrometeorológica da Ilha do Bananal de: precipitação diária acumulada, em $mm\ dia^{-1}$; pressão atmosférica diária, em hPa; temperatura do ar diária, em $^{\circ}C$; velocidade do vento diária, em $m s^{-1}$; e direção do vento diário, em Graus, para o período de 01 a 06 de janeiro de 2004.

A precipitação calculada pelo modelo no Controle simulou razoavelmente a banda de precipitação de grande escala, conforme os campos de precipitação acumulada e velocidade do vento à superfície da **Figura 4.2.3**. De forma geral, não houve diferenças

significativas da precipitação no domínio das grades 1 e 2, entre os experimentos Controle e Lago.

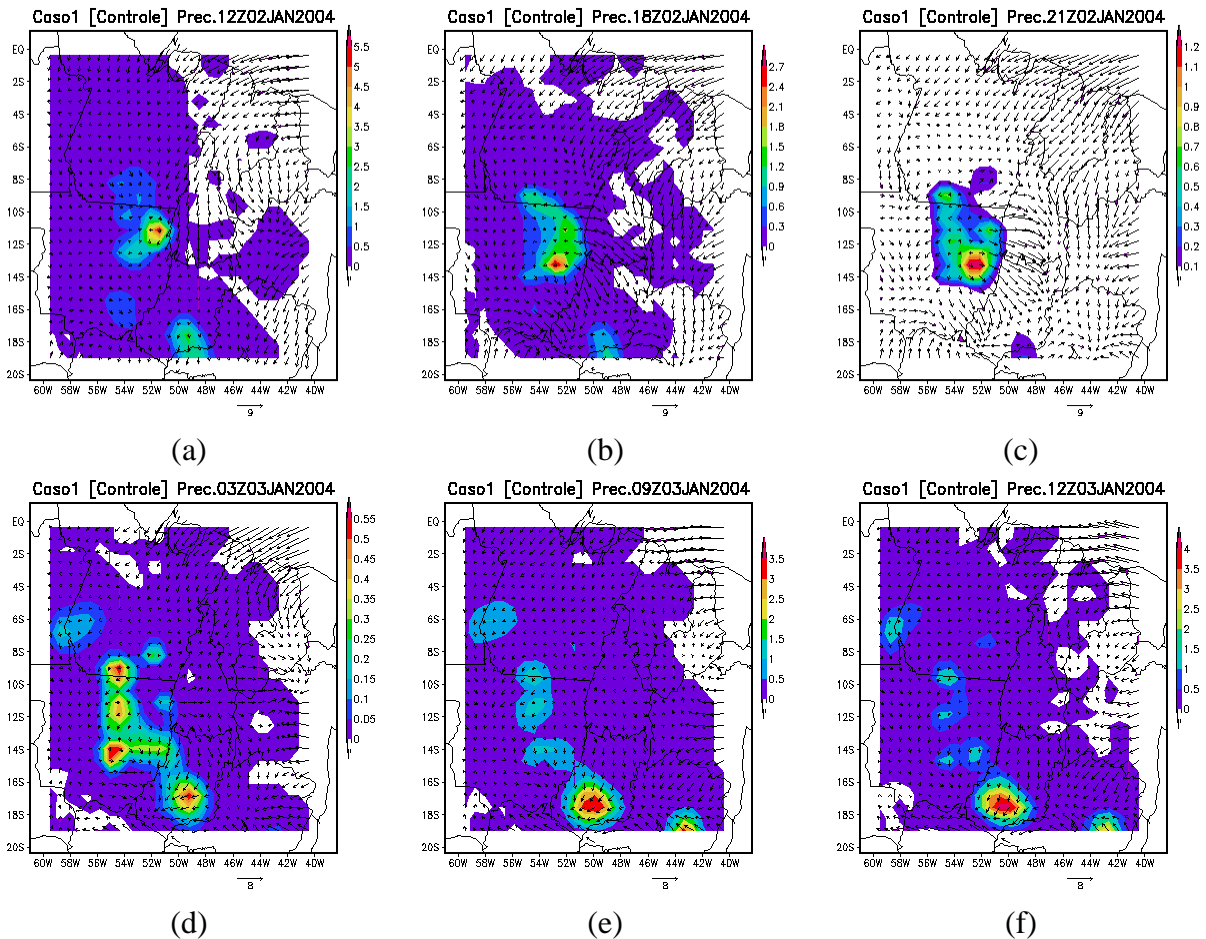
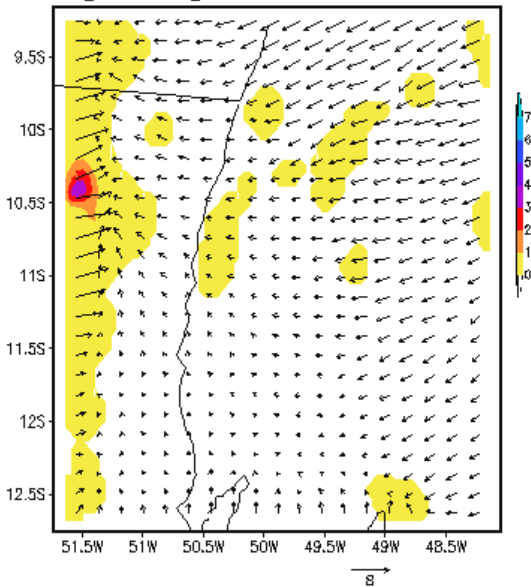


Figura 4.2.3. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h) e velocidade do vento, em ms^{-1} , à superfície da simulação de Controle no domínio da grade 1, nos horários (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.

A evolução temporal do sistema precipitante sobre a IB, simulado no Controle, é apresentada na **Figura 4.2.4**, com foco na Grade 3. Nas figuras das simulações descritas a seguir, o horário UTC está representado em hora Z (Zulu), ou seja, a hora local é aproximadamente 3 horas mais tarde que a UTC ou Z. No dia 01 Jan (21UTC), o escoamento de grande escala em superfície teve forte componente de Leste (**Figura 4.2.4.a**), indicando a formação de um sistema precipitante a oeste da IB. Na seqüência, este sistema intensificou-se e deslocou-se para o Sul (dia 02 Jan 12UTC, na **Figura 4.2.4.b**), quando, então, o escoamento

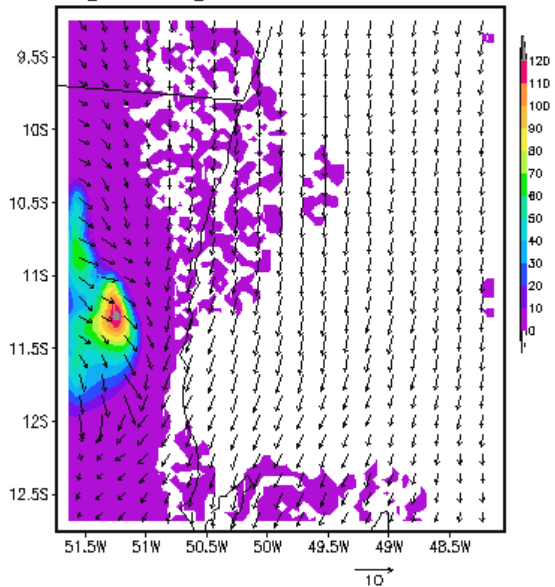
passou a ter forte componente de Norte, exibindo uma confluência no perímetro norte da IB. O que se notou a seguir, entre 02 Jan 18UTC e 03 Jan 12 UTC (**Figura 4.2.4.c-f**), foi um rápido deslocamento do sistema para Nordeste, sob escoamento com forte componente de Oeste, indo na direção da IB, margeando o seu perímetro ocidental até chegar ao seu extremo norte. A precipitação atingiu o norte da IB entre 09 e 12 UTC, poucas horas mais cedo que os primeiros registros de chuva na torre de fluxos (**Figura 4.2.2**). Nos horários seguintes aos descritos, o sistema enfraqueceu muito e a precipitação não foi substancial (campos não mostrados).

Caso1[Controle]Prec.e Vento 21Z01JAN2004



(a)

Caso1[Controle]Prec.e Vento 12Z02JAN2004

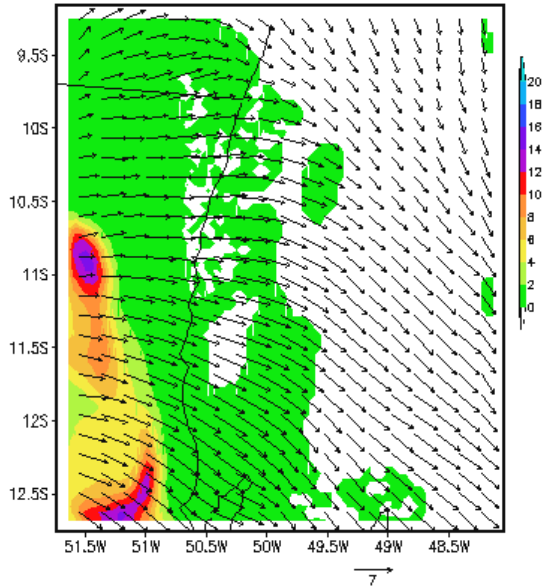


(b)

Continua

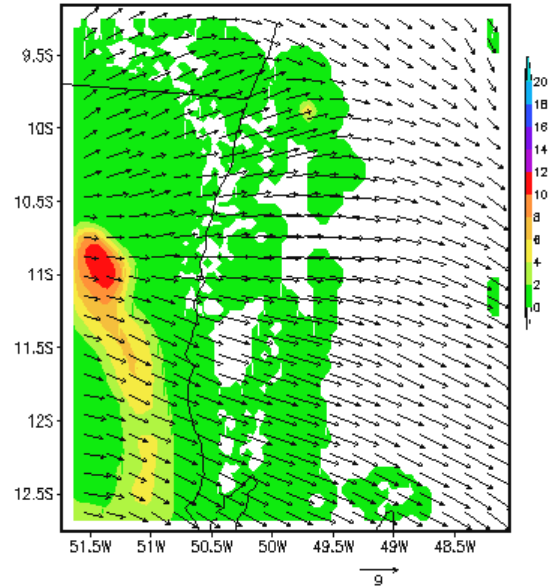
Continuação

Caso1[Controle]Prec.e Vento 18Z02JAN2004



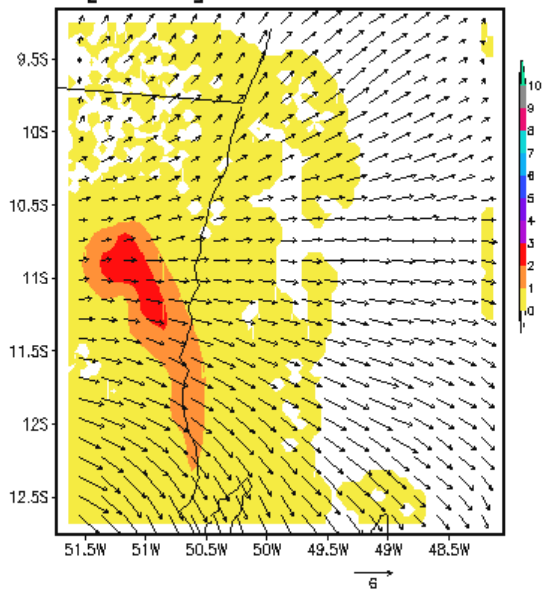
(c)

Caso1[Controle]Prec.e Vento 21Z02JAN2004



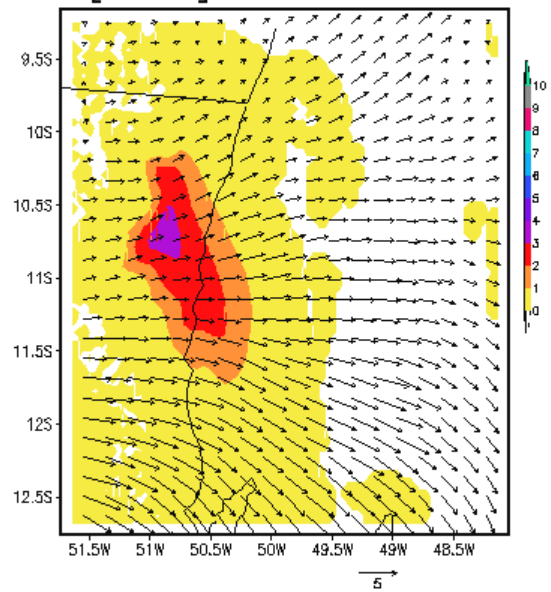
(d)

Caso1[Controle]Prec.e Vento 03Z03JAN2004



(e)

Caso1[Controle]Prec.e Vento 06Z03JAN2004



(f)

Continua

Continuação

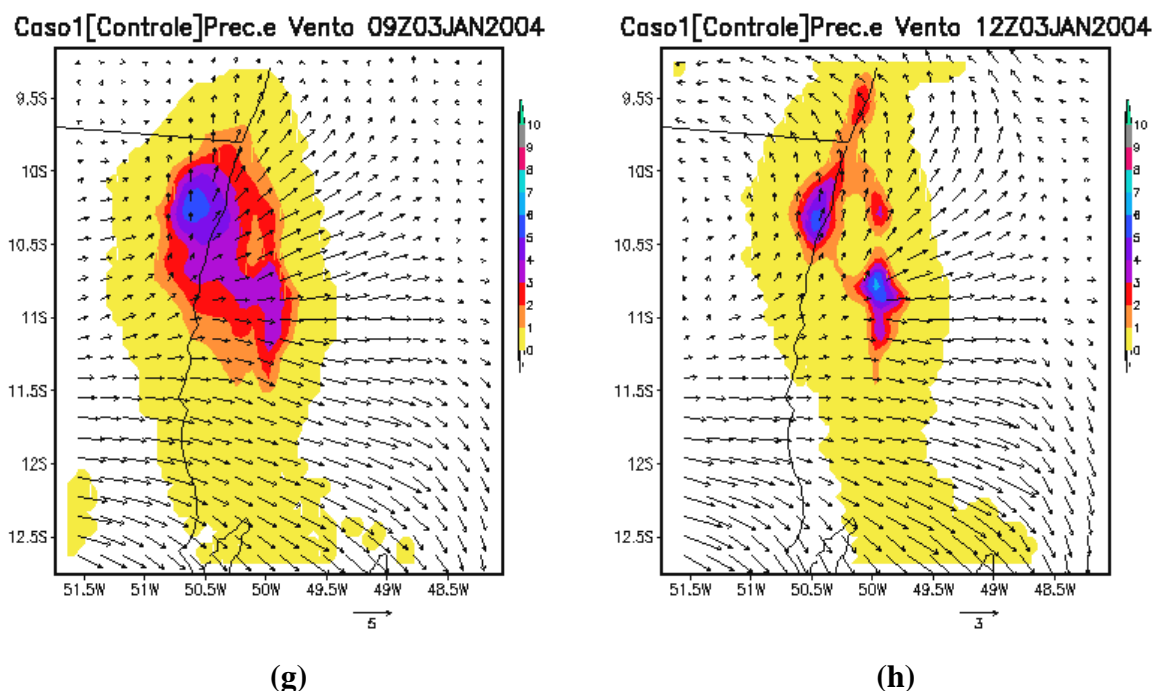
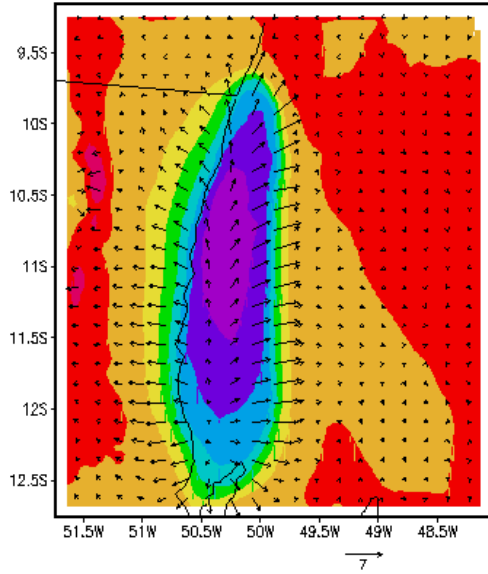


Figura 4.2.4. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), e velocidade do vento, em ms^{-1} , à superfície da simulação de Controle, nos horários: (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.

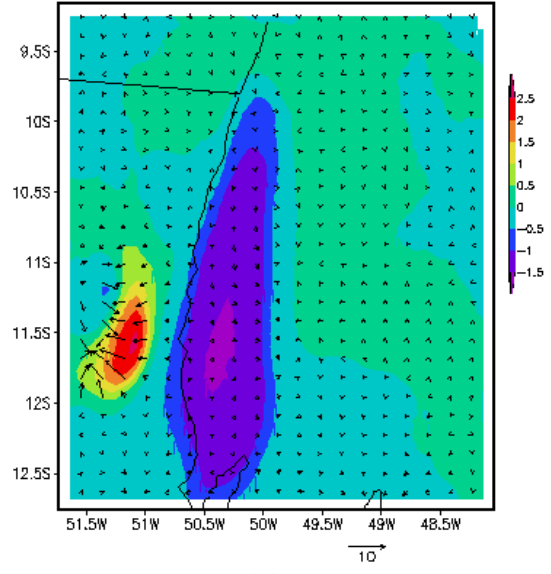
O efeito da presença do lago sobre a circulação local na IB foi notado nos campos de diferença de temperatura do ar à superfície e de vento, referentes ao experimento Lago menos Controle (**Figura 4.2.5**). No experimento Lago, nota-se a redução da temperatura do ar sobre a IB e regiões circundantes, com maior contraste de temperatura ($\sim 3\text{K}$) nos horários diurnos. Isto originou uma circulação forçada termicamente, sob o padrão de divergência em baixos níveis. A divergência simulada provocou uma circulação para Leste no setor oriental da IB e para Oeste no setor ocidental, enquanto que no norte da IB, o escoamento teve forte componente de Sul. Os contrastes horizontais de temperatura diminuíram com o desenvolvimento do sistema precipitante em direção à IB.

Caso1[Lago-Controle]Tar e vento 21Z01JAN2004



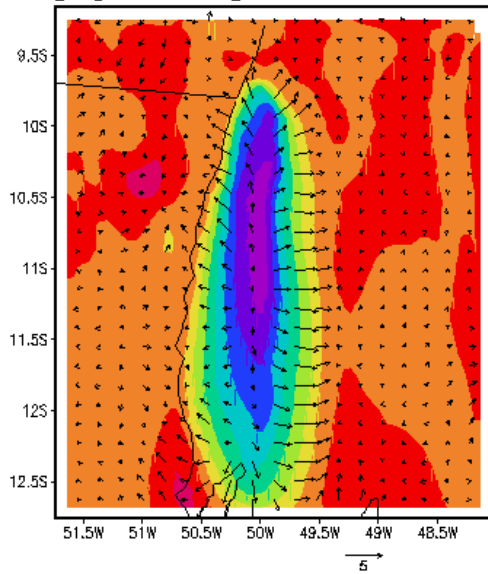
(a)

Caso1[Lago-Controle]Tar e vento 12Z02JAN2004



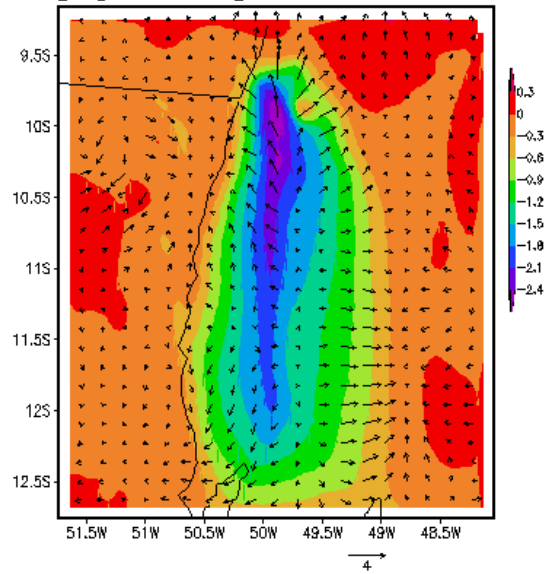
(b)

Caso1[Lago-Controle]Tar e vento 18Z02JAN2004



(c)

Caso1[Lago-Controle]Tar e vento 21Z02JAN2004



(d)

Continua

Continuação

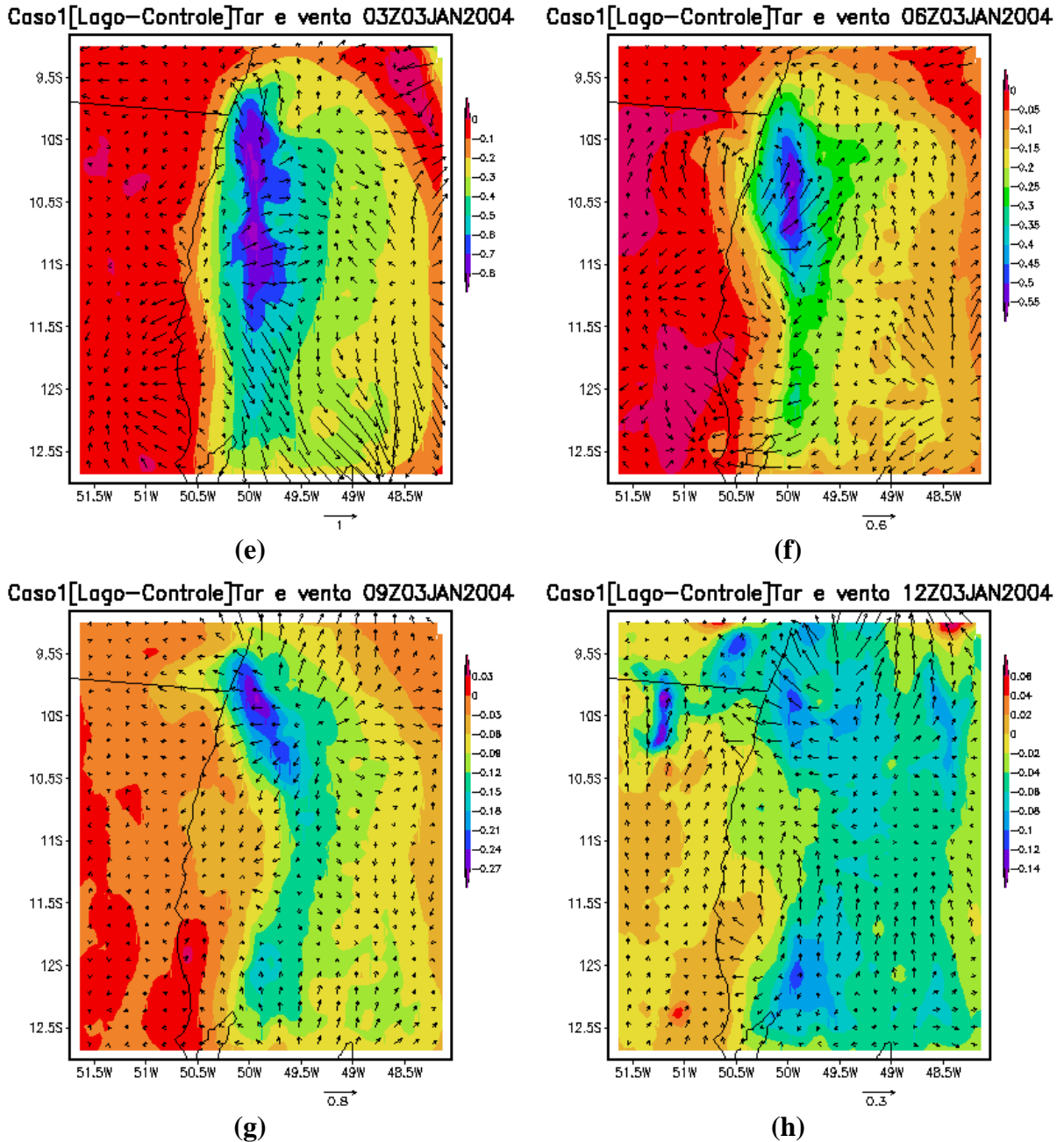
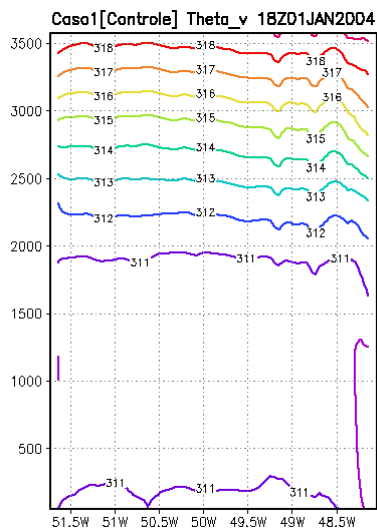


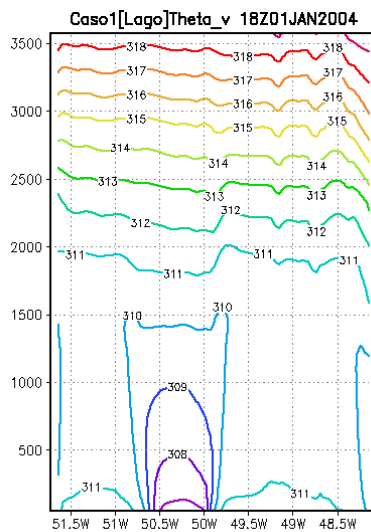
Figura 4.2.5 – Campos de diferença de temperatura (em K), e da diferença da velocidade do vento (ms^{-1}), do experimento Lago menos Controle à superfície, nos horários (a) 01 Jan 21UTC , (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18 UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.

Os efeitos da presença do Lago na camada limite atmosférica são discutidos com base nos perfis verticais de temperatura potencial virtual. A temperatura potencial virtual reflete, em grande parte, os efeitos da temperatura do ar e normaliza as diferenças de pressão

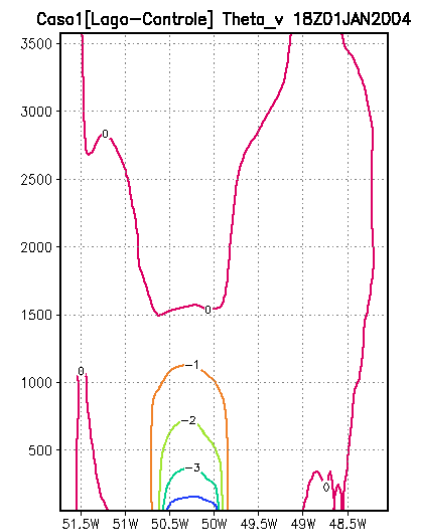
com a altura, assim como a variação da densidade do ar devido à umidade do ar. No experimento Controle, no dia 01 Jan, a camada de mistura no final da tarde (18UTC) situava-se em torno de 1800 m (**Figuras 4.2.6.a**), enquanto que no Lago, ficava em ~1500 m (**Figuras 4.2.6.d**), o que formava uma bolha de ar frio sobre a IB, com resfriamento de até 3 K (**Figuras 4.2.6.g**). No início da manhã do dia seguinte (02 Jan, 12 UTC), a camada de mistura ainda não havia se desenvolvido totalmente e as diferenças de temperatura foram pequenas (~ 1 K) (**Figuras 4.2.6.b, e, h**). No dia 02 de Janeiro, os contrastes de temperatura ainda permaneceram na camada limite (**Figuras 4.2.6.c, f**), mas, com o avanço do sistema precipitante sobre a IB e a configuração do escoamento de Oeste nos horários seguintes, notou-se o deslocamento da bolha fria, a qual foi advectada para leste (**Figuras 4.2.6.i**).



(a)



(d)



(g)

Continua

Continuação

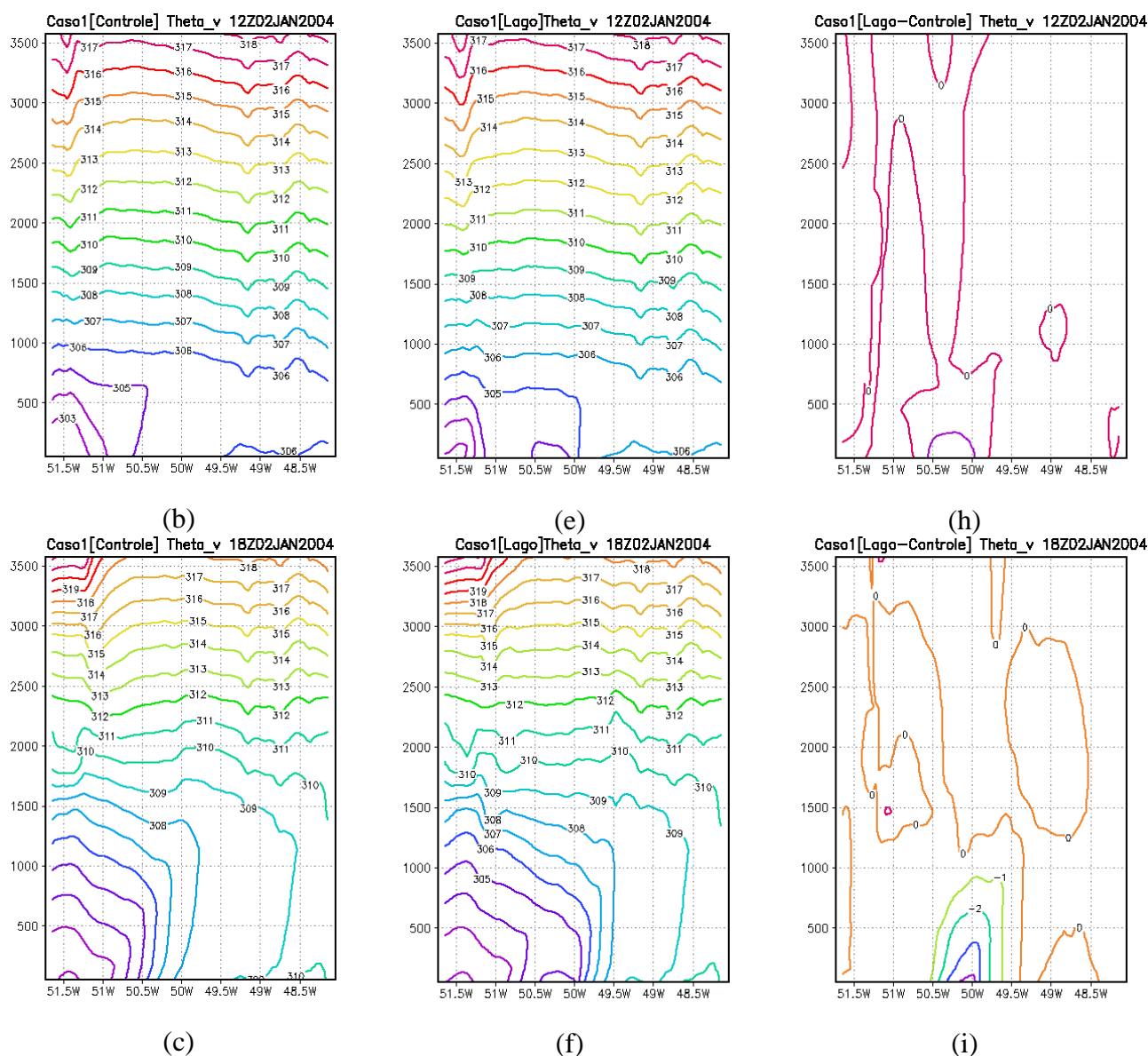
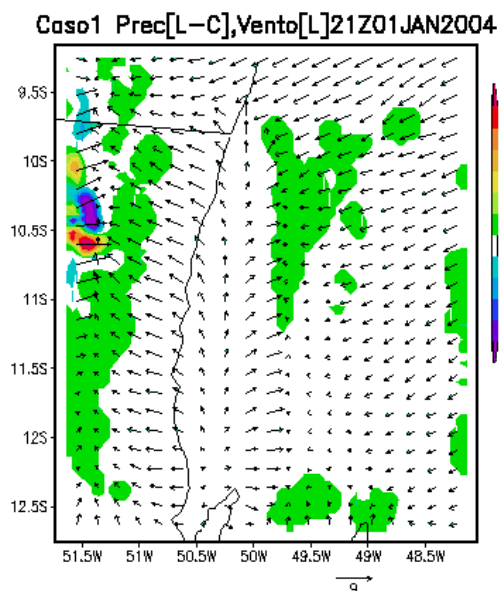


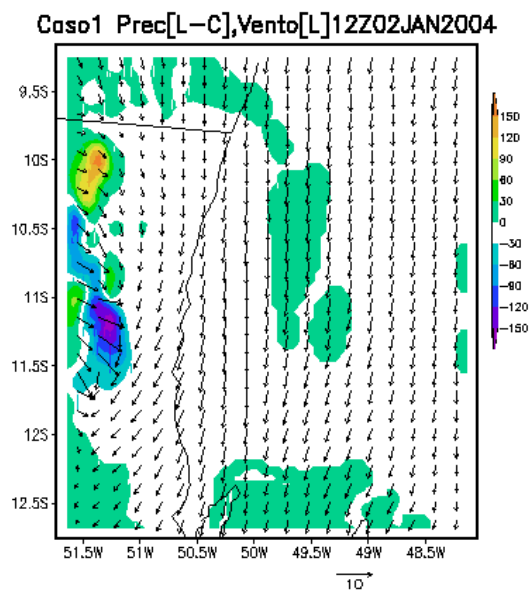
Figura 4.2.6. Corte no plano Leste-Oeste do perfil vertical, na latitude 11° S; da temperatura potencial virtual, em K, do experimento Controle, nos horários: (a) 01 Jan 18UTC, (b) 02 Jan 12UTC e (c) 02 Jan 18UTC, e do experimento Lago, nos horários: (d) 01 Jan 18UTC, (e) 02 Jan 12UTC e (f) 02 Jan 18UTC; e da diferença de temperatura do experimento Lago menos Controle, nos horários: (g) 01 Jan 18UTC, (h) 02 Jan 12UTC e (i) 02 Jan 18UTC.

Observa-se nas **Figuras 4.2.7**, que houve diferença entre a precipitação estimada no caso Controle e a estimada no caso Lago, conforme a comparação obtida entre os dois experimentos, e o escoamento obtido à superfície no segundo caso. No experimento do

Lago, o sistema, ao formar-se no dia 01 Janeiro a leste da IB e deslocar-se para o Sul, produziu maior precipitação sobre o setor norte (área em vermelho-amarelo na **Figura 4.2.7.b**), em relação ao sul. Provavelmente, o estímulo à chuva no setor norte decorreu da maior advecção de massa e de umidade da IB para aquela área, o que pode ser observado pelo escoamento durante a noite do dia 01 de Janeiro (**Figura 4.2.7.a**). Posteriormente, com o deslocamento do sistema em direção à IB no dia 02 de Janeiro, margeando o seu perímetro ocidental, nota-se maior produção de precipitação no setor externo à IB (**Figuras 4.2.7. c-h**). Analogamente, propõe-se que a presença do lago proveu mais advecção de massa e de umidade para oeste da IB, devido ao padrão de divergência sobre a IB, o que faz com que o sistema acelere a produção de chuva durante sua trajetória. Neste decorrer, houve maior precipitação na região perimetral oeste da IB, até o Norte, mas com uma pequena redução da chuva no seu interior (**Figuras 4.2.7. g,h**).



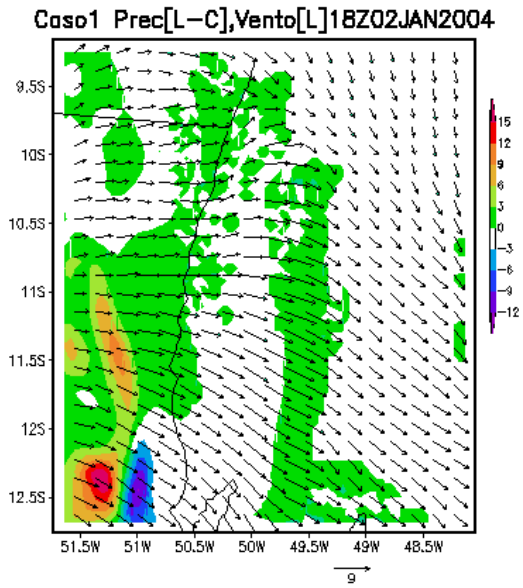
(a)



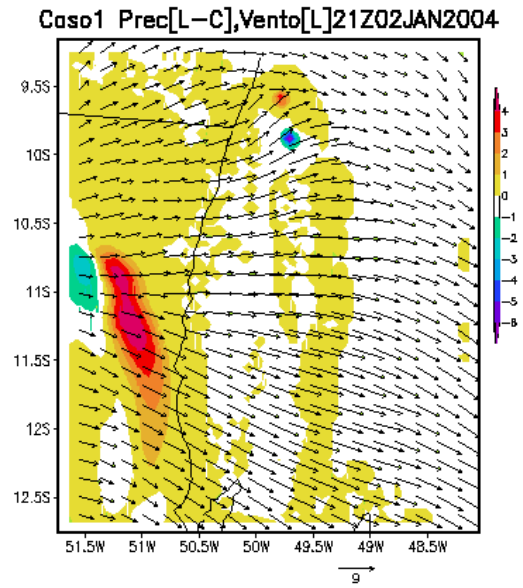
(b)

Continua

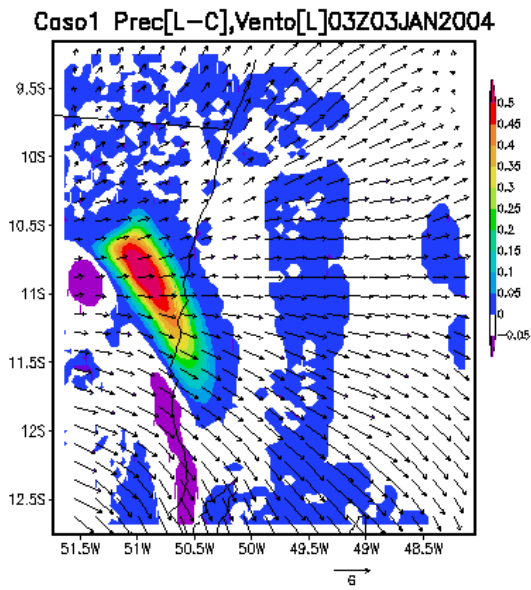
Continuação



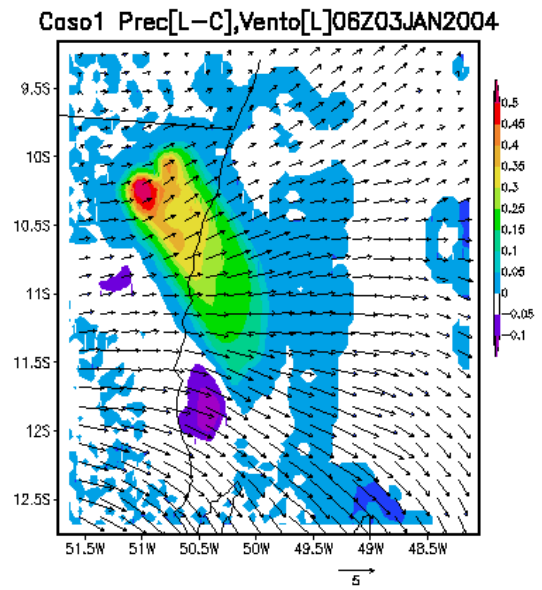
(c)



(d)



(e)



(f)

Continua

Continuação

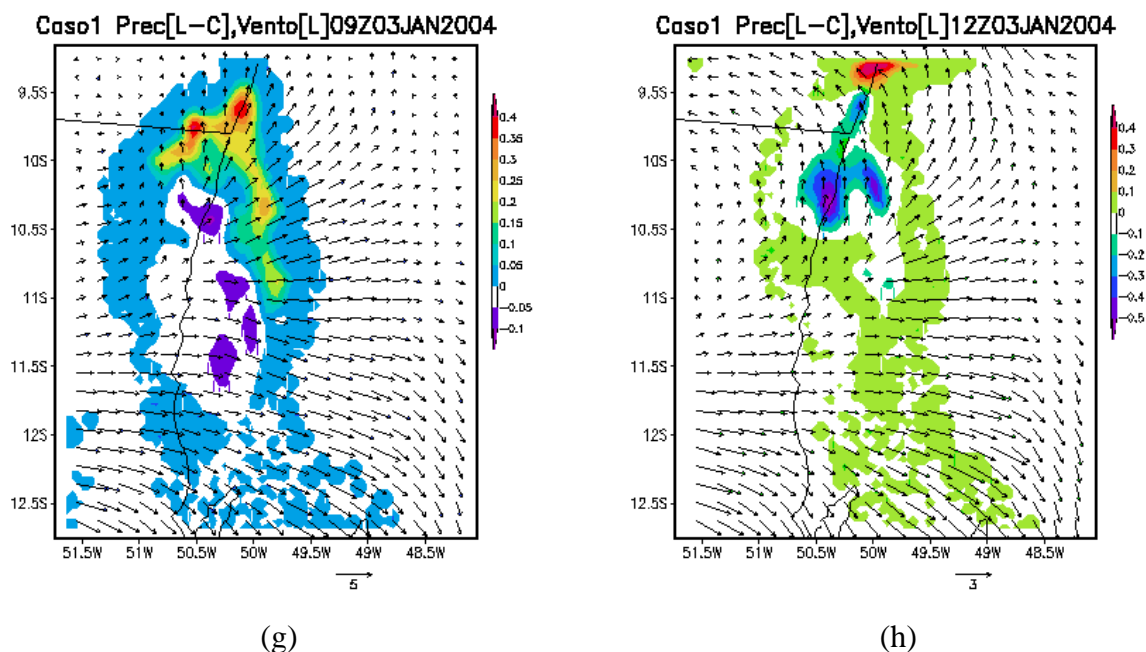


Figura 4.2.7. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , à superfície no experimento Lago, e da diferença de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), do experimento Lago menos Controle, nos horários (a) 01 Jan 21UTC, (b) 02 Jan 12UTC, (c) 02 Jan 18UTC, (d) 02 Jan 21UTC, (e) 03 Jan 03UTC, (f) 03 Jan 06UTC, (g) 03 Jan 09UTC e (h) 03 Jan 12UTC.

4.2.2. Caso de Dezembro

Foram observadas duas frentes frias sobre o Brasil em 16 de dezembro de 2004 (**Figura 4.2.8.a**), sendo que a primeira cobriu áreas de instabilidade sobre Goiás, sobre o norte de Minas Gerais e sobre o sul do Tocantins. A segunda frente fria, observada ainda sobre o Rio Grande do Sul (**Figura 4.2.8.a**), avançou rapidamente para a região Sudeste, organizando áreas de instabilidade no dia 17 de dezembro e gerando grandes aglomerados de nebulosidade e de precipitação, desde o Sudeste até o Norte do país. A chuva acumulada calculada pelo TRMM, no período de 16 a 19 de janeiro de 2004, ficou em torno de 40 mm sobre a região da IB (**Figura 4.2.8.b**).

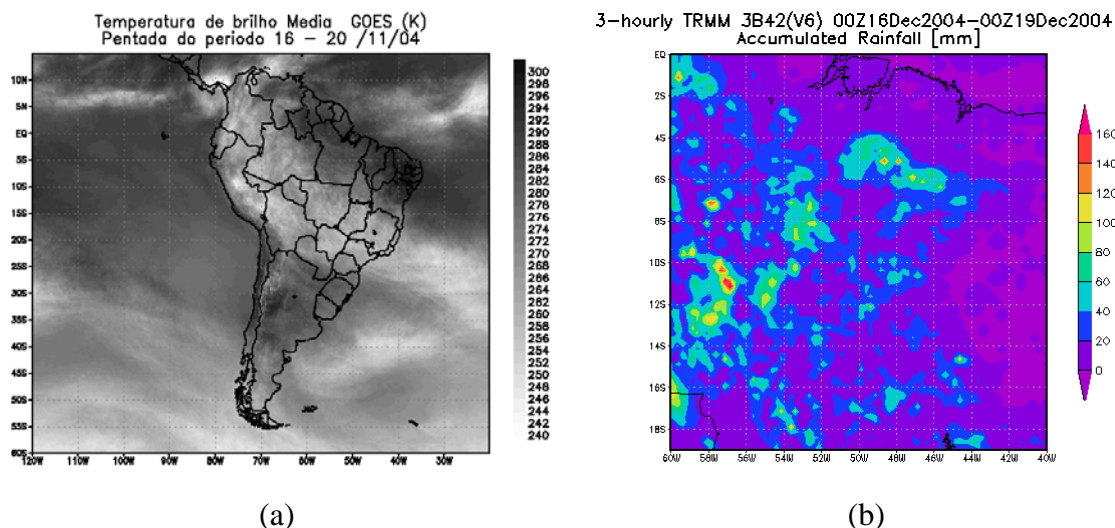


Figura 4.2.8. (a) Pêntada de temperatura de brilho média, em K, derivada do satélite GOES 8, para o período de 16 a 20 de dezembro de 2004; (b) Campo horizontal da precipitação acumulada, em mm, derivado dos dados do TRMM, no domínio da grade 1 da simulação, para o período de 16 a 19 de janeiro de 2004.

Pode-se observar uma intensa precipitação na torre da IB (**Figura 4.2.9**), da ordem de 58 mm durante aproximadamente 1 hora, que foi o maior volume de chuva do mês de Dezembro. O total de chuva em Dezembro foi de 197 mm, inferior à média climatológica de 270 mm. Neste mês foi caracterizada a presença de um episódio *El Niño* de fraca intensidade, cuja influência sobre a atmosfera na região Centro-Oeste foi, todavia, incerta.

A precipitação calculada pelo modelo no Controle simulou razoavelmente o núcleo de precipitação sobre a IB, baseado nos campos de precipitação acumulada e velocidade do vento à superfície, discutidos a seguir.

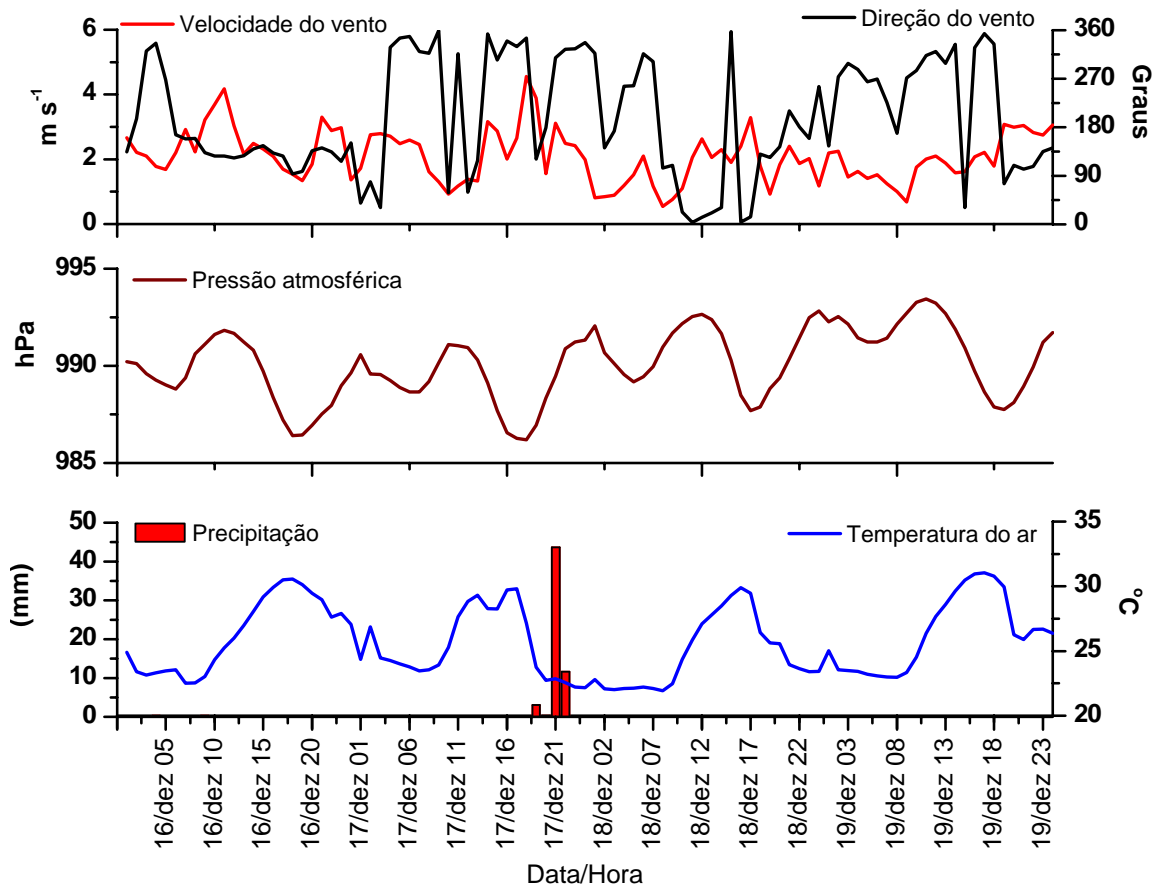


Figura 4.2.9. Dados observados na torre micrometeorológica na Ilha do Bananal de: precipitação diária acumulada, em mm dia^{-1} , pressão atmosférica diária, em hPa, temperatura do ar diária, em $^{\circ}\text{C}$, velocidade do vento diária, em m s^{-1} , e direção do vento diário, em Graus, para o período de 16 a 19 de dezembro de 2004.

A evolução temporal do sistema precipitante sobre a IB simulado no Controle é apresentada na **Figura 4.2.10**, com foco na Grade 3. No dia 17 Dez (06UTC), nota-se a formação de um sistema precipitante a noroeste da IB, com escoamento em superfície de Sudeste (**Figura 4.2.10.a**). A seguir, o sistema deslocou-se para o Norte (dia 17 Jan 21UTC, na **Figura 4.2.10.b**), e o escoamento definiu-se com componente de nordeste sobre a IB. Houve, então, rápida propagação do sistema nas próximas 6 h, ao longo do perímetro

ocidental da IB e em direção ao Sul. No dia 18 Jan 00UTC, o sistema estava sobre o norte da IB (**Figura 4.2.10.c**), coincidente com a hora da precipitação observada na torre (21 h local) (**Figura 4.2.9**), tendo se propagado ainda mais para o sul em 18 Jan 03UTC (**Figura 4.2.10.d**). Posteriormente, o sistema enfraqueceu muito e a precipitação não foi substancial (campos não mostrados).

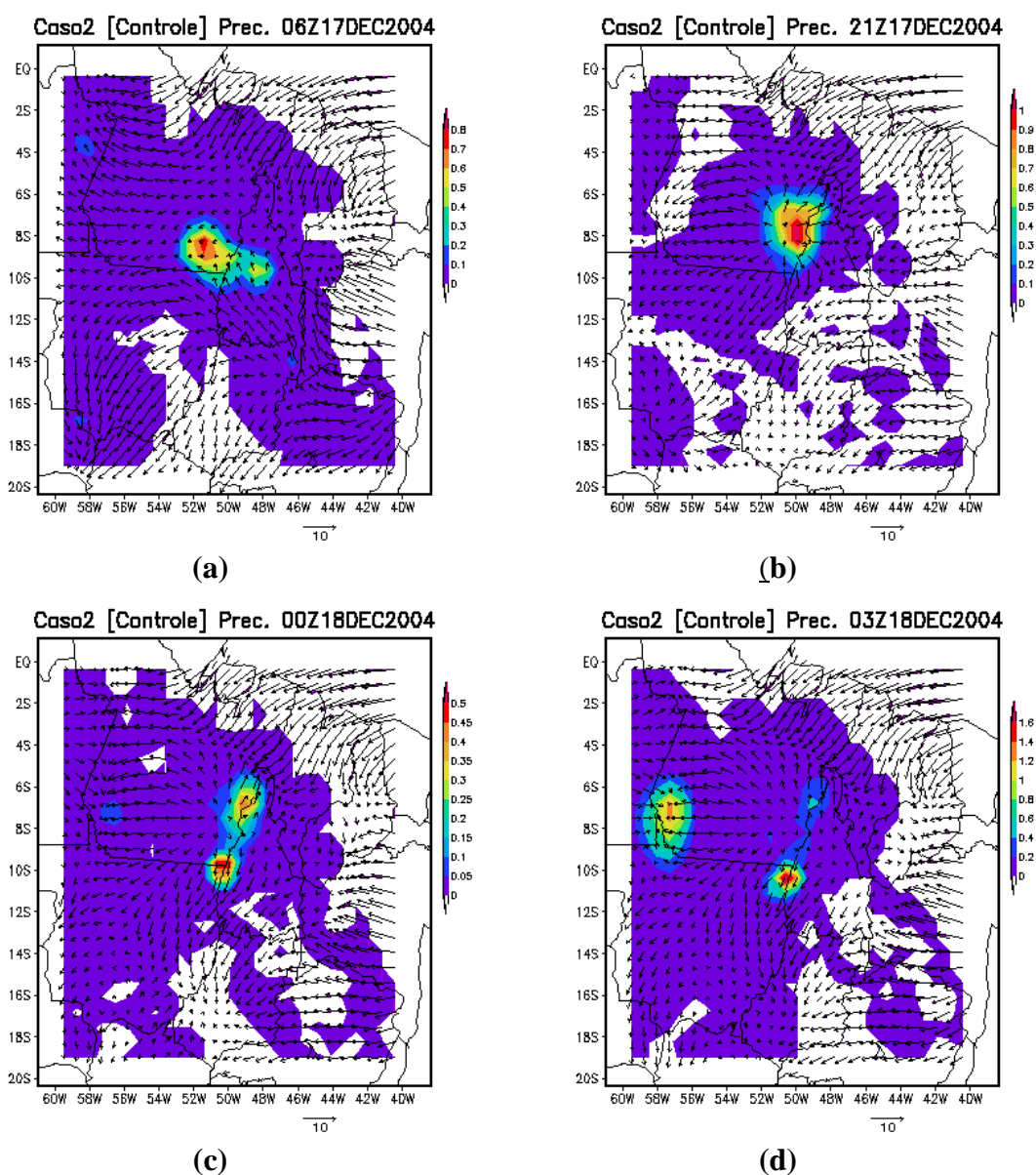


Figura 4.2.10. Campos de precipitação, em mm (acumulada em 3 h) e velocidade do vento, em ms⁻¹, à superfície da simulação de Controle no domínio da grade 1, nos horários (a) 17 Dez 06UTC, (b) 17 Dez 21UTC, (c) 18 Dez 00UTC e (d) 18 Dez 03UTC.

De forma geral, não houve diferenças significativas da precipitação no domínio das grades 1 e 2, entre os experimentos de Controle e Lago.

Neste caso também se notou que o experimento Lago introduziu alterações sobre a circulação local na IB, em relação ao experimento Controle, conforme os campos da diferença de temperatura do ar e da diferença do campo de vento à superfície, do Lago menos do Controle (**Figura 4.2.11**).

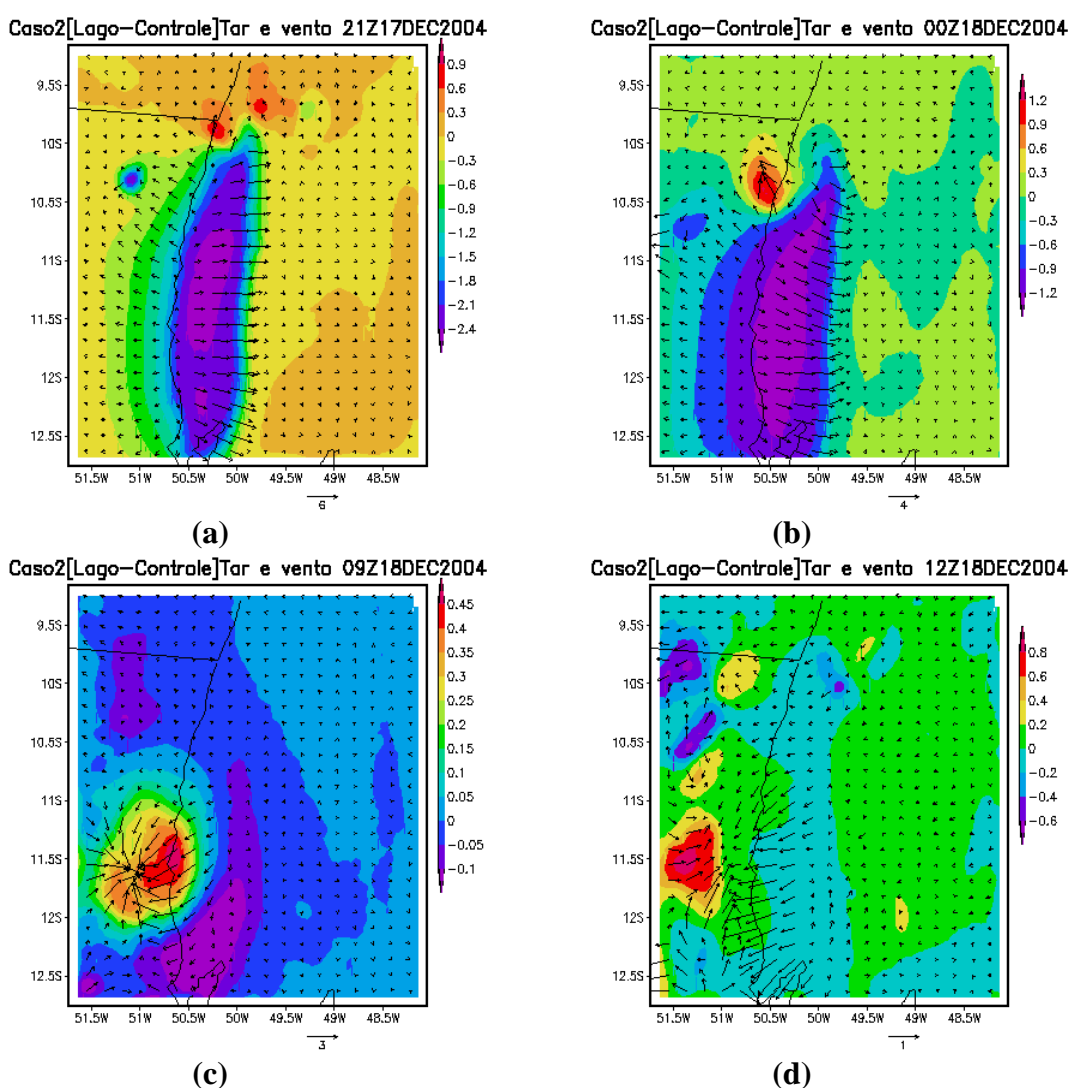


Figura 4.2.11. Campos de diferença de temperatura, em K, e da diferença da velocidade do vento, ms⁻¹, à superfície, do experimento Lago menos Controle, nos horários de: (a) 17 Dez 21UTC, (b) 18 Dez 00UTC, (c) 18 Dez 09UTC e (d) 18 Dez 12UTC.

No experimento Lago, nota-se a redução da temperatura do ar à superfície sobre a IB de $\sim 2,5$ K em 17 Dez 21 UTC (**Figura 4.2.11.a**). A circulação forçada termicamente apareceu como um padrão de divergência à superfície (**Figura 4.2.11.a, b**). Além disso, observa-se que, nas áreas onde o sistema precipitante se formou, a temperatura elevou-se no experimento Lago (áreas em amarelo e vermelho nas **Figura 4.2.11.b-d**), o que resultou de diferenças da precipitação, como discutido a seguir.

Os efeitos da presença do Lago na camada limite atmosférica são, mais uma vez, discutidos com base nos perfis verticais da temperatura potencial virtual. No experimento Controle, no dia 17 Dezembro, a camada de mistura no final da tarde, as 21UTC, situou-se em torno de 1900 m (**Figura 4.2.12.a**), enquanto que no Lago ela foi um pouco mais rasa, de ~ 1700 m (**Figura 4.2.12.d**), formando, assim, uma bolha de ar frio sobre a IB, com resfriamento de ~ -2 K (**Figura 4.2.12.c**).

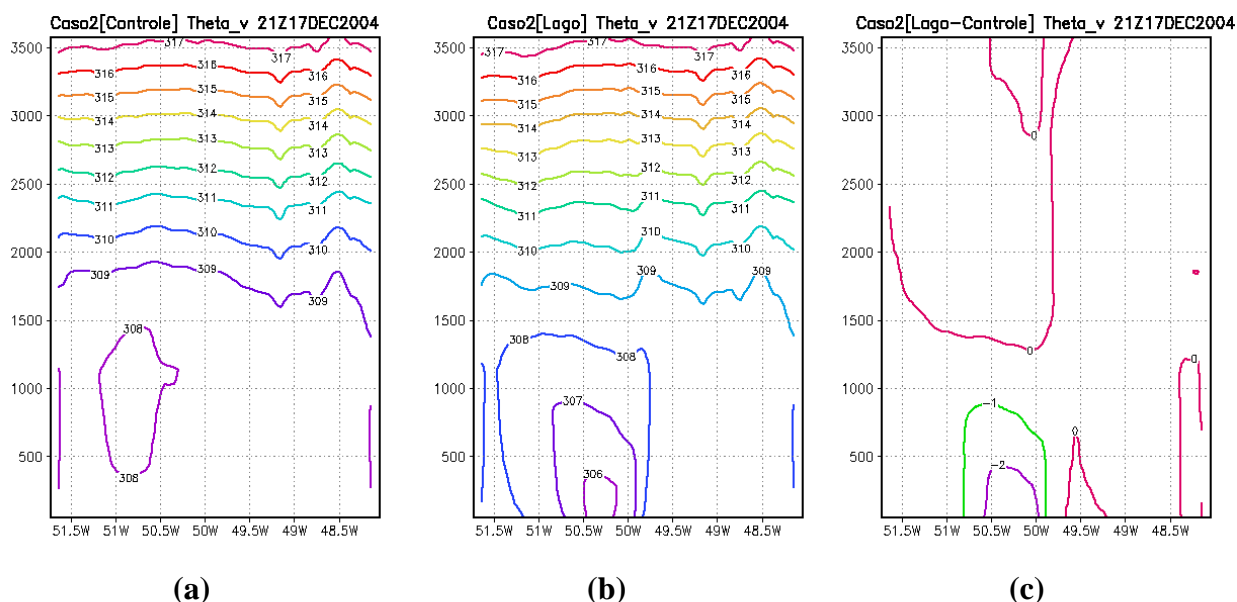
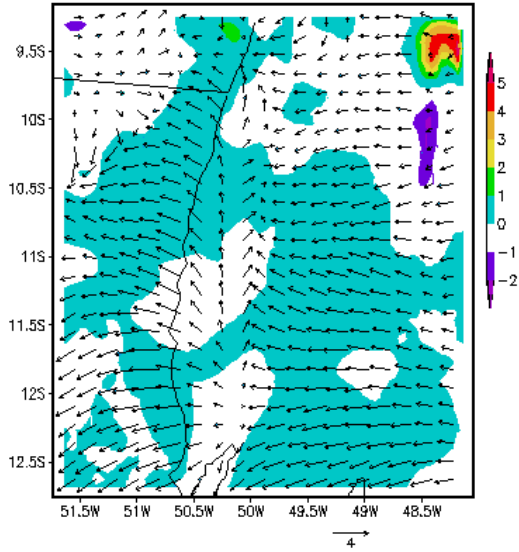


Figura 4.2.12. Corte no plano Leste-Oeste do perfil vertical, na latitude 11° S, da temperatura potencial virtual, em K, do experimento (a) Controle do dia 17 Dez 21UTC e (b) Lago do 17 Dez 21UTC; e (c) Diferenças entre Lago e Controle do dia 17 Dez 21UTC.

Com base no escoamento simulado do experimento Lago, as 15 UTC de 17 de Dezembro, a circulação secundária de brisa lacustre na IB apresentou um padrão de divergência, com o vento de Sul canalizado no interior da IB ao longo do seu eixo norte-sul (**Figura 4.12.13.a**). Às 18 UTC de 17 de Dezembro, o escoamento no lado oriental da IB já estava bem configurado na componente Nordeste, não se observando a canalização do vento no eixo da Ilha (**Figura 4.12.13.b**).

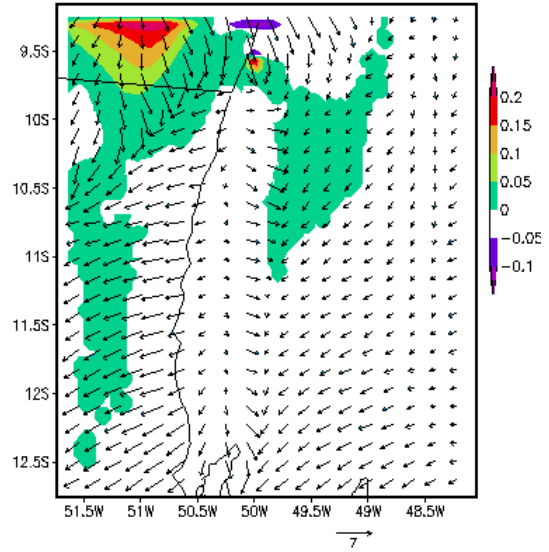
Houve uma substancial diferença entre a precipitação estimada nos experimentos Controle e Lago, com base na comparação da diferença de precipitação entre ambos. Em 18 Dez 00 UTC, quando o sistema encontrava-se no norte da IB, pode-se observar que, no experimento Lago, ocorreu mais chuva no lado ocidental externo da IB (pequeno foco azul na **Figura 4.2.13.c**). Já no período de 03 UTC a 09 UTC do dia 18 Janeiro (**Figura 4.12.13.d-f**), nota-se que, à medida que o sistema se deslocava para Sul, houve maior formação de chuva, sempre do lado externo à IB. O escoamento de nordeste, transportando umidade do ar do interior da IB para o seu setor ocidental externo, e a circulação lacustre que provia advecção de massa para a vizinhança, são os dois prováveis controles ao maior estímulo à chuva do lado ocidental neste caso.

Caso2 Prec[L-C],Vento[L]15Z17DEC2004



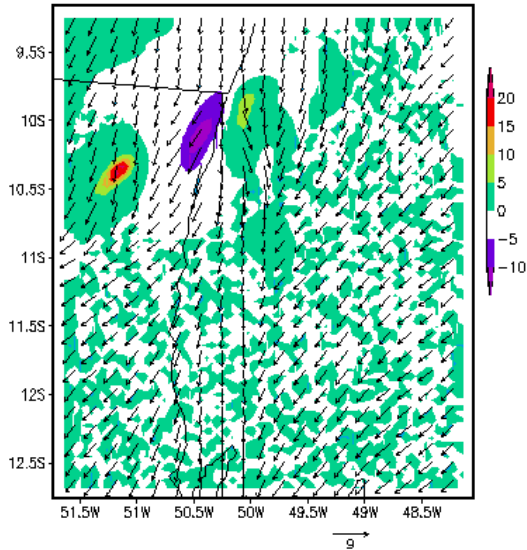
(a)

Caso2 Prec[L-C],Vento[L]18Z17DEC2004



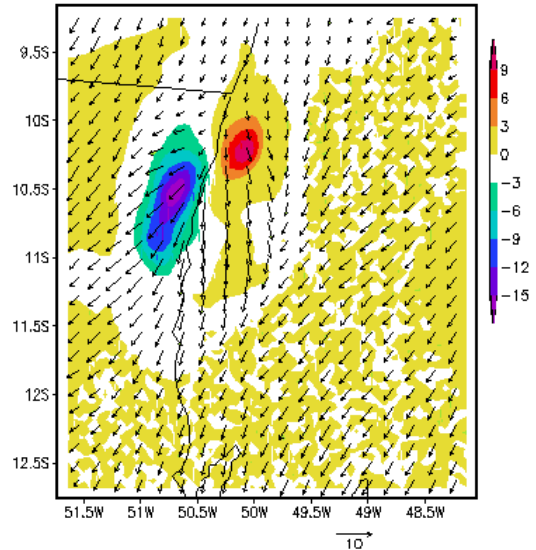
(b)

Caso2 Prec[L-C],Vento[L]00Z18DEC2004



(c)

Caso2 Prec[L-C],Vento[L]03Z18DEC2004



(d)

Continua

Continuação

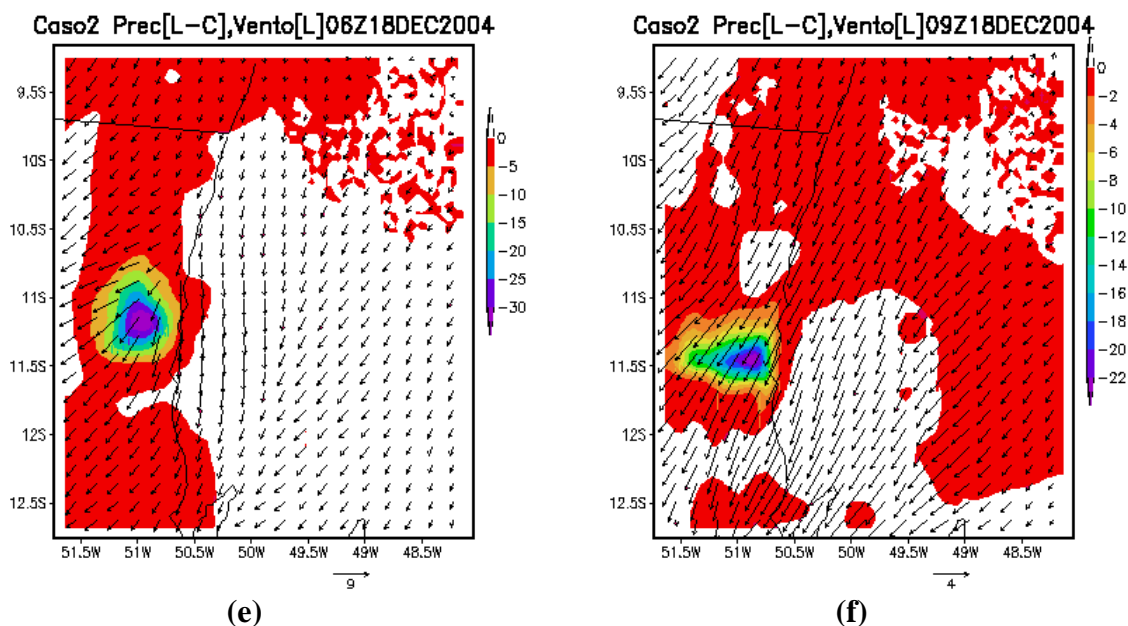


Figura 4.2.13. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , à superfície no experimento Lago, e da diferença de precipitação, em mm (acumulada em 3 h), do experimento Lago menos Controle, nos dias: (a) 17 Dez 15UTC, (b) 17 Dez 18UTC, (c) 18 Dez 00UTC, (d) 18 Dez 03UTC, (e) 18 Dez 06UTC, e (f) 18 Dez 09UTC.

4.2.3. Circulações atmosféricas na região da Ilha do Bananal

Discute-se a seguir, a circulação atmosférica na Ilha do Bananal, a partir dos dados observacionais de vento à superfície da torre micrometeorológica, dados de grande escala do NCEP, e simulações numéricas. Foi realizada uma simulação numérica com o modelo BRAMS, utilizando-se a mesma configuração de grades e cobertura de superfície do experimento Lago, mas prescrevendo-se o repouso como condição inicial do vento, sem forçamento nas fronteiras durante toda a integração. A integração foi feita no período de 08 (00 UTC) a 09 de Agosto (00 UTC) de 2004. Esta simulação, aqui denominada de Experimento de Repouso, sugere como a topografia e a cobertura de superfície poderiam potencialmente controlar as circulações locais.

Para revisar a climatologia, durante o período chuvoso no Centro-Oeste, na primavera-verão, ocorre à formação de uma zona de convergência de massa nos baixos níveis sobre a região tropical da América do Sul (Marengo & Silva Dias, 2000). Segundo a circulação climatológica do NCEP (**Apêndice**), a este padrão associa-se o escoamento em superfície predominantemente de Norte sobre o Centro-Oeste na primavera-verão. À partir do outono, com o início da estação seca e a migração da célula de Hadley para o hemisfério Norte, na região, define-se o escoamento de Leste à superfície, que se estende durante o Inverno. No período de estudo, no verão de 2004, o vento médio de grande escala em superfície foi de Norte-Nordeste, caracterizado ao período chuvoso, segundo campos do NCEP (**Figura 4.2.14.a**). Em Abril de 2004, houve uma mudança no regime de vento, com forte componente de Leste (**Figura 4.2.14.b**), que se estendeu até Agosto de 2004 (**Figura 4.2.14.c**). Mais além, no mês de setembro de 2004 (**Figura 4.2.14.d**) surge uma transição, com escoamento de Nordeste, ou seja, uma componente de Norte já é observada principalmente na Amazônia Oriental, característica do regime de chuvas. À partir de Outubro de 2004 (**Figura 4.2.14.e**) fica bem definido o regime de ventos de Norte no Centro-Oeste, permanecendo até Março de 2005 (**Fig. 4.2.14.f**). Dessa forma, a circulação de grande escala foi, em um padrão geral, no período de estudo, semelhante à climatologia.

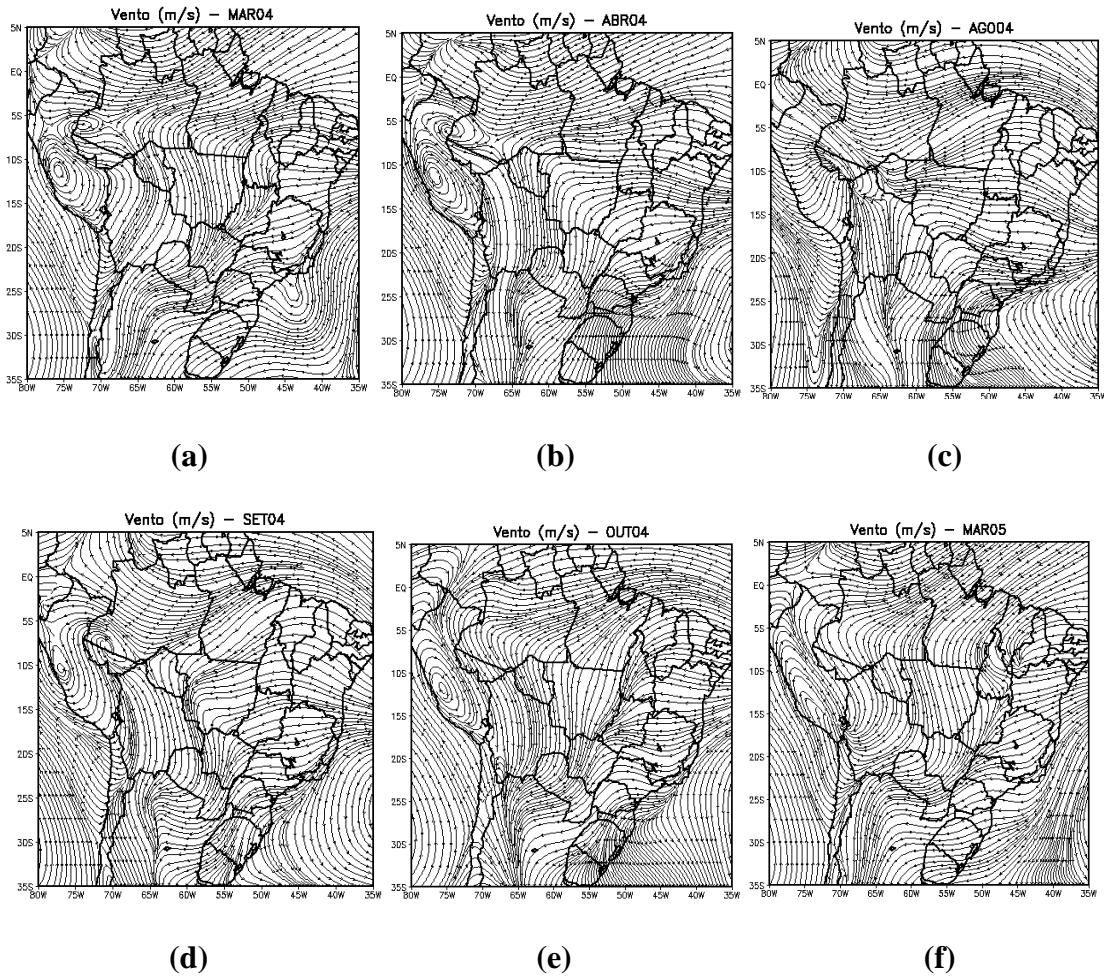


Figura 4.2.14. Campo do vento médio mensal (em linha de corrente) dos dados do NCEP, nos meses de: (a) Março, (b) Abril, (c) Junho, (d) Setembro, (e) Outubro, todos de 2004; e (f) Março de 2005.

As simulações do experimento Repouso apresentam o seguinte padrão: (i) no período diurno, conforme horários 12UTC, 15UTC e 21UTC de 08 de Agosto, na **Figura 4.2.15.a-c**), aparece o padrão de divergência de massa à superfície, com vento de Sul alinhado aparentemente como uma canalização (no sentido das cotas topográficas menores) no eixo Norte-Sul da IB, e a deflexão do vento nas fronteiras, com componente de Leste ou Sudeste na fronteira Oeste da IB; (ii) à noite, conforme horários 03UTC, 06UTC e 09UTC de 09 de Agosto (**Figura 4.2.15.d-f**), o padrão de divergência é mais fraco, sugerindo um escoamento mais espalhado e com componente de Sul. A circulação local sugerido pelo experimento Repouso decorre da brisa lacustre e também da topografia. A torre da IB está em uma posição

próxima do eixo norte-sul da IB, mas também muito próxima à fronteira Oeste, concluindo-se portanto que aquela posição é suscetível de ventos de circulação local com direção dentro do quadrante Leste-Sul.

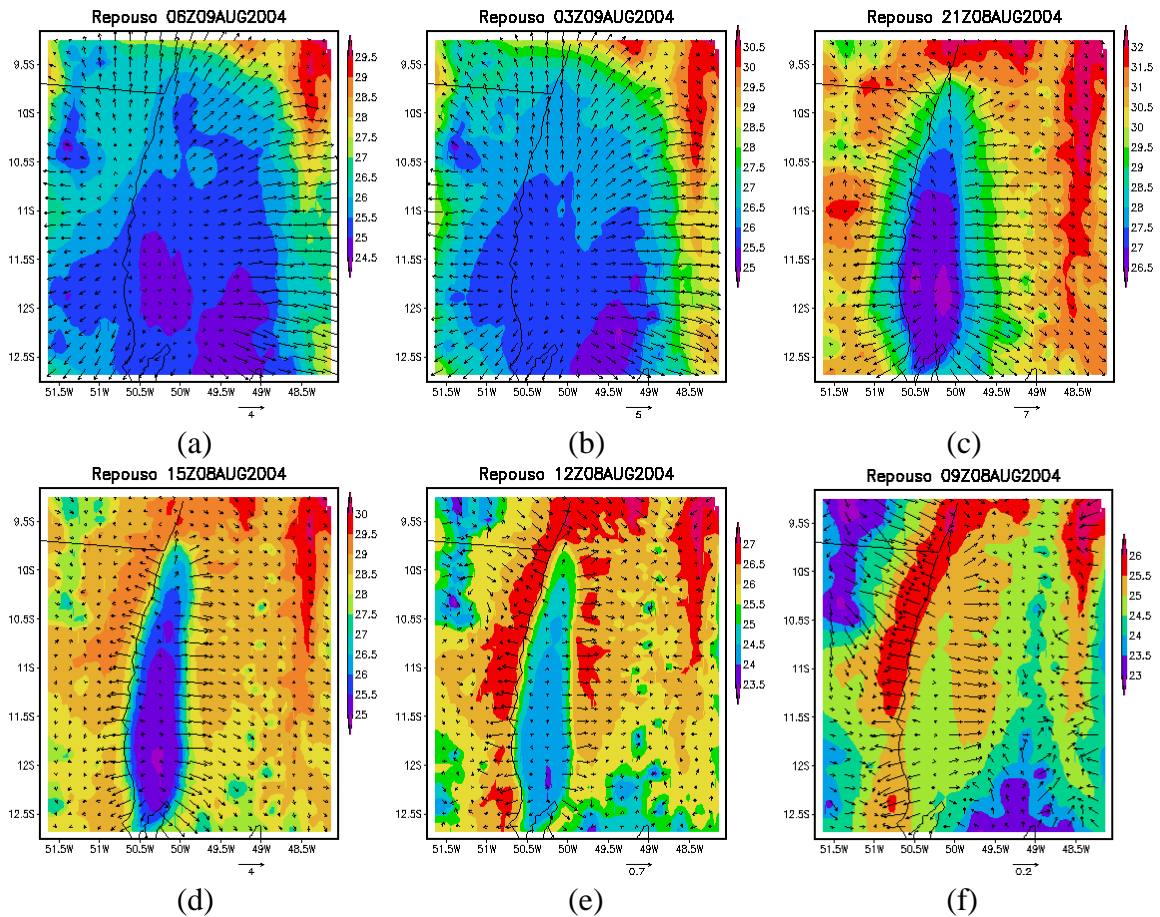
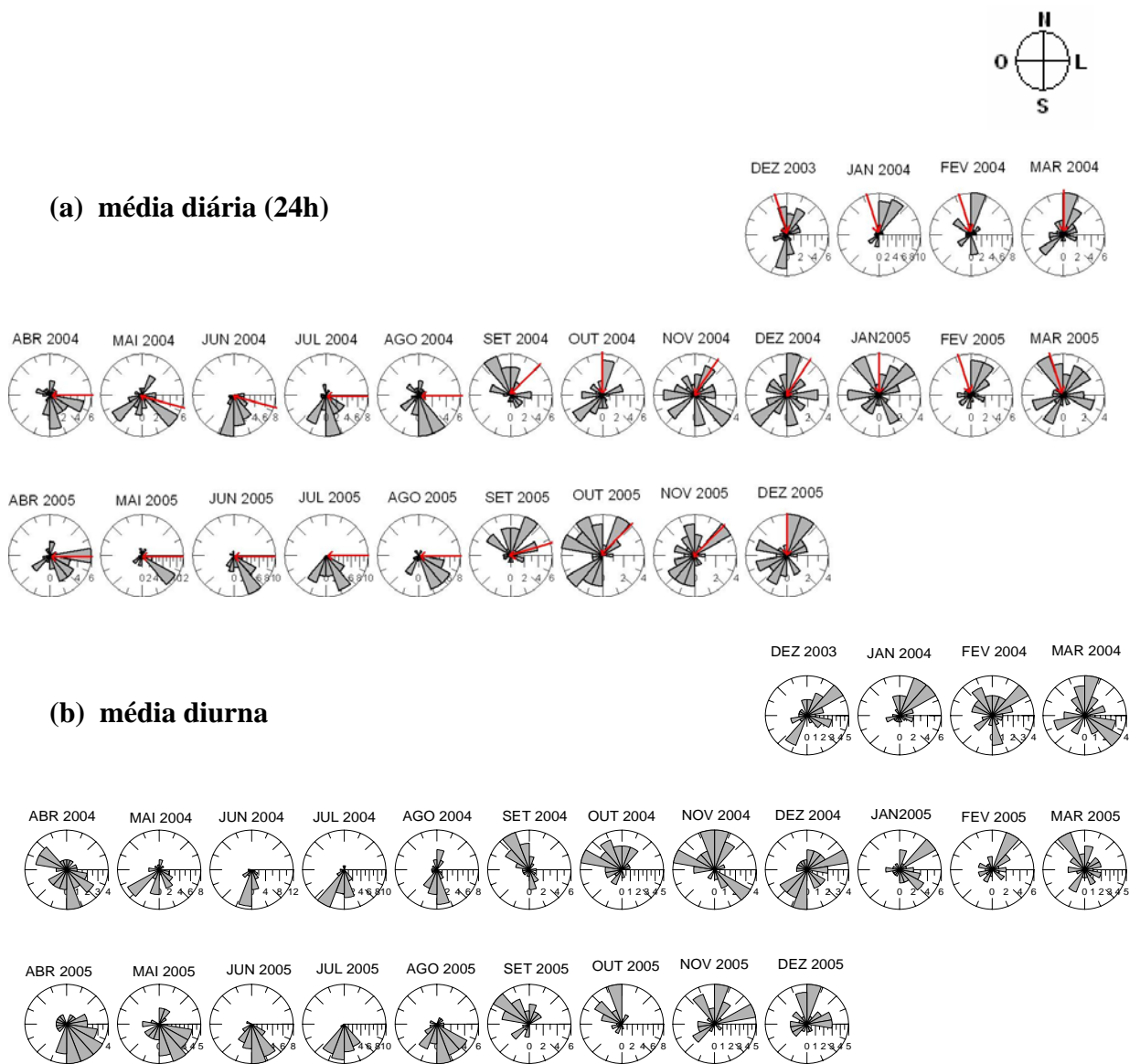


Figura 4.2.15. Campo da velocidade horizontal do vento, ms^{-1} , e temperatura do ar, $^{\circ}\text{C}$, à superfície no experimento Repouso, com Lago prescrito no domínio da IB, nos horários: (a) 17 Dez 15UTC, (b) 17 Dez 18UTC, (c) 18 Dez 00UTC, (d) 18 Dez 03UTC, (e) 18 Dez 06UTC, e (f) 18 Dez 09UTC.

A circulação média do vento à superfície observada na torre da IB (daqui em diante referida como direção média observada) também apresentou um padrão sazonal, sugerido no anemograma médio mensal (**Figura 4.2.16.a**). O anemograma também inclui uma discriminação em períodos diurno e noturno, respectivamente (**Figura 4.2.16.b-c**). A direção média mensal do escoamento do NCEP, durante o período de estudo na região da IB,

é demarcada com a seta vermelha na **Figura 4.2.16.a**. A convenção meteorológica do vento descreve ventos de Norte (0°), de Leste (90°), de Sul (180°) e de Oeste (270°), conforme detalhado na **Figura 4.2.16.a**. Durante os meses de Abril a Agosto (2004 e 2005), no período seco, a direção observada tem componentes de Sul e de Sudeste bem definidas (**Figura 4.2.16.a**). Não se observou diferença substancial entre os períodos diurno e noturno (**Figura 4.2.16.b-c**).



Continua

Continuação

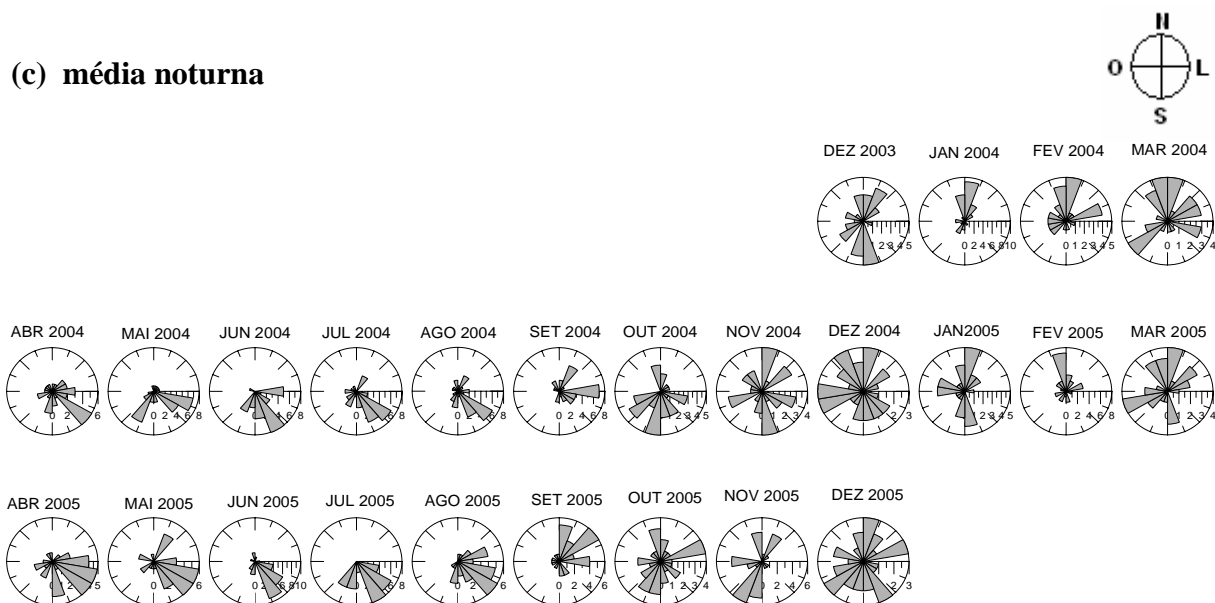


Figura 4.2.16. Direção do vento médio observada na torre micrometeorológica a 42 m de altura, no período de dezembro de 2003 a dezembro de 2005, para (a) média de 24h, (b) média no período diurno (6 as 18h) e (c) média no período noturno (19 as 6h). Nota: a seta vermelha em (a) é a componente do vento médio do NCEP em cada mês.

Período seco

De forma mais detalhada, retomando o raciocínio anterior, observou-se que na fase seca, durante o período diurno, há um giro do vento. Este giro é notado pelo que ocorre, em alguns dias selecionados (como por exemplo dias 06, 10 e 15 de Agosto de 2004, **Figuras 4.2.17.a-c**): o vento tem predominantemente uma componente de Sul à noite, e durante o dia ocorre um giro onde adquire componente de Leste; à noite é recuperada a componente de Sul. Além disso, nota-se que há uma intensificação da velocidade do vento, que aparece como um pico no período diurno, próximo aos horários do giro do vento.

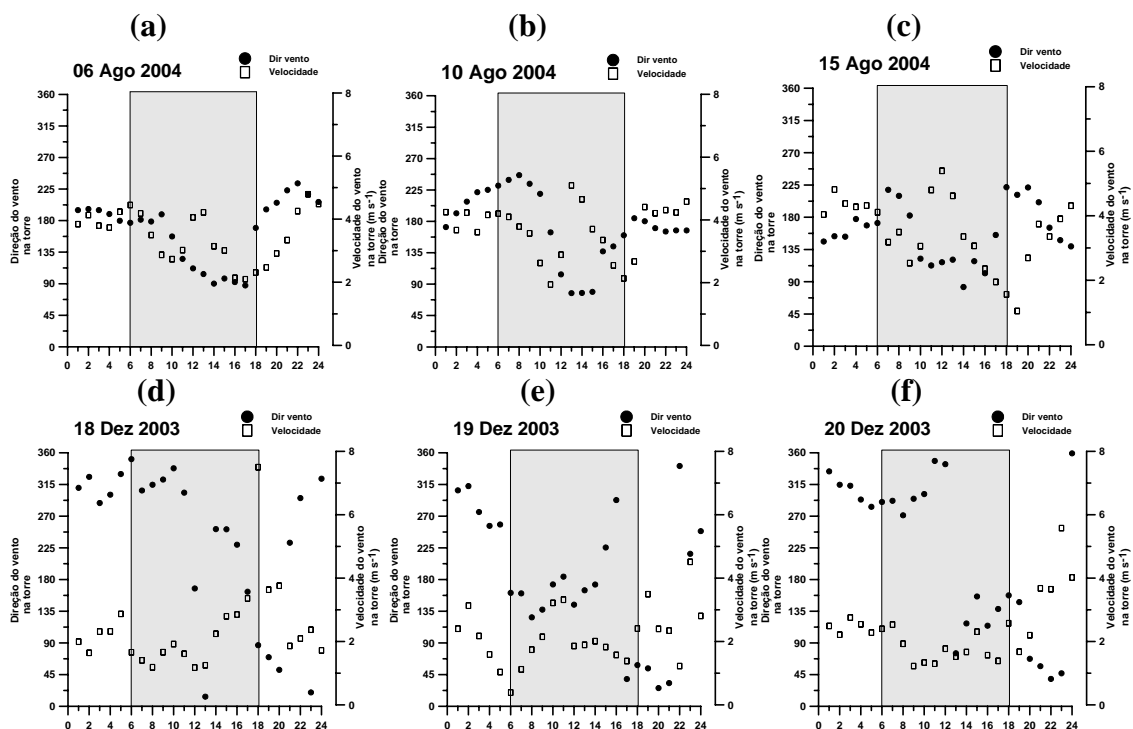


Figura 4.2.17. Velocidade do vento, média horária, observado na torre micrometeorológica a 42 m de altura, direção (círculo preto) e intensidade (quadrado), nos dias (a) 06 Ago 2004, (b) 10 Ago 2004, (c) 15 Ago 2004, (d) 18 Dez 2003, (e) 19 dez 2003 e (f) 20 Dez 2003.

Levantando-se assim, a hipótese de que o giro do vento, para direção de Leste, resultaria da circulação local. A intensificação do vento, geralmente, ocorre mais no período diurno, onde os gradientes de temperatura são mais fortes. Além disso, se a circulação de grande escala é de Leste no período seco, não se descarta também que haja uma composição vetorial da grande escala com a circulação local, reforçando a intensidade do vento.

Durante a noite, o padrão da simulação tem componente de Sul. Pode-se do mesmo modo supor, como hipótese, que a circulação noturna decorra da circulação local, conforme sugerido pelo experimento Repouso, dentro do quadrante de maior probabilidade, Leste-Sul. Nos dias onde não há giro do vento, ou seja, onde a circulação é predominantemente de Sul, conforme sugerido no anemograma médio mensal, também não se descarta como causa, a circulação local. Conclui-se desta forma, como hipótese no período

seco, de que o controle das circulações locais tem uma influência dominante na direção observada do vento.

Período úmido

Durante o período chuvoso, nos meses de Setembro a Março (2004 e 2005), a direção observada tem componentes definidas no quadrante Noroeste-Nordeste (**Figura 4.2.16.a**). Isto reflete o controle da circulação de grande escala, ao caracterizar o regime úmido da atmosfera, como indicam as setas vermelhas. O mês de Setembro, comparado com Agosto, marca nitidamente a diferença na mudança da direção do vento. Nos meses de regime de chuva mais persistente, entre Janeiro a Março, não se nota diferença entre os períodos diurno e noturno (**Figuras 4.2.16.b-c**).

Ocorrem todavia diferenças da direção do NCEP com a direção observada em alguns meses do período úmido, particularmente os da transição de estação, ou seja, Outubro, Novembro e Dezembro. Nestes eventos de transição é onde o padrão do anemograma é mais difuso, ou seja, não há uma direção principal bem definida. Parte da explicação deste anemograma espalhado é que há uma diferença substancial entre o período diurno e o período noturno (**Figuras 4.2.16.b-c**): por exemplo, em Outubro (2004 ou 2005), a direção observada é de quadrante Sul no período diurno, e do quadrante Norte no período noturno. De forma mais detalhada, mostra-se que nestes casos ocorre um giro do vento durante o dia. Tomando como exemplo alguns eventos de dias sem precipitação (dias 18, 19 e 20 de Dezembro de 2003, **Figuras 4.2.17.d-f**), descreve-se o seguinte: o vento observado à noite é predominantemente de Nordeste, e durante o decorrer do dia ocorre um giro onde a direção torna-se de Sul; à noite é recuperada a componente de Nordeste. Próximo dos horários do giro do vento para Sul nota-se uma intensificação da sua velocidade, na forma de um pico secundário, semelhante aos padrões de Agosto (**Figuras 4.2.17.a-c**).

Levanta-se assim a hipótese de que no período úmido a circulação de grande escala é dominante, aparecendo todavia o controle e o padrão da circulação local, durante o período diurno resultante da circulação local dentro do quadrante de possibilidade Leste-Sul. A interferência da circulação local é mais provável nos dias sem precipitação, ou seja, quando o vento de grande escala é mais fraco devido à ausência de sistemas meteorológicos de grande escala, ou igualmente pela ausência de sistemas convectivos regionais que alteram a direção do vento com padrões específicos de sua posição e desenvolvimento.

Resumindo esta discussão, de forma geral, a interpretação dos dados do vento observados na torre da IB, e a possível relação causal resultantes das circulações locais e da grande escala, sugerem como hipótese o quadro resumido na **Figura 4.2.18**.

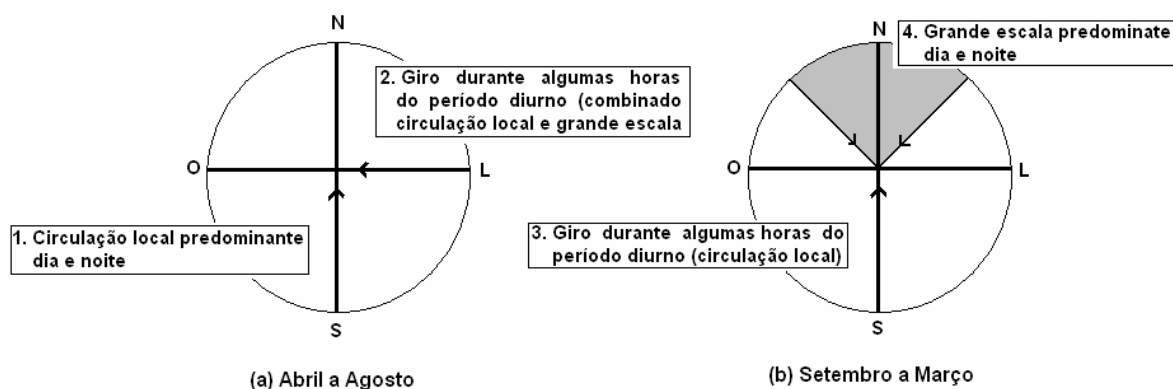


Figura 4.2.18. Esquema resumido da predominância da direção do vento, na torre micrometeorológica a 42 m de altura, da Ilha do Bananal.

Capítulo 5. CONCLUSÕES

Neste trabalho, realizou-se uma análise dos dados observacionais das medidas climáticas e fluxos atmosféricos de momentum, energia, água e CO₂, sobre uma torre micrometeorológica no norte da Ilha do Bananal, TO. A região é caracterizada por vegetação de ecótono, no domínio fisionômico de transição do cerrado para a floresta amazônica, sobre um sistema várzea, onde ocorre um marcante controle do regime de inundação dentro da ilha e nos seus entornos. Foram discutidos os possíveis controles deste ecossistema regional no desenvolvimento dos sistemas meteorológicos, com ênfase na circulação atmosférica e na precipitação.

O clima tem sazonalidade bem definida, com período chuvoso entre outubro e abril, e período seco entre maio e setembro. A inundação ou enchente na região geralmente ocorre aproximadamente três a quatro meses depois do início das chuvas, a partir de Janeiro ou Fevereiro. A região, controlada pelo mínimo anual de oferta de radiação no topo da atmosfera durante o solstício de inverno (21 Junho), apresentou menor incidência de radiação solar durante o período de inundação, e máximos entre o inverno e a primavera, o que mostrou o controle predominante da nebulosidade. Durante a inundação, o fluxo de calor latente à superfície (LE) é o fluxo de energia dominante, em grande parte pela presença da superfície de água livre durante a enchente, e pela alta umidade do solo imediatamente após a cheia, no início da estação seca. Apesar da dominância do termo LE durante a inundação, há um significativo papel do fluxo de calor sensível (H) com sinal positivo, e da troca de calor sensível com a água líquida que aparentemente é uma fonte de calor. Na inundação as percentagens dos termos LE e H em relação ao saldo de radiação são de ~ 62% e 24%, enquanto no final da estação seca são de ~35% e 32%, respectivamente.

Pela observação de uma acentuada senescência e queda das folhas durante o período seco e da semelhança entre os termos LE e H no final da estação seca, foi encontrado

nesta fase da sazonalidade, um tipo de padrão semelhante ao do cerrado restrito e à floresta de terra firme. Por outro lado, há em termos médios na variabilidade sazonal, uma proporcionalidade inversa, entre o saldo de radiação e o fluxo de calor latente, e mais além, ao contrário do que ocorre nas florestas de terra firme da Amazônia e no Cerrado restrito, o que resulta como efeito da singularidade deste ecossistema.

Por meio da avaliação em dois anos de dados, corroborando hipóteses levantadas em períodos mais curtos de dados (Tannus 2004, Rocha 2004), sugeriu-se que a inundação dispara uma forma de estresse por anóxia na vegetação, indicado pela redução do fluxo turbulento médio diurno de CO_2 , que é uma estimativa aproximada de variação da produtividade primária líquida da vegetação. E paralelamente, durante a inundação, notou-se a redução dos fluxos noturnos turbulentos de CO_2 , o que confirma a possibilidade de uma explicação não somente pela redução da respiração autotrófica, mas pela redução da emissão para a atmosfera na forma de fluxos evasivos de CO_2 da superfície aquática, os quais tem controle hidrológico e do vento dominantes. Mesmo com a provável limitação da transpiração, confirmado pela redução da produtividade, o fluxo de calor latente é muito alto durante a inundação, devido à caracterização de um sistema lacustre, com água livre disponível.

Os resultados de dois anos apontam para uma certa variabilidade interanual, marcada por um ano mais seco na estação chuvosa 2004/2005, comparada com a de 2003/2004. O controle do ano mais seco mostrou conseqüências observadas nas trocas radiativas, particularmente no albedo de superfície global e PAR.

Foi sugerido que ocorrem circulações atmosféricas na área de estudo, e na Ilha do Bananal como um todo, controladas pela existência de um sistema lacustre, com base em simulações numéricas do modelo BRAMS e das observações de campo. Esta circulação induziria um pequeno mas substancial escoamento de sul ao longo do eixo norte-sul da ilha, e

mais marcadamente a deflexão do vento nas fronteiras laterais, resultante da divergência de massa na camada limite atmosférica. O regime de ventos na torre micrometeorológica mostrou uma dominância de ventos de sul no período seco, e do quadrante nordeste-noroeste no período chuvoso. Observou-se todavia na torre micrometeorológica, que em ambos os casos há um giro do vento em parte do período diurno, com componente de leste no período seco, e com componente de sul no período chuvoso, que provavelmente resultaram das circulações secundárias locais.

A presença de um sistema lacustre pode controlar a dinâmica dos sistemas de precipitação regional. As simulações numéricas com o modelo BRAMS indicam que os padrões de divergência podem alimentar os sistemas de precipitação na sua trajetória em direção à ilha, aumentando a precipitação antes de atingir a região. De certa forma, o sistema lacustre poderia induzir à redução da chuva no interior da ilha, até mesmo por uma pequena alteração de sua trajetória.

5.1. Sugestões para trabalhos futuros

Propõe-se com trabalhos futuros uma avaliação mais precisa dos fluxos de CO₂ do ecossistema, incluindo-se o termo de armazenamento (fluxo não-turbulento), para se avaliar de forma absoluta os possíveis modos de sumidor ou fonte de CO₂ local. Adicionalmente, devido à evidência da existência de uma fonte de emissão dos fluxos evasivos de CO₂ da superfície aquática, sugere-se que sejam realizados estudos integrados destes termos com os fluxos atmosféricos.

Para o melhor fechamento do balanço de energia durante o período chuvoso, sugere-se que sejam medidos os termos de troca líquida de energia horizontal, também em longo prazo, para compor maior entendimento sobre o assunto.

Na parte de modelagem numérica, sugere-se que sejam realizadas simulações com várias representações de cobertura de vegetação de superfície, e na condição de umidade do solo, durante as fases de transição cheia-inundação, para se verificar os potenciais impactos na circulação regional e nos sistemas precipitantes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA *

AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, U.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A.S.; MARTIN, P.H.; BERBIGIER, P.; BERNHORFER, C.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, San Diego, v. 30, p. 113-175, 2000.

ARYA, S. P. S. **Introduction to Micrometeorology**. New York-USA; Academic Press, 1988, 303 p.

BRUNO, R.D.; ROCHA, H.R. da; FREITAS, H.C. de; GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian rain forest. **Hydrological Processes**, Bristol, 2006. No prelo.

CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. **Boundary Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 25, n. 3, p. 289-321, 1983.

CLARK, T.L.; FARLEY, R.D. Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: a possible mechanism for gustiness. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 41, n. 3, p. 329-350, 1984.

CORREIA, M. F. **Impacto das ações antrópicas no clima do submédio do rio São Francisco: um estudo numérico e observacional**. 181 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R. C. S.; GIELOW, R. Albedo do Pantanal Sul Matogrossense durante o período de transição seco-úmido de 2001-2002. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz de Iguaçu-PR, 2002. **Anais...**, p. 2798-2800, 2002.

CULF, A.D., ESTEVES, J.L. ; Filho, A.O.M.; ROCHA, H. R. da. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. in **Amazon Deforestation and Climate**, eds. J.C.H. Gash, Nobre, C.A. ; Roberts, J.M.; and Victória, R.. John Wiley & Sons, Chichester, UK, p. 175-192, 1996.

CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Cachoeira Paulista, SP, Brasil, INPE/CPTEC. Publicação Mensal, v.18-21, 2004-2006.

DEZZEO, N.; WORBES, M.; ISHII, I.; HERRERA, R. Annual tree rings revealed by radiocarbon dating in seasonally flooded forest of Mapire river, a tributary of the lower Orinoco river, Venezuela. **Plant Ecology**, Dordrecht, v. 168, n. 1, p. 165-175, 2003.

* De acordo com:

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**: informação e documentação: referências: elaboração. Rio de Janeiro, 2005.

- MARENGO, JOSÉ A.; DIAS, P. L. DA S. Mudanças climáticas globais e seus aspectos nos recursos hídricos. In: **Águas Doces no Brasil**, REBOUÇAS, A. C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. G.; p. 63-109, 2000.
- EASTMAN, J. L.; COUGHENOUR, M. B.; PIELKE, R.A. Does grazing affect regional climate? **Journal of Hydrometeorology**, Boston, v. 2, n. 3, p. 243-253, 2001.
- ECOSSISTEMAS BRASILEIROS. Brasil: IBAMA, 2005. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br/ecossistemas/>>. Acesso em: 26/02/2006.
- FINNIGAN, J. Turbulence in plant canopies. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 32, p. 519-571, 2000.
- GAL-CHEN, T.; SOMERVILLE, R. C. J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. **Journal of Computational Physics**, Amsterdam, v.17, n. 2, p. 209-228, 1975.
- GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; de SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, Vienna, v. 78, p. 123-135, 2004.
- GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; ROCHA, H. R. da; MENTON, M. C.; FREITAS, H. C. de; FIGUEIRA, A. M. S.; SOUSA, C. A. D. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO₂ exchange. **Ecological Applications**, Washington, v. 14, n. 4, p. S42-S54, 2004. Supplement.
- GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.
- HEILMAN, J.L., HEINSCH, F.A., COBOS, D.R., MCINNES, K.J. Energy balance of a high marsh on the Texas Gulf Coast: effect of water availability. *J. Geophys. Res.* 105, 22371–22377, 2000.
- HEINSCH, F. A.; HEILMAN, J. L.; MCINNES, K. J.; COBBS, D. R.; ZUBERER, D. A.; ROELKE, D. L. Carbon dioxide exchange in a high marsh on the Texas Gulf Coast: Effects of freshwater availability. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.125, p. 159–172, 2004.
- KAGEYAMA, P. Y.; CASTRO, C. F. A.; CARPANEZZI, A. A. Implantação de matas ciliares: estratégias para auxiliar a sucessão secundária. In: SIMPÓSIO SOBRE MATA CILIAR, 1989, Campinas, **Anais...** Campinas: Fundação Cargill, p.130-143, 1989.
- LARCHER, W. **Ecofisiologia vegetal**. Tradução Carlos Henrique Britto de Assis Prado. São Carlos: Rima Artes e Textos, 2000. 531 p.
- LAWTON, R. O; NAIR, U. S.; PIELKE, R. A.; WELCH, R. M. Climatic impact of tropical lowland deforestation on nearby montane cloud forests. **Science**, Washington, v. 294, n. 5542, p. 584-587, 2001.

LEE, T. J.; PIELKE, R. A.; MIELKE, P. W. Modeling the clear-sky surface energy budget during FIFE 1987. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, Washington, v.100, n. D12, p. 25585-25593, 1995.

LUIZÃO, R. C. C.; COSTA, E. S.; LUIZÃO, F. J. Mudanças na biomassa microbiana e nas transformações do nitrogênio do solo em uma seqüência de idades de pastagens após derruba e queima da floresta na Amazônia central. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 29, n. 1, p. 43-56, 1999.

MESSINGER, F.; ARAKAWA, A. **Numerical methods used in atmospheric models**. Geneva: World Meteorological Organization – International Council of Science Unions, 1976. 64 p. (GARP publications series, 17)

MINISTÉRIO PÚBLICO FEDERAL. Palmas: Procuradoria da República no Estado do Tocantins. Assessoria de Comunicação, 2005. Apresenta notícias sobre a proposição de Ação Civil Pública contra redução da APA do Cantão. Disponível em: <<http://www.prto.mpf.gov.br/intro.php>>. Acesso em: 30 Mar. 2005.

MITTERMEIER, R. A.; WERNER, T.; AYRES, J. M.; FONSECA, G. A. B. da. O país da megadiversidade. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 81, 20-27, 1992.

MYERS, N.; MITTERMEIER, R. A.; MITTERMEIER, C. G.; FONSECA, G. A. B. da; KENT, J. Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, London, v. 403, p. 853-858, 2000.

MONCRIEFF, J.B.; MASSHEDER, J.M. ; BRUIN, H. DE; ELBERS, J. ; FRIBORG, T.; HEUSINKVELD, B.; KABAT, P.; SCOTT, S.; SOEGAARD, H. ; VERHOF, A. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v.189, p.589-611, 1997.

MONCRIEFF, J.B.; MONTENY, B.; VERHOEF, A.; FRIBORG ,TH.; ELBERS, J.; KABAT, P.; BRUIN, H.DE ; SOEGAARD, H.; JARVIS, P.G.; TAUPIN, J.D. Spatial and temporal variations in net carbon flux during HAPEX-Sahel. **Journal of Hydrology**, v.188/189, p.563-588, 1997.

NEGRON-JUAREZ, R.I. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: um estudo de observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, Boston, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NOBRE, A.; VON RANDOW, C.; KRUIJT, B. South America in Flux. In: Fluxnet Workshop Firenze, Dec.2004, **Summary.....**, Firenze-Italy, 2004.

O EXPERIMENTO DE GRANDE ESCALA DA BIOSFERA-ATMOSFERA NA AMAZÔNIA (LBA): Plano experimental conciso. Produzido por Grupo de Planejamento Científico do LBA.

Cachoeira Paulista: CPTEC/INPE, 1996. Disponível em <<http://lba.inpa.gov.br/lba/?p=historico&t=1#>>. Acesso em: 26/02/2006.

OLIVEIRA, M. B.; LEITÃO, M. M. V. B.; MANZI, A. O. Avaliação sazonal dos componentes do balanço de energia no Pantanal. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza-CE. **Anais...**, SBMET, 2004.

OMETTO, J.P. H. B.; NOBRE, A. D.; ROCHA, H. R. da; ARTAXO, P. ; MARTINELLI, L. A. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**, DOI 10.1007/s00442-005-0034-3, 2005.

OTTERMAN, J.; MANES, A.; RUBIN, S.; ALPERT, P.; STARR, D. O'C. An increase of early rains in southern Israel following land-use change? **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 53, n. 4, p. 333-351, 1990.

PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO SÃO ECÓTONOS? 2002. Produzido por J. J. NEIFF & MALVAREZ. Disponível em: <<http://www.neiff.com.ar/documentacion.htm>>. Acessado em: 26/02/2005.

Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal-IBDF/Fundação Brasileira para a Conservação da Natureza – FBCN. Plano de Manejo do Parque Nacional do Araguaia. Brasília; 1985.

REZENDE, A. V. Importância das matas de galeria: manutenção e recuperação. In: RIBEIRO, J. F. (Ed.) **Cerrado: matas de galerias**. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, 1998. p. 3-16.

REZENDE, D.; MERLIN, S. **Carbono social: agregando valores ao desenvolvimento social**. Brasília: Ed. Peirópolis, 2003. 160 p.

REZENDE, D.; MERLIN, S.; SANTOS, M. **Seqüestro de carbono: uma experiência concreta**. 2ª ed. Aparecida de Goiânia: Ed. Poligráfica, 2001. 178 p.

RICHEY, J. E.; MELACK, J. M.; AUFDENKAMPE, A. K.; BALLESTER, V. M.; HESS, L. L. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. **Nature**, London, v. 416, p. 617-620, 2002.

ROCHA, H. R. da; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P. J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a 'single column' model. **Quarterly Journal of the Meteorological Society**, v.122, n. 531, p. 567-594, 1996.

ROCHA, H. R. da. **Modelagem e observações das relações biosfera-atmosfera na região Sudeste**. 1998. 142 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C.; DIAS, M. A. F. S.; LIGO, M. A.; CABRAL, O. M. R.; TANNUS, R. N.; ROSOLEM, R. Measurements of CO₂ exchange over a woodland savanna (Cerrado Sensu stricto) in southeast Brasil. **Biota Neotropica**, Campinas, SP, v. 2, n. 1, 2002.

ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C.; PINTO, L. D. V. O.; MENTON, M.; GOULDEN, M.; MILLER, S.; FIGUEIRA, M. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological applications**, EUA, v. 14, n. 4, p. S22-S32, 2004.

ROCHA, H.R. da, FREITAS, H. C.; ROSOLEM, R.; TANNUS, R. N.; JUAREZ, R. I. N.; LIGO, M. V.; CABRAL, O. M. R.; MESQUITA, H.; BITTENCOURT, M. Ciclo hidrológico e microclima. In **O Cerrado Pé de Gigante – Ecologia e Conservação**, 312 p. Eds. V. R. Pivello e E. M. Varanda, São Paulo, SMA, Imprensa Oficial do Estado de São Paulo, p. 52-60, 2005.

ROCHA, H. R. da; FREITAS, H. C. de; ACOSTA, R.; TATSCH, J. D.; BRUNO, R. D.; OLIVEIRA, L. S.; TANNUS, R. N.; NEGRON-JUAREZ, R.; COLLICCHIO, E.; BORMA, L.; ZANCHI, F. B.; CABRAL, O. M. R.; LIGO, M.; KURZATKOWSKI, D.; RIBEIRO, R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; NOBRE, A. C.; MANZI, A.; WOFYSY, S. C.; SALESKA, S. R.; KRJUIT, B.; VON RANDOW, C. Patterns of water, heat and CO₂ fluxes measured by flux towers across tropical forest, ecotone-floodplain and savanna ecosystems in Brazil. ILEAPS SCIENCE CONFERENCE, 1, 2006, Boulder, CO, USA. **Proceedings...**, Helsinki: Finnish Association for Aerosol Research, p. 215-216, 2006.

ROSOLEM, R. **O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a Rodovia Cuiabá-Santarém**. 2004. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOFYSY, S. C.; ROCHA, H. R. da; CAMARGO, P. B. de; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; FREITAS, H. C. de; HUTYRA, L. ; KELLER, M.; KIRCHHOFF, V.; MENTON, M.; MUNGER, J. W.; PYLE, E. H.; RICE, A. H.; SILVA, H. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, Washington, v. 302, n. 5650, p. 1554-1557, 2003.

SANTOS, J. G. M.; SILVA, G. A. Características da circulação atmosférica associada com déficit de chuva sobre o setor sudeste da Amazônia – estudo de caso para o verão de 2004/2005. IAG/USP, <e-mail:guimartins@model.iag.usp.br>.

SILVA DIAS, M. A. F.; DOLMAN, A. J.; SILVA DIAS, P. L.; RUTLEDGE, S. A.; ZIPSER, E. J.; ARTAXO, P.; MANZI, A.; MARENCO, J.; NOBRE, C.A.; KABAT, P. Rainfall and surface processes in Amazonia during the WETAMC/LBA: an overview. ICSHMO, 6, 2000, Santiago, Chile. **Preprints...**, Milton, Mass., USA: American Meteorological Society, 2000, p. 249-259.

SILVA, J. M. C. da; BATES, J. M. Biogeographic patterns and conservation in the South American Cerrado: a tropical savanna hotspot. **Bioscience**, Washington, v. 52, n.3, p. 225-233, 2002.

SOUZA, A. L. F. de; SILVA DIAS, M. A. F. Condições meteorológicas relacionadas a complexos convectivos de mesoescala (CCM) na Amazônia: um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília. **Anais...**, Brasília: SBMET, 1998.

SOUSA, C. A. F. de; SODEK, L. The metabolic response of plants to oxygen deficiency. **Brazilian Journal of Plant Physiology**, Londrina, v.14, n.2, p.83-94, 2002.

- STEIN, U.; ALPERT, P. Factor Separation in Numerical Simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**. Boston, v. 50, n. 14, p. 2107–2115, 1993.
- STIVARI, S. M. S. **Um estudo da brisa lacustre do Lago de Itaipu**. 1999. 126 p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Astronomia, Geociências e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- STULL, R. B. **An introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 1988, 666p.
- TANNUS, R. N. **Funcionalidade e sazonalidade sobre Cerrado e sobre ecótono Floresta-Cerrado: uma investigação com dados micrometeorológicos de energia e CO₂**. 2004. 92 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.
- VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B., DE OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, 2004.
- WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.
- ZIEGLER, C. L.; MARTIN, W. J.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L. A modeling study of the dryline. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Boston, v. 52, n. 2, p. 263-285, 1995.

APÊNDICE

1. O termo ecótono

Ecotonia (resultando **Ecótono**) é uma palavra de origem grega, composta por “tonia, tono”, que significa “tensão”, que somada ao prefixo “eco” significa **área ou zona de tensão**. É um termo criado por Clements (1905) para “uma associação de transição produzida por outras duas, por invasão mútua”. Refere-se à transição entre duas comunidades (uma área com parâmetros intermediários), onde ocorre tensão entre ambas (uma comunidade interage, interfere, na outra). Do ponto de vista da dinâmica da vegetação, existe baixa previsibilidade.

“Transição entre duas ou mais comunidades diferentes. É uma zona de união ou um cinturão de tensão que poderá ter extensão linear considerável, porém mais estreita que as áreas das próprias comunidades adjacentes. A comunidade do ecótono pode conter organismos de cada uma das comunidades que se entrecortam, além dos organismos característicos” (Odum, 1972).

“Zona de contato entre duas formações com características distintas. Áreas de transição entre dois tipos de vegetação. A transição pode ser gradual, abrupta (ruptura), em mosaico ou apresentar estrutura própria” (ACIESP, 1980).

“Zona de contato ou transição entre duas formações vegetais com característica distintas” (Resolução nº 12, de 4.05.94, do CONAMA).”

2. O termo várzea

As várzeas são áreas de planícies inundáveis (*floodplain* em inglês). Ocorrem na faixa e vizinhanças por onde corre o rio, isto é, no canal e na área de inundação, que é permanente ou temporal. Nas várzeas, o transporte lateral do rio é importante, pois as pequenas diferenças de cota, que marcam as planícies, alagam grandes extensões.

Do ponto de vista ecológico, há portanto uma razoável previsibilidade da dinâmica da vegetação existente, devido ao forte controle do pulso sazonal das cheias.

“As planícies de inundação são ecótonos? (Neiff e Malvarez, 2005)”

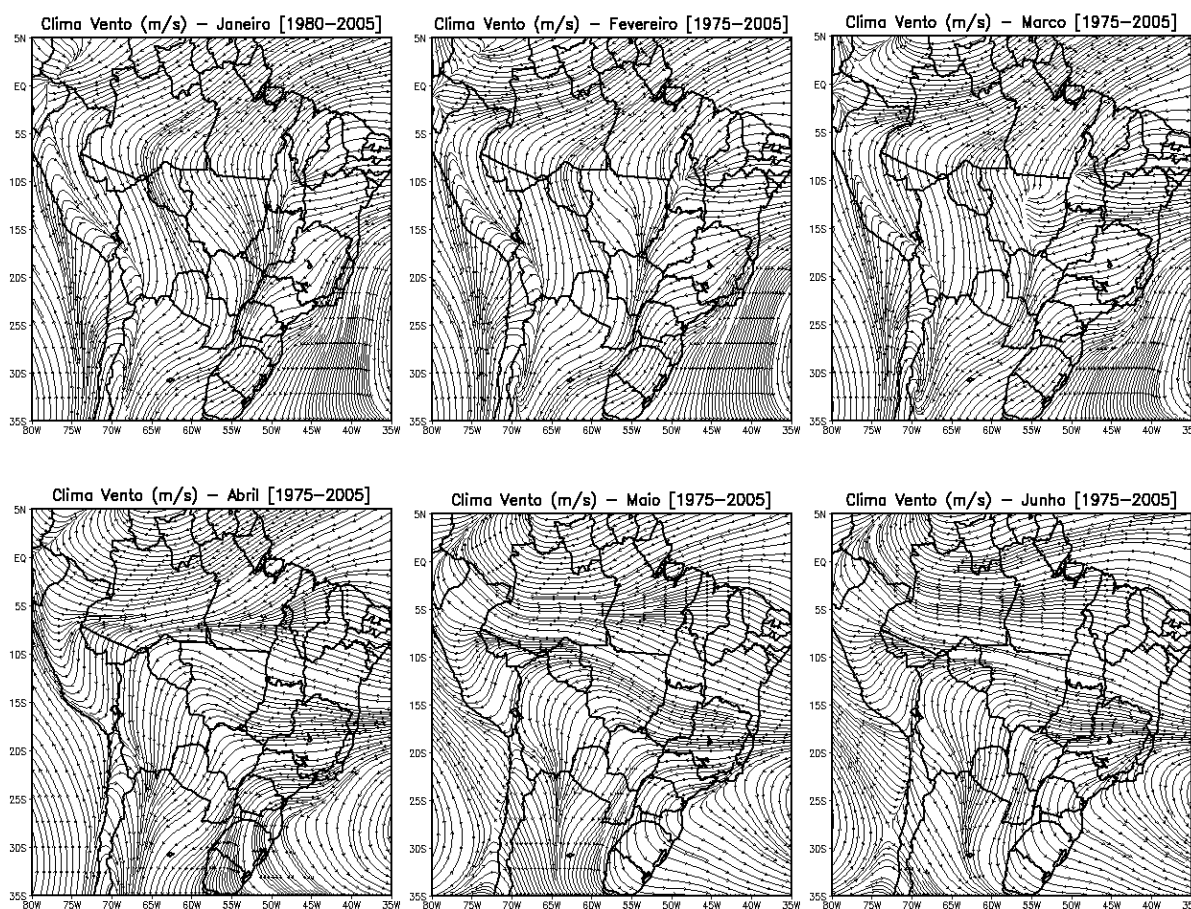
Segundo estes autores, as áreas úmidas foram definidas como *ecótonos terra-água* no hemisfério norte na década de 1980, porque sua estrutura e funcionamento não são compreensíveis segundo os modelos de ecossistemas terrestres nem tão pouco como os modelos de lagos. No começo, a idéia foi aceita sem grandes críticas porque as áreas úmidas “não existiam” na maioria das investigações limnológicas e ecológicas anteriores a 1980, devido à dificuldade do seu estudo. Apesar do avanço do conhecimento nas últimas décadas, um dos temas centrais e mais polêmicos tem sido definir se estes sistemas são ou não ecótonos. Não é um problema semântico mas sim essencial, que tem implicações quanto à delimitação do sistema, à análise dos fluxos biogeoquímicos, ao funcionamento e estabilidade, aos critérios de manejo, à norma legal e à estratégia de conservação a adotar. Nesta contribuição, discute-se se as planícies de inundação podem ser ou não ecótonos, se são zonas de transição entre terra e água, e se são áreas de tensão entre ambos os sistemas. As planícies de inundação, especialmente nos grandes rios, compreendem mosaicos de ecossistemas que, globalmente constituem um subsistema. As ilhas e o curso do rio constituem outros subsistemas independentes entre aqueles onde existe um fluxo de informação de forma predominantemente horizontal. Conclui-se que as várzeas são macroecossistemas que não tem características de transição entre os ecossistemas terrestres e os aquáticos. Dentro das planícies inundáveis podem existir localmente *ecótonos* (áreas intermediárias de tensão entre duas comunidades) e também *contínuos* dependendo da gradação dos intercâmbios ambientais e especialmente do regime hidrológico.

3. Estresse por anóxia

“As plantas, em condições naturais ou experimentais, podem ser submetidas à disponibilidade de O₂ que varia desde os teores normais (**normoxia**), pela deficiência (**hipoxia**) ou até mesmo pela ausência (**anoxia**) (Sousa & Sodek, 2002)”.

4. Climatologia da circulação atmosférica à superfície do NCEP

São mostrados os campos climatológicos de vento do NCEP à superfície (**Fig. A.1**), calculados no período 1980 a 2004, com resolução de 2,5° x 2,5°.



Continua

Continuação

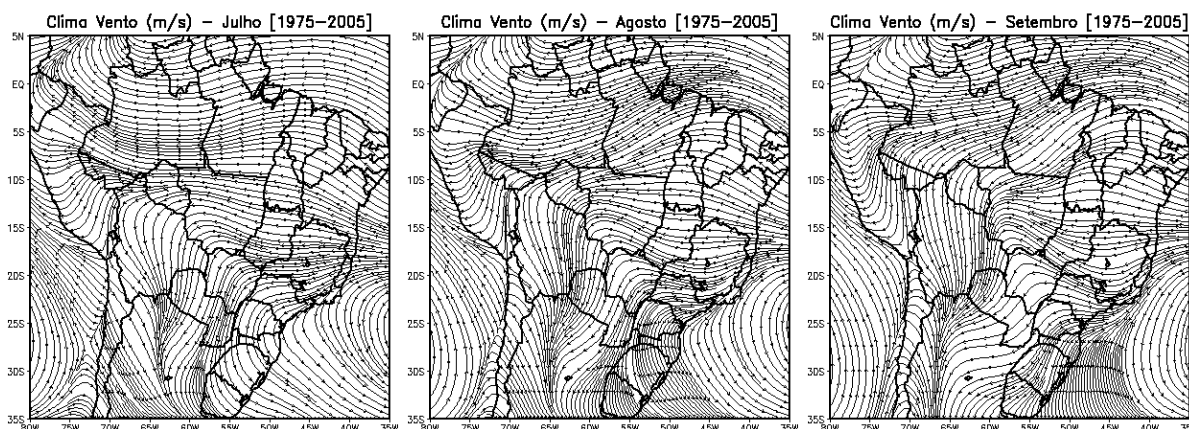


Figura A.1 – Campo horizontal climatológico [1975-2005] de vento no nível de 925 hPa do NCEP.

3. Registros das réguas hidrológicas

Os dados de cotas medidos no experimento da Ilha do Bananal são apresentados na Tabela 3.3.3.1, do período de 03 de novembro de 2003 a 15 de setembro de 2005.

Tabela 3.3.3.1 – Altura da lâmina d'água nas réguas limnológicas do experimento da Ilha do Bananal.

Data	Rio Javaezinho (cm)	Lagoa Chave começo (cm)	Lagoa Chave final (cm)	Torre (cm)
03/11/2003	11,5	11,5	11,5	Seco
23/11/2003	68	24	24	Seco
19/12/2003	152	86	86	Seco
14/01/2004	186	120	120	Seco
05/02/2004	452	485	476	Seco
21/02/2004	708	641	636	204
18/03/2004	809	Inundada	Inundada	300
19/03/2004	814	Inundada	Inundada	306
22/04/2004	714	695	685	355
07/05/2004	677	613	613	168
08/05/2004	672	608	608	162
09/05/2004	664	600	600	164
05/06/2004	-	-	-	Seco

Continua

Continuação

Data	Rio Javaezinho (cm)	Lagoa Chave começo (cm)	Lagoa Chave final (cm)	Torre (cm)
18/07/2004	406	480	-	Seco
19/07/2004	105	470	-	Seco
20/07/2004	103	458	-	Seco
21/07/2004	103	452	-	Seco
22/07/2004	102	440	-	Seco
23/07/2004	102	440	-	Seco
25/08/2004	44	31	31	Seco
27/09/2004	0,05	20,8	19	Seco
28/10/2004	18	10	10	Seco
29/10/2004	24	10	10	Seco
30/11/2004	63	17,5	17,5	Seco
12/11/2004	88	19	19	Seco
12/12/2004	95	19,5	19,5	Seco
13/12/2004	99	20,5	20,5	Seco
11/01/2005	220	155	156	Seco
12/01/2005	224	160	161	Seco
06/02/2005	409	343	343	Seco
17/02/2005	-	378	379	Seco
09/03/2005	512	447	447	102
16/03/2005	498	438	438	87
26/03/2005	598	469	469	121
22/04/2005	547	482	482	139
14/05/2005	436	371	371	36
02/06/2005	267	200	200	Seco
04/06/2005	254	189	189	Seco
26/07/2005	65	37	37	Seco
14/09/2005	-	17	16	Seco

(-) Ausência de informação, Seco = sem água aparente sobre a superfície e Inundado.

Altura da régua de cota por ponto: Javaézinho (8m), Lagoa Chave Início (6m), Lagoa Chave Final (6m) e Torre (4m).

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)