



Universidade Federal de Campina Grande - UFCG

Centro de Tecnologia e Recursos Naturais - CTRN

Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas - UACA

Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EFEITOS DA HETEROGENEIDADE DA SUPERFÍCIE NA
COBERTURA DE CÚMULOS RASOS**

Priscilla Teles de Oliveira
Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB
Fevereiro de 2010

PRISCILLA TELES DE OLIVEIRA

**EFEITOS DA HETEROGENEIDADE DA SUPERFÍCIE NA
COBERTURA DE CÚMULOS RASOS**

Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Meteorologia da
Universidade Federal de Campina
Grande, em cumprimento às exigências
para obtenção do título de Mestre.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Subárea: Modelagem Numérica da Atmosfera

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB
Fevereiro de 2010

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

O48e

Oliveira, Priscilla Teles de

Efeitos da heterogeneidade da superfície na cobertura de cúmulos rasos / Priscilla Teles de Oliveira. — Campina Grande, 2010.

51f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.

1. Cúmulos Rasos 2. Cobertura do Solo 3. BRAMS I. Título.

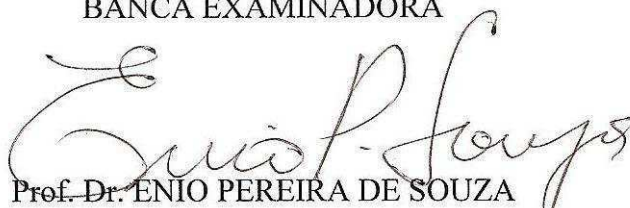
CDU 551.513.22(043)

PRISCILLA TELES DE OLIVEIRA

EFEITOS DA HETEROGENEIDADE DA SUPERFÍCIE NA COBERTURA DE
CÚMULOS RASOS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 19/02/2010

BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RANYERE SILVA NOBREGA
Departamento de Ciências Geográficas
Universidade Federal de Pernambuco

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a meus pais Ramos e Valéria, pelo maior exemplo de cumplicidade, amor, compreensão. Por ter me ensinado tudo o de melhor: a ter responsabilidade, a ser uma pessoa honesta, a sempre lutar pelo o que quero... Pelo sacrifício para tornar tudo o melhor possível para mim e para meu irmão.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por estar sempre comigo, sempre me dando forças, me ajudando a superar obstáculos e me oferecendo tudo o de melhor para uma vida maravilhosa.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia, pela oportunidade.

A CAPES pelo apoio recebido através de bolsa de estudo.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Enio Pereira de Souza, pela confiança e dedicação.

Aos membros da banca examinadora pelas sugestões para melhora do trabalho.

A meus pais, que sempre me incentivaram e me ensinaram que o estudo é de grande importância na vida.

A meu irmão Pierre, que sempre está ao meu lado, pela nossa bela amizade e por seu enorme carinho.

A meu namorado e amigo Diego, que no decorrer destes dois anos sempre esteve ao meu lado e foi muito especial em minha vida.

A todos meus amigos, principalmente minhas amigas irmãs Luanna e Luedja, pela amizade e ajuda sempre que necessário.

A todos os colegas do curso de graduação em Meteorologia e do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, que se tornaram verdadeiros amigos, sempre disponíveis quando precisei, que fazem parte da minha vida.

A todos os professores que fazem parte da UACA, principalmente Francisco de Assis Salviano de Sousa, Célia Campos Braga, José Ivaldo Barbosa de Brito e Enilson Palmeira Cavalcanti, que sempre me ajudaram no decorrer do curso.

A todos os funcionários que fazem parte da UACA principalmente Eyres Diana Ventura Silva e Divanete Cruz Rocha Farias, pela disposição e boa vontade em ajudar sempre que solicitadas.

A biblioteca, pelo oferecimento do acervo bibliográfico que foram de essencial ajuda para realização deste trabalho.

Enfim, a todos que de qualquer forma contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo verificar a influência que a cobertura do solo exerce sobre a formação de cúmulos rasos através de simulações de mesoescala. Para realização do estudo foi utilizado o modelo atmosférico BRAMS. Foram realizadas simulações para a região da Amazônia com duas diferentes coberturas do solo, uma com floresta e outra com três áreas da floresta substituídas por pastagem, ambas com topografia plana. A simulação foi para o período de 1 a 10 de outubro de 2007. Verificou-se que a substituição de algumas áreas de floresta por pastagem causa um aumento da cobertura de cúmulos rasos em todo o domínio. Nas áreas desmatadas, o aumento ou não na nebulosidade depende da umidade atmosférica e também da distribuição de precipitação. A temperatura do ar, a razão de mistura e os fluxos da superfície são alterados de acordo com a distribuição de precipitação em cada área. Os resultados deste trabalho sugerem que o aumento ou não da cobertura de cúmulos depende de uma ampla gama de condições atmosféricas e da característica da superfície.

Palavras chaves: Cúmulos rasos, cobertura do solo, BRAMS.

EFFECT OF SURFACE HETEROGENEITY ON THE SHALLOW CUMULUS COVER.

ABSTRACT

The objective of this study was to verify the influence of the soil cover on the shallow cumulus activity through mesoscale model simulations. For this study we used the BRAMS atmospheric model. Two simulations were performed for the Amazon region with two different soil cover type: one forested and other with some areas of forest replaced by pasture both with flat topography. The model was run for the time period from 1 to 10 October 2007. We verified that replacing some forested areas for pasture causes an increase of shallow cumulus cover over the domain as a whole. In the deforested areas whether the cumulus area increases or not depends on the atmospheric moisture and of the precipitation distribution as well. Air temperature, mixing ratio and surface fluxes are changed according to the precipitation distribution in each area. Our results suggest that an increase or decrease of the shallow cumulus cover depends on a wide variety of atmospheric conditions and the characteristic surface.

Key words: Shallow cumulus, soil cover, BRAMS.

SUMÁRIO

	Pág.
Lista de figuras	9
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	10
1.1. Objetivo	12
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	13
2.1. Experimentos na Amazônia	13
2.3. Modelagem Numérica da Amazônia	15
2.2. Parametrização de convecção	18
CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS	21
3.1. BRAMS	21
3.2. Parametrização de Convecção Rasa	21
3.3. Descrição do Esquema Grell	23
3.4. Esquema de Cobertura de Cúmulos Rasos	23
3.5. Região de estudo	24
3.6. Descrição dos Experimentos	25
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
4.1. Precipitação	30
4.2. Cobertura de Cúmulos Rasos em 1 km	33
4.3. Razão de mistura	35
4.4. Saldo de radiação	37
4.5. Fluxo de calor latente	39
4.6. Fluxo de calor sensível	41
4.7. Temperatura	43
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES	46
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 Região de estudo e áreas substituídas por pastagens	24
Figura 2 a) Cobertura média de cúmulos rasos e b) Diferença de cobertura de nuvem rasa entre pastagem e floresta em 800 m (%)	27
Figura 3 a) Cobertura média de cúmulos rasos e b) Diferença de cobertura de nuvem rasa entre pastagem e floresta em 1300 m (%)	28
Figura 4 Vento médio em 800 m	29
Figura 5 Razão de mistura em superfície	29
Figura 6 Precipitação (Área 1)	31
Figura 7 Precipitação (Área 2)	32
Figura 8 Precipitação (Área 3)	32
Figura 9 Cobertura de Cumulos Rasos em 1 km (Área 1)	34
Figura 10 Cobertura de Cumulos Rasos em 1 km (Área 2)	34
Figura 11 Cobertura de Cumulos Rasos em 1 km (Área 3)	35
Figura 12 Razão de Mistura (Área 1)	36
Figura 13 Razão de Mistura (Área 2)	36
Figura 14 Razão de Mistura (Área 3)	37
Figura 15 Saldo de radiação (Área 1)	38
Figura 16 Saldo de radiação (Área 2)	38
Figura 17 Saldo de radiação (Área 3)	39
Figura 18 Fluxo de calor latente (Área 1)	40
Figura 19 Fluxo de calor latente (Área 2)	40
Figura 20 Fluxo de calor latente (Área 3)	41
Figura 21 Fluxo de calor sensível (Área 1)	42
Figura 22 Fluxo de calor sensível (Área 2)	42
Figura 23 Fluxo de calor sensível (Área 3)	43
Figura 24 Temperatura (Área 1)	44
Figura 25 Temperatura (Área 2)	44
Figura 26 Temperatura (Área 3)	45

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

O comportamento do sistema climático é largamente controlado por transferências de propriedades que ocorrem em interfaces. O subsistema climático mais ativo, a atmosfera, é essencialmente forçado por fluxos de superfície, nas interfaces atmosfera-oceano e atmosfera-solo. A região da atmosfera (e do oceano) próxima da interface, a camada limite, desempenha um papel crucial nessa interação, mediando e, até certo ponto, regulando o transporte de calor, umidade e momento angular.

Atualmente há uma grande atenção na comunidade científica sobre a importância das florestas tropicais no controle do clima regional e global. A forma que o homem vem usando os recursos naturais pode ter relações diretas com as alterações no clima. Nos últimos tempos grande parte do território brasileiro vem sofrendo transformação em relação ao uso e cobertura do solo, onde se encontram desde altas taxas de desflorestamento a expansão de áreas para uso agrícola. A substituição da cobertura original do solo, por exemplo, floresta por pastagens, modifica as interações entre o sistema solo-planta-atmosfera.

Dentro dessa questão, o desmatamento das florestas tropicais se tornou uma das maiores preocupações. Uma grande variedade de processos físicos relaciona a mudança do uso do solo com alterações climáticas, sendo a maioria delas ligada ao balanço de energia na superfície. Essa questão tem sido investigada através de experimentos de campo [ABRACOS – “*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation study*” (Gash et al., 1996) e o LBA – “*Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazônia*” (Silva Dias et al. 2002)] ou de estudos envolvendo simulações atmosféricas com modelos diversos. Porém, para que haja um aperfeiçoamento desses modelos e uma consequente melhora dos resultados e previsões, é necessário, além de uma parametrização mais adequada, um entendimento mais detalhado das interações dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos, e ainda, aqueles associados com a Camada Limite Atmosférica – CLA (Rocha, 1992). A Floresta Amazônica tem recebido atenção destacada nesses estudos devido a fatores como sua extensa dimensão territorial e a elevada taxa de desmatamento apresentada.

Os fluxos da camada limite processam-se em diferentes escalas. Nas escalas muito pequenas, da ordem de alguns milímetros, os fluxos são bem descritos como

processos de difusão molecular. Nas escalas maiores, até a dimensão da própria camada limite, os fluxos têm uma natureza turbulenta. Os turbilhões de maior dimensão na camada limite incluem correntes ascendentes, nas quais pode ocorrer condensação, com formação de nuvens convectivas. Nesse caso de mudança de cobertura do solo, observa-se uma modificação qualitativa da estrutura da baixa atmosfera, afetando a distribuição não só dos próprios fluxos, de calor, umidade e momentum, como os fluxos de radiação solar e terrestre, afetando assim a formação de nuvem cúmulos rasos.

As nuvens de camada limite influenciam diretamente a circulação global e o ciclo hidrológico visto intensificarem o transporte vertical de calor, umidade e momento, particularmente, na Zona de Convergência Intertropical - ZCIT, no ramo ascendente da célula de Hadley. Recentemente, foi sugerido que as nuvens do tipo stratocúmulos e cúmulos desempenham um papel significativo na circulação atmosférica tropical e subtropical (Philander et al., 1996; Siebesma, 1998; Larson et al., 1999). Por outro lado, estas nuvens afetam o estado do tempo local.

Um aspecto interessante da cobertura de cúmulos rasos é uma tendência de aumento da sua cobertura sobre superfícies cuja cobertura vegetal foi substituída de floresta para pastagem, desde que a escala do desmatamento seja da ordem de 100 km. Cutrim et al (1995) sugeriram que, por volta das 14 HL, uma região desmatada, no estado de Rondônia, apresentava cobertura de cúmulos rasos maior do que a vizinhança. Usando técnicas modernas de sensoriamento remoto, Wang et al. (2009) constataram esse aumento de cobertura de cúmulos para a região desmatada de Rondônia e especularam que características diferenciadas de desenvolvimento de Camada Limite e circulações locais entre floresta e pastagem (Souza et al., 2000) podem responder por esse fenômeno.

Por essas razões, uma boa representação da convecção em cúmulos é amplamente reconhecida como um aspecto fundamental do desenvolvimento de modelos de previsão do tempo e de simulação do clima (Tiedtke, 1987).

1.1. Objetivo

Verificar a influência que a cobertura do solo exerce sobre a formação de Cúmulos Rasos através de simulações de mesoescala.

Objetivos específicos:

- Analisar a cobertura de cúmulos sobre toda a região de estudo, sobre a área de floresta e a área de pastagem;
- Analisar a cobertura de cúmulos rasos sobre áreas específicas da região, a fim de obter maiores detalhes entre as diferentes coberturas do solo;
- Obter as características das diferentes coberturas do solo para determinadas variáveis.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Experimentos na Amazônia

Importantes estudos de campo vêm sido realizados na Amazônia, com o objetivo de coletar dados para aumentar o conhecimento sobre a interação floresta atmosfera. Contribuindo, dessa forma, para estudos sobre a parametrização dos modelos de pequena, meso e grande escala. Dentre esses projetos destacam-se o ARME – “*Amazon Region Micrometeorology Experiment*”, realizado em Manaus-AM entre 1983 e 1986, o ABLE – “*Amazonian Boundary Layer Experiment*” (1992-1994), o ABRACOS – “*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation study*” (1990-1995), o RBLE – “*Rondonia Amazonian Boundary Layer Experiment*” (1992-1994), o LBA – “*Large Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia*” (1996).

As primeiras medidas micrometeorológicas na Amazônia foram realizadas nos anos 1980 no experimento ARME (Shuttleworth, 1988). Durante o experimento ARME foram feitas medidas rotineiras do clima próximo à superfície, a proporção de chuva interceptada e re-evaporada do dossel, e a condição de umidade do solo para um período de 25 meses, medidas estas coletadas na Reserva Ducke, próximo a cidade de Manaus. Medidas adicionais do balanço de energia, incluindo radiação, fluxos de calor sensível e calor latente, gradientes verticais de temperatura, de umidade e de vento, e medidas fisiológicas das plantas foram realizadas durante quatro campanhas intensivas de coletas de dados.

Os dados coletados no experimento ARME foram utilizados para construir e calibrar um modelo micrometeorológico unidimensional da interação floresta-atmosfera para o sítio da Reserva Ducke. O conjunto de dados micrometeorológicos foi também utilizado para calibrar vários modelos de condutância de superfície (Dolman et al., 1991) e os esquemas de superfície acoplados ao Modelo de Circulação geral da Atmosfera – MCGA (Sellers et al., 1989). Os dados foram também úteis para avaliar a habilidade dos MCGA ao simular as trocas entre a superfície e a atmosfera. Esses exercícios de calibração revelaram que muitas parametrizações precisavam ser melhoradas, em particular a descrição da convecção e da perda por interceptação.

Enquanto o experimento ARME se concentrou na superfície, o experimento ABLE, se preocupou no transporte atmosférico. O experimento foi designado para estudar a taxa de troca de massa entre a superfície e a CLA, e os processos pelos quais os gases e aerossóis são transportados entre a camada limite e a troposfera livre. O experimento ABLE foi uma colaboração entre cientistas americanos e brasileiros. Os resultados desse experimento mostraram, entre muitos outros aspectos, que o ar acima da floresta Amazônica é extremamente limpo durante o período úmido; porém, bastante sujo na estação seca, como resultado da queima da biomassa.

No fim dos anos 1980 houve uma crescente preocupação sobre os possíveis efeitos do desflorestamento da Amazônia no clima, mas embora a representação da floresta tropical nos modelos estivesse relativamente bem parametrizada, havia pouco conhecimento sobre as propriedades da superfície após a derrubada da floresta. O projeto ABRACOS foi designado para abordar essa questão e estender a escala temporal e espacial das medidas na floresta que estavam concentradas, até então, na Amazônia central para períodos de poucos meses. Neste projeto as medidas foram concentradas em três localizações: Manaus, na região central; Rondônia, no sudoeste, e Pará, no leste da Amazônia (Gash et al. 1996). Em cada localidade, pares de sítios floresta-pastagem foram estabelecidos e o monitoramento do clima e da umidade do solo foram realizados durante vários anos.

O sítio de Rondônia foi selecionado para obtenção de medidas da camada limite por possuir uma grande área de floresta justaposta a uma área desflorestada, grande o suficiente para desenvolver sua própria CLA característica. Para testar essa hipótese, as medidas de superfície coletadas no projeto ABRACOS foram complementadas entre 1992 e 1994 por uma série de três campanhas de radiossondagens da CLA, no experimento designado RBLE, que foram realizadas durante o período seco. Os resultados do experimento RBLE mostraram que a camada limite convectiva (CLC) apresenta diferentes profundidades sobre os dois tipos de vegetação durante o dia, em resposta ao diferente particionamento do saldo de radiação à superfície.

O projeto LBA (Silva Dias et al., 2002) é uma iniciativa de pesquisa internacional, liderada pelo Brasil, concebido para criar um novo conhecimento necessário para entender o funcionamento climatológico, ecológico, biogeoquímico, e hidrológico da Amazônia, o impacto da mudança de uso da terra e a interação entre a Amazônia e o sistema da Terra.

No contexto do LBA, as observações e análises foram planejadas com vistas a ampliar a base de conhecimentos sobre a Amazônia em seis áreas: Física do Clima, Armazenamento e Trocas de Carbono, Biogeoquímica, Química da Atmosfera, Hidrologia, e Usos da Terra e Cobertura Vegetal. O programa está delineado para tratar das questões principais levantadas na Convenção-Quadro sobre Mudanças Climáticas. O LBA busca uma base de conhecimento voltada ao uso sustentável da terra na Amazônia. Para tal, dados e análises têm sido utilizados para definir o estado presente do sistema Amazônico e sua resposta às perturbações atuais, complementados por resultados de modelagem utilizada visando um entendimento de possíveis mudanças futuras.

Grande parte dos estudos sobre os impactos do desmatamento da Amazônia, realizados com MCGA, mostram que eles podem ocorrer em várias escalas espaço temporais. Muitos resultados divergem entre si, o que pode ocorrer devido à diversidade de modelos que são utilizados, porém uma característica que predomina é que a substituição de floresta por pastagem acarreta um aumento na temperatura e uma diminuição na evaporação, conseqüentemente na precipitação.

2.2. Modelagem Numérica da Amazônia

O modelo, acoplado ao esquema de superfície BATS (Dickinson et al., 1986), foi integrado para um período de três anos. Segundo os autores, a precipitação reduziu aproximadamente 25% ($1,4 \text{ mm dia}^{-1}$), enquanto que a evapotranspiração e o escoamento superficial foram ambos reduzidos de $0,7 \text{ mm dia}^{-1}$. Dickinson e Kennedy (1992), utilizando o modelo de circulação geral do NCAR Community Climate Model, realizaram simulações numéricas a fim de avaliar a resposta no clima decorrente do desflorestamento de grande escala na Amazônia. As modificações no balanço de energia devido às mudanças no albedo e na rugosidade são afetadas pelo mecanismo de nuvem (aumento na radiação solar incidente devido à redução na cobertura de nuvem).

Walker et al. (1995) realizaram dois conjuntos de integração por cinco dias com a versão do modelo do Goddard Laboratory for Atmospheres, acoplado ao esquema de superfície SiB, para avaliar o impacto do desflorestamento na precipitação, utilizando nas simulações um cenário de desflorestamento referente ao ano de 1988 (Skole e Tucker, 1993). Os principais resultados encontrados nessa simulação foram à redução na evapotranspiração, da ordem de $0,8 \text{ mm dia}^{-1}$ (18%), e a redução na precipitação de

aproximadamente 8%. As diferenças na precipitação são consistentes com a redução na convergência de umidade e também consistentes com outros estudos de desflorestamentos já realizados.

Gash e Shuttleworth (1991), num estudo sobre balanço de radiação e de calor, concluíram que com o desflorestamento haveria uma redução na quantidade de energia absorvida pela superfície terrestre. Isto implicaria em uma menor evaporação e, conseqüentemente, uma redução na precipitação.

Nobre et al. (1991) utilizaram um modelo acoplado atmosfera-biosfera para se avaliar os impactos da substituição da Floresta Amazônica por pastagem. Foi encontrado um significativo aumento de temperatura (por volta de 2.5°C), um decréscimo na evapotranspiração anual (30%), na precipitação (25%) e no escoamento superficial (20%). Os experimentos realizados abrangiam um ano de integração para cada condição de cobertura vegetal (floresta ou pastagem). Também foi observado que as diferenças entre os experimentos eram maiores na estação seca. O caso desmatado estava associado às maiores variações diurnas da temperatura e do déficit de pressão de vapor, efeitos que já eram observados em regiões desmatadas da Amazônia.

Werth e Avissar (2002) avaliaram os efeitos locais e globais do desmatamento da Amazônia utilizando um modelo global e uma abordagem de ensemble. Foram encontradas importantes conseqüências, tais como redução de precipitação, evapotranspiração e nebulosidade. Além disso, foram encontrados efeitos em diversas regiões do planeta, muitas das quais tiveram a precipitação da estação chuvosa reduzida, ressaltando o impacto global do problema.

Berbet e Costa (2003) mostraram que existem variações sazonais e espaciais na diferença entre o albedo da pastagem e floresta na Amazônia, com o albedo da floresta apresentando pequena variabilidade através do ano e pouca sensibilidade ao ângulo de elevação solar, e a umidade na folha e no solo. O balanço de radiação é afetado pela temperatura da superfície, que é muito maior na pastagem que na floresta, conduzindo a valores mais altos na radiação de onda longa da superfície.

Contudo, resultados diferentes desses, em especial aumento na convergência de umidade, foram encontrados nas simulações de Manzi e Planton (1996) e de Lean e Rowtree (1997). Essas diferenças entre as simulações numéricas mostram que há uma forte dependência dos resultados em relação às parametrizações de nuvens e da transferência radiativa consideradas nos modelos atmosféricos.

Culf et al. (1996), com dados do experimento RBLE, mostraram que o maior crescimento da camada limite sobre a pastagem no período seco sobre Rondônia parece resultar na formação de aglomerados de cúmulos mais cedo na pastagem do que na floresta, reduzindo sistematicamente a radiação solar incidente. Esse resultado também foi encontrado por Cutrim et al. (1995), que desenvolveram um algoritmo para determinar a existência de cúmulos rasos por meio de imagens de satélites. As análises de imagens de satélites usando essa técnica mostraram o corredor do desflorestamento, que segue as principais rodovias em Rondônia, claramente marcadas por cúmulos rasos. Silva Dias e Regnier (1996) mostraram, através de simulações com modelos de mesoescala, que a circulação local desenvolvida entre a pastagem e a floresta durante o período seco, com aumento na convergência em baixos níveis, ajudaria no desenvolvimento de cúmulos rasos.

Souza et al (2000) estudaram as características termodinâmicas dessa circulação e concluíram que heterogeneidades do terreno podem induzir circulações de mesoescala nessas regiões em virtude do aquecimento diferenciado ao qual estão sujeitas áreas de cobertura vegetal distinta.

Influenciado por características socioeconômicas de cada região, o desmatamento localizado se torna bastante heterogêneo. Como grande exemplo tem-se o desmatamento no formato de “espinha-de-peixe” que é bastante encontrado na Amazônia (Skole e Tucker, 1993) e é influência direta da atividade extrativista de madeira.

Wang et al. (2000) utilizaram um modelo numérico de mesoescala para investigar o impacto das circulações de mesoescala na distribuição de precipitação e nebulosidade sobre uma região desmatada da Amazônia. Foram utilizados padrões observados de desmatamentos com escalas da ordem de 10 km para descrever as condições de cobertura vegetal. Os resultados sugeriram que os forçamentos sinóticos foram dominantes na estação chuvosa e o efeito da heterogeneidade da superfície não pôde ser percebido. Já na estação seca, um perceptível impacto das circulações de mesoescala resultou no fortalecimento da convecção rasa e profunda na região.

Baidya Roy e Avissar (2002) mostraram que, por vezes, as circulações de escala maior podem não atenuar as de mesoescala, mas advectá-las para regiões distantes daquelas onde foram geradas, o que nesse estudo foi confirmado através de imagens de satélites. Essas circulações afetam o transporte de calor e umidade na escala sinótica e podem vir a alterar o clima local.

Em Wang et al. (2009), através de imagens de satélites e sondagens locais fornecidas por balões de radiossondagem, verificou-se que o desmatamento em forma de espinha de peixe causou diferenças na cobertura de nuvens rasas sobre a região, aumentando-a, concluindo que as nuvens rasas acompanham o desmatamento da região e as nuvens convectivas não.

2.3. Parametrização de convecção

A parametrização convectiva é amplamente reconhecida como um aspecto fundamental do desenvolvimento de modelos, devido ao seu potencial impacto na previsão do tempo em curto prazo e nas simulações de clima.

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram uma teoria da interação mútua de um conjunto de nuvens cúmulos com um ambiente de grande escala. Eles mostraram que as equações de balanço dos subconjuntos determinam as propriedades termodinâmicas de cada subconjunto em todos os níveis, na medida em que as condições no topo da camada de mistura sob nuvens são conhecidas. A mudança no ambiente provocada pela convecção cúmulos é devida a dois fatores: o desentranhamento do ar nas nuvens, causando um resfriamento e umedecimento do ambiente, e os movimentos compensativos induzidos entre as nuvens, causando um aquecimento e secagem do ambiente.

Betts (1973) Estudou o transporte termodinâmico de calor, de água líquida e de vapor d'água pela convecção de cúmulos não-precipitantes. Ele mostrou que, pelo fato de a mistura entre o ar das nuvens e do meio ambiente ser irreversível, há um transporte descendente de entalpia na camada de cúmulos e também que o tempo de desenvolvimento da camada de nuvens cúmulos depende do movimento vertical médio de grande escala, das variações da taxa de resfriamento nas nuvens e do fluxo de calor sensível na superfície.

O entranhamento de ar nas nuvens é um dos parâmetros importantes nos esquemas de parametrização de nuvens cúmulos. Paluch (1979) analisou propriedades do ar claro e das nuvens com o objetivo de determinar a altitude de origem do ar que se mistura com nuvens cúmulos. O método utilizado só é aplicado em regiões de nuvens que não contém quantidades significantes de gelo ou gotas precipitáveis. O autor

concluiu que o ar em um dado nível da observação apresenta maior parte do entranhamento originando-se no topo das nuvens.

Lin (1999), com o objetivo de aperfeiçoar um modelo de nuvem para parametrização cúmulos, investigou perfis de entranhamento em grupos de nuvens simulados em um modelo “solucionador” de nuvens o CRM – “*Cloud Resolving Model*”. Usando dados do CRM, movimentos verticais para cima saturados (updrafts) são separados em diferentes categorias de acordo com a altura máxima das nuvens. Características de entranhamento para cada categoria são então determinadas pelos perfis de fluxo de massa na nuvem e na energia estática de mistura dentro da nuvem.

Nos experimentos, o fluxo de massa de cúmulos rasos geralmente aumenta de forma substancial com a altura em todos os níveis, mas para nuvens médias e profundas o fluxo de massa aumenta mais significativamente no nível mais baixo e próximo do topo. Outra observação é que as taxas de entranhamento para nuvens rasas são significativamente maiores do que para as nuvens profundas. Os detalhes das características de entranhamento não são sensíveis ao cisalhamento vertical do vento, mas são primariamente determinados pelos campos termodinâmicos de grande escala.

Souza (1999) propôs uma parametrização simples para convecção de cúmulos rasos. Esta parametrização mostrou-se uma boa ferramenta para a representação da interação da convecção rasa com os processos de superfície e com a convecção profunda. O esquema é do tipo fluxo de massa e o modelo de nuvens proposto por Arakawa e Schubert (1974), e o princípio da convecção como uma máquina térmica sugerido por Rennó e Ingersoll (1996). A determinação do fluxo de massa segue o raciocínio de que esse fluxo é forçado por uma máquina térmica convectiva que, por sua vez é alimentada por fluxos energéticos provenientes da superfície. Souza (1999) mostra ainda que seu esquema é capaz de representar as propriedades da convecção rasa a um baixo custo operacional.

Souza et al. (2000) desenvolveram uma teoria termodinâmica para explicar a manutenção das circulações locais em estado quase estacionário. Eles mostraram que a teoria é capaz de prever a queda de pressão causada por uma superfície heterogênea de desmatamento na Amazônia.

Souza e Silva (2002) estudando o impacto da implementação de uma parametrização de cúmulos rasos no RAMS, verificou que a implementação deste esquema causa um impacto apreciável nos perfis termodinâmicos (temperatura e umidade) da atmosfera ao longo do período de integração. Os autores mostraram que a

precipitação convectiva na região do domínio do modelo aumenta substancialmente, como resultado do aumento do fluxo de calor latente à superfície. Além disso, eles observaram que o modelo é mais sensível a variações no entranhamento que produzam nuvens mais rasas, enquanto que tende a ser menos sensível a variações que produzam nuvens mais profundas. Em adição, mostrou que modificações no valor do empuxo total são importantes pelo fato de intensificarem ou atenuarem áreas de aquecimento e de resfriamento, situadas próximo às nuvens, alterando a estabilidade atmosférica.

Em estudos sobre parametrizações de convecção rasa para modelos de mesoescala, Deng et al. (2003), por meio de verificações do desenvolvimento da área da nuvem, da altura da base, da profundidade da nuvem e da trajetória de água líquida, mostraram que o esquema de convecção rasa pode adaptar-se a diferentes ambientes sinóticos, e rapidamente variar as condições associadas aos fortes fluxos de superfície. Neste estudo eles realizaram várias experiências adicionais para investigar a sensibilidade do modelo para vários fatores indispensáveis e encontraram que, para o esquema de nuvens rasas, o fechamento híbrido do fluxo de massa comportou-se regularmente, até mesmo se o número de correntes ascendentes calculadas em uma célula da grade fosse arbitrariamente dobrado ou reduzido à metade. Nestes casos, o submodelo de convecção desenvolveu tendências compensatórias para a velocidade vertical que tendia a abrandar o impacto do fluxo de massa total na base da nuvem.

Um mecanismo que afeta fortemente a CLA sobre uma região é o forçamento na superfície, que é, em última instância, resultado do saldo de radiação. A inclusão da interação de cúmulos rasos com radiação no esquema de Souza (1999) levou a uma melhoria na simulação dos fluxos de calor sensível e calor latente no modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), conforme mostrado por Souza et al. (2009).

Os autores mostraram ainda que uma das principais limitações do modelo BRAMS é o forçamento radiativo excessivo durante o período diurno. Eles implementaram no modelo o esquema de cobertura de nuvens proposto por Haiden (1996) e obtiveram como resultado uma diminuição desse forçamento em virtude da atenuação da radiação de onda curta pelos cúmulos rasos.

CAPÍTULO 3

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. BRAMS

O modelo numérico utilizado neste trabalho foi o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS, na versão 4.0, que foi desenvolvido a partir do RAMS.

O RAMS possui um completo e sofisticado conjunto de parametrizações físicas para simular os processos governantes da evolução do estado atmosférico. Além de possuir um vasto espectro de aplicações: simulações de grande turbilhões, de tempestades, fenômenos de mesoescala e dispersão atmosférica de mesoescala (Pielke et al., 1992; Walko et al., 1995). A condição inicial pode ser definida a partir de vários conjuntos de dados observacionais e, como condição de contorno, o modelo tem o esquema 4DDA (assimilação de dados em 4 dimensões) o qual permite que a solução do sistema de equações seja confiante com dados analisados de escala maior, tais como análises atmosféricas de modelos globais.

O BRAMS é um modelo regional de mesoescala que se baseia nas equações básicas da dinâmica dos movimentos atmosféricos juntamente com as equações que regem a termodinâmica e a continuidade de massa da atmosfera. O modelo é integrado na versão não-hidrostática e inclui no seu código várias opções de parametrizações físicas, tais como: a de radiação de onda longa e de onda curta, que segue a formulação de Chen e Cotton (1983). A turbulência na Camada Limite Planetária é calculada Mellor e Yamada (1986). A microfísica segue o esquema descrito por Walko et al. (1995). A convecção profunda segue o esquema Grell e Dévényi (2002) e a parametrização de convecção rasa o esquema de Souza (1999).

3.2. Parametrização de Convecção Rasa

De acordo com Yanai et al. (1973) e Betts (1975), o transporte turbulento de calor e de umidade podem ser parametrizados como:

$$\overline{w's_l'} = \frac{M_c}{\rho}(s_{lc} - \bar{s}) = \frac{M_c}{\rho}(s_c - Lq_l - \bar{s}) \quad (1)$$

e

$$\overline{w'q_t'} = \frac{M_c}{\rho}(q_{tc} - \bar{q}_t) = \frac{M_c}{\rho}(q_{lc} + q_{tc} - \bar{q}_t) \quad (2)$$

em que ρ é a densidade do ar, o subscripto c representa variáveis referentes a nuvens, e M_c é o fluxo de massa convectivo (Yanai et al., 1973), dado por:

$$M_c = \rho\sigma w_c \quad (3)$$

em que σ é a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem e w_c é a velocidade vertical correspondente.

Segundo Souza (1999), as equações prognósticas para calor e umidade devidas à convecção rasa podem ser escritas na forma:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w's_l')} \quad (4)$$

e

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w'q_t')} \quad (5)$$

em que, s é a energia estática seca, dada por:

$$s = c_p T + gz \quad (6)$$

na qual c_p é o calor específico do ar seco sob pressão constante, T a temperatura absoluta, g a aceleração da gravidade, z a altura hidrostática.

A umidade específica total é igual a:

$$q_t = q_v + q_l \quad (7)$$

em que q_v a umidade específica do vapor d'água, q_l a umidade específica da água líquida.

A energia estática líquida é dada por:

$$s_l = s - Lq_l \quad (8)$$

L é o calor latente específico de vaporização.

As quantidades marcadas com uma linha referem-se a perturbações causadas pela presença de convecção e as com uma barra representam valores médios do ambiente. Os valores para tendência de temperatura (4) e tendência de umidade específica (5), devido à convecção rasa, podem ser obtidos a partir de (1) e (2).

3.3. Descrição do Esquema Grell

O esquema proposto por Grell e Dévényi (2002), que é a outra opção de parametrização convectiva do BRAMS, usa o princípio do esquema de Arakawa e Schubert para uma única nuvem. Há uma gama de fechamentos diferentes para determinar a quantidade e a localização de convecção. Esses fechamentos são utilizados com o objetivo de determinar o fluxo de massa na base da nuvem m_b . Na versão atual do BRAMS o Grell está com os seguintes esquemas disponíveis: Ensemble (EN), Grell (GR), Low Level Omega (LO), Convergência de Umidade (MC), Kain Fritsch (SC) e Arakawa-Schubert (AS).

Na implementação original do esquema Grell, um equilíbrio entre o forçante de grande escala A e a resposta da nuvem é suposto como:

$$-\frac{A'(\lambda) - A(\lambda)}{dt} = \frac{A''(\lambda) - A(\lambda)}{m_b'(\lambda)dt} m_b(\lambda) \quad (9)$$

No fechamento Grell (Grell, 1993), A é calculado localmente, enquanto que para o outro fechamento AS é utilizado um valor climatológico de A .

3.4. Esquema de Cobertura de Cúmulos Rasos

O esquema de cobertura de nuvens usado neste trabalho foi implementado no BRAMS por Sousa (2009). Com base em simulações com um modelo conjunto bi-dimensional de nuvem, Xu e Randall (1996) demonstraram uma forte correlação entre a água líquida q_l e a cobertura de nuvem a_{cl} e propuseram uma parametrização baseada em ambos, umidade relativa UR e conteúdo de água líquida:

$$a_{cl} = UR^p - \left\{ 1 - \exp \left[-\alpha_0 \bar{q}_l / ((1-UR)q_{sat})^\gamma \right] \right\} \quad (10)$$

em que q_{sat} denota a umidade específica à saturação. Os valores para p , γ e α_0 foram empiricamente determinados como 0.25, 0.49, e 100, respectivamente.

3.5. Região de estudo

A região de estudo tem distribuição de 100 x 100 pontos, com resolução de 20 km e centrado em (12°S;55°W). No domínio da região foram escolhidas três áreas para um estudo mais detalhado, estas áreas foram escolhidas de forma aleatória, Figura 1. Não foi plotado o mapa com os contornos dos estados correspondentes, porque o estudo foi idealizado para uma região que apresentasse grande área de floresta, portanto foi escolhida a Amazônia, outra local com estas características poderiam ser escolhidos.

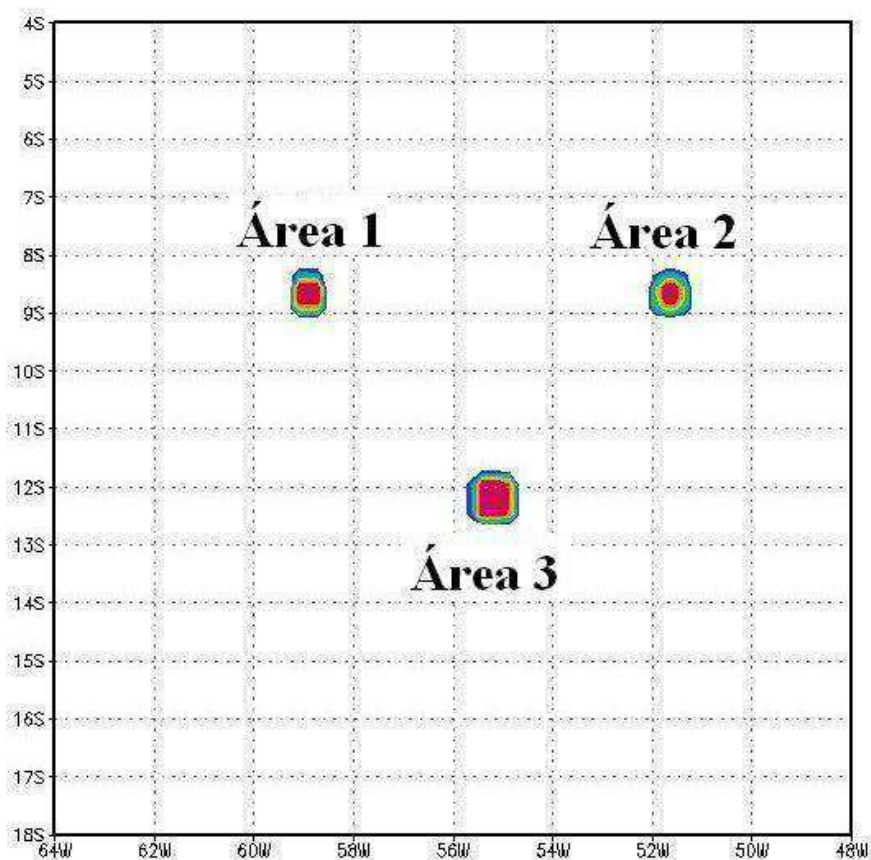


Figura 1 – Região de estudo e áreas substituídas por pastagens

3.6. Descrição dos Experimentos

Neste trabalho, o arquivo de superfície do BRAMS foi modificado para analisar quais as alterações que a mudança de cobertura do solo pode causar sobre a região com cobertura alterada e sobre sua vizinhança. Para isso o modelo foi integrado por 10 dias, durante a estação de transição de seca para chuvosa, entre 1 e 10 de outubro de 2007.

Foram realizadas duas simulações, ambas com a topografia do domínio constante e igual a zero. Isso foi feito com o intuito de isolar a interferência da topografia na geração de cúmulos rasos.

O efeito da heterogeneidade da superfície foi testado através de dois experimentos: a diferença entre eles é que em um deles, a superfície é completamente coberta por floresta e no outro, há três áreas em que a cobertura é substituída por pastagem. Essas três áreas são mostradas na Figura 1.

A cobertura de nuvem rasa foi calculada sobre uma determinada área de floresta, e sobre a mesma área a cobertura foi novamente calculada sendo que determinados locais foram substituídos por pastagem. Os locais substituídos são os demonstrados na Figura 1. Esta cobertura foi determinada para duas alturas, em 800 m e em 1300 m. A partir destas figuras foram feitas as análises para verificar a influência na formação de nuvem rasa em determinada região quando algumas porções de sua área são substituídas por pastagem.

CAPÍTULO 4

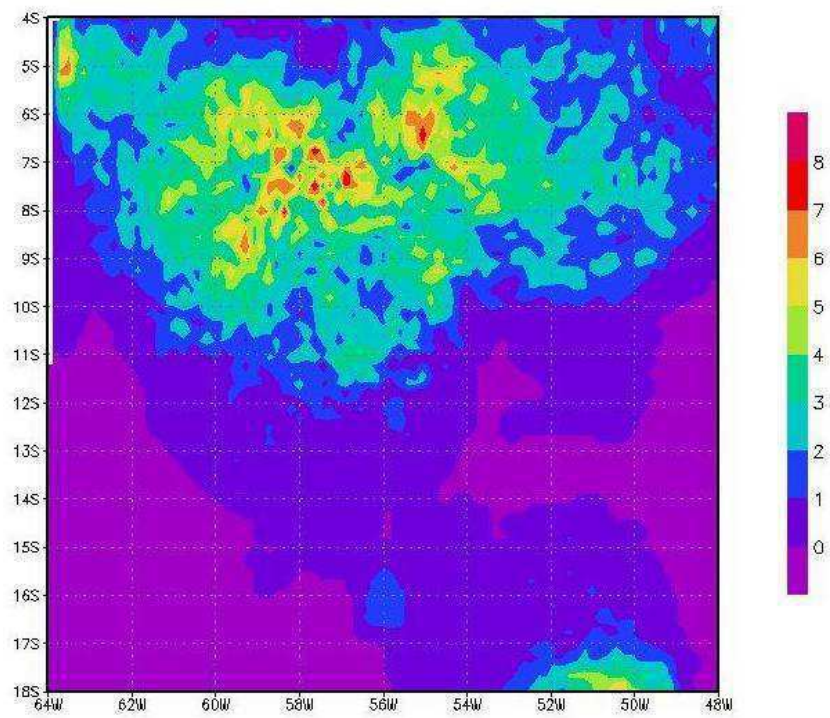
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nas Figuras 2 e 3 têm-se a cobertura e a diferença de cobertura de cúmulos rasos entre a área com as regiões de pastagem e a área apenas com floresta, nas alturas de 800 m e 1300 m, respectivamente. Os valores positivos sobre a maior parte da região indicam que as pequenas regiões que foram substituídas por pastagem influenciaram na formação da cobertura de nuvem rasa sobre a vizinhança. As regiões que sofreram alteração de cobertura de superfície foram afetadas de forma diferente. Nas áreas 1 e 3, a cobertura de nuvem rasa predominou sobre a superfície coberta por floresta, já na área 2, o predomínio da cobertura de cúmulos rasos foi maior sobre a superfície com pastagem. Percebe-se que sobre o nível de 1300 m a formação de cúmulos rasos estende-se por uma área maior.

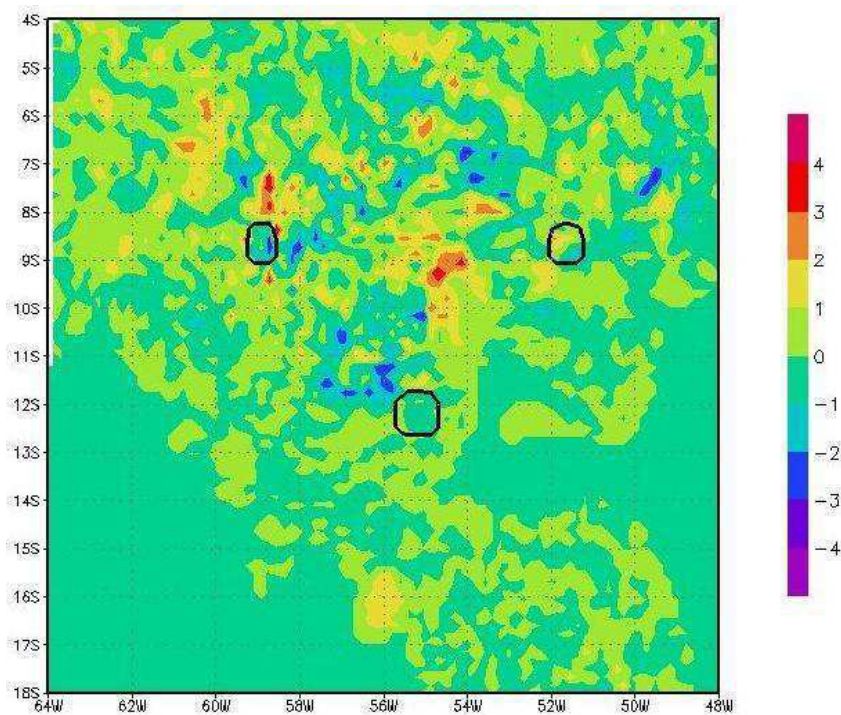
Um detalhe que chama a atenção é que a distribuição de nuvens na metade norte do domínio é muito superior a da metade sul. Parte disso pode ser explicada pela distribuição de razão de mistura. Analisando a razão de mistura sobre a superfície (Figura 4), verifica-se maior teor de umidade ao norte da região, onde estão situadas as áreas 1 e 2. Ao sul da região verifica-se os menores valores, e exatamente sobre a área 3 tem-se um núcleo com menor teor de umidade em toda a região.

Outro detalhe que também chama a atenção é que a superfície desmatada só induziu aumento de nebulosidade na área 2. Mesmo assim pode-se notar um grande aumento da nebulosidade sobre todo o domínio, quando a superfície desmatada é considerada. Essa diferença sobre o resto do domínio pode estar associada à advecção de propriedades devido à alteração dos padrões de superfície, em concordância com os resultados de Baidya e Avissar (2002).

Para entender melhor essa possibilidade a Figura 5 apresenta o vento médio em 800 m. No quadrante nordeste da figura, o vento predominante é de sudeste. O vento faz um giro anti-ciclônico e se torna de norte, no quadrante sudoeste. Essa persistência no vento médio pode explicar as características observadas nas Figuras 2 e 3.

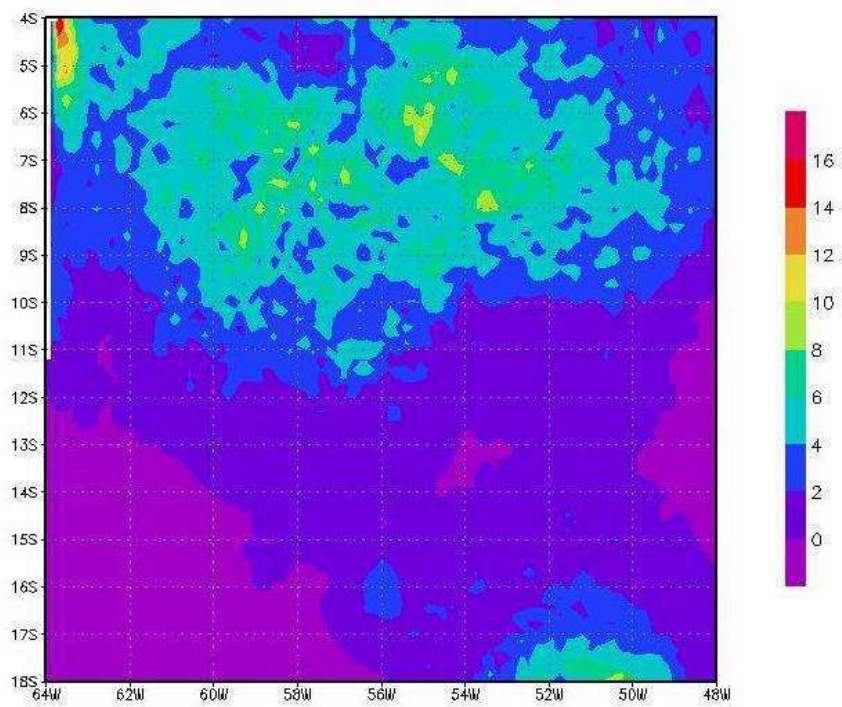


(a)

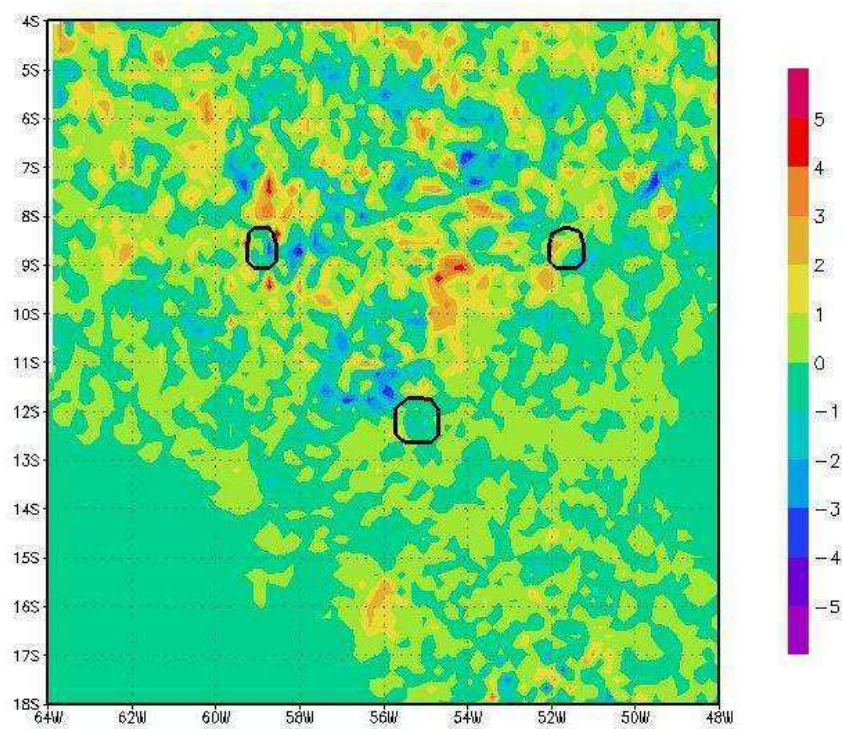


(b)

Figura 2 – a) Cobertura média de cúmulos rasos e b) Diferença de cobertura de nuvem rasa entre pastagem e floresta em 800 m (%).



(a)



(b)

Figura 3 – a) Cobertura média de cúmulos rasos e b) Diferença de cobertura de nuvem rasa entre pastagem e floresta em 1300 m (%)

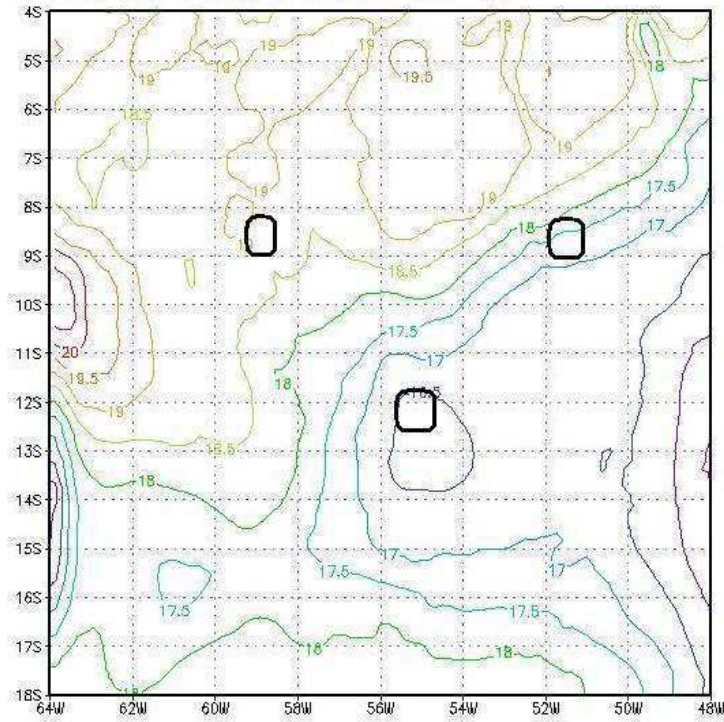


Figura 4 – Razão de mistura em superfície.

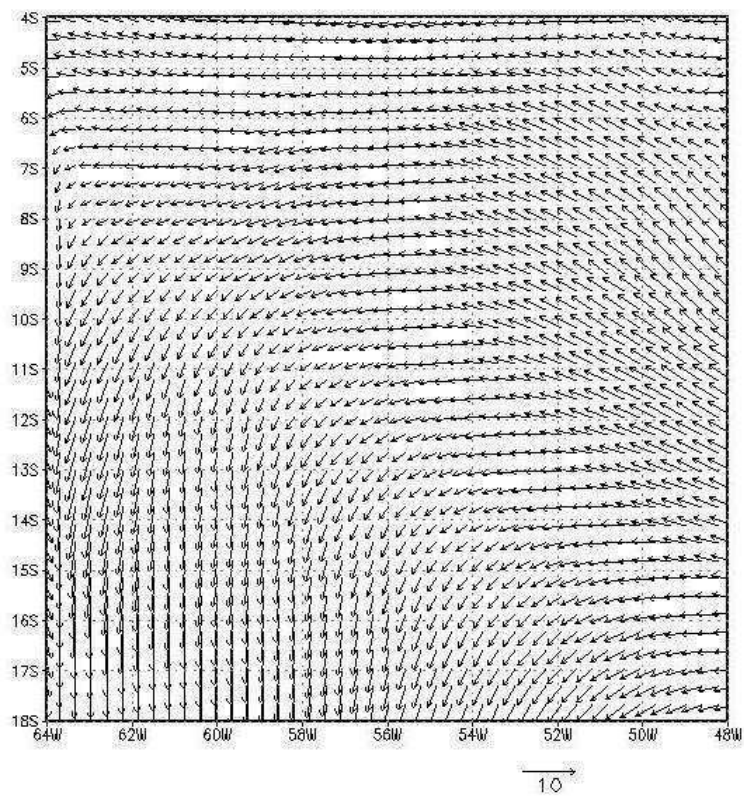


Figura 5 – Vento médio em 800 m

Para cada área de substituição de floresta por pastagem, foi feito um estudo mais detalhado a fim de verificar alterações mais específicas. As figuras referentes às variáveis que serão analisadas foram feitas a partir da média dos três áreas em destaque na Figura 1. A análise foi feita por variável para cada região.

4.1. Precipitação

A precipitação foi a variável que mais sofreu alteração com a mudança de cobertura do solo. Para a área 1 (Figura 6) o impacto da troca de floresta por pastagem foi marcante, causando diferenças bem uniformes na precipitação, na pastagem choveu menos que na floresta durante todo o período. No dia 1 houve pouca precipitação, a partir do dia 2 houve um aumento na precipitação sobre a floresta e a pastagem até o dia 4, sendo o aumento da floresta maior. No dia 4 um grande pico de precipitação ocorreu sobre a floresta, caracterizado por um maior teor de umidade sobre a área, se diferenciando em mais de 15 mm em relação a pastagem. Entre os dias 5 e 6 houve um pico na região de pastagem, também caracterizado por um aumento no teor de umidade. Entre os dias 5 e 7, tanto a pastagem quanto a floresta apresentaram pequeno aumento na precipitação. Após o dia 7, não houve mais precipitação em ambos os casos. No geral, a precipitação com área de floresta foi por volta de 15 mm maior que no experimento com cobertura de pastagem.

A área 2 (Figura 7) não apresentou diferença tão nítida quanto a área 1. Entre os dias 1 e 3 não houve diferença de precipitação entre as coberturas de superfície. As maiores diferenças se apresentaram entre os dias 4 e 6. No final do dia 3 a precipitação com floresta apresentou-se ligeiramente maior em relação ao experimento com pastagem. Já ao longo do dia 4 as duas coberturas apresentaram um considerável aumento na precipitação, sendo ainda maior para a cobertura de pastagem, que permaneceu em crescimento até o final do dia 6, a partir do qual as duas coberturas apresentaram novamente um pico que permaneceu apenas até o final do dia. A partir do dia 7 as duas coberturas apresentaram pouca variação entre si, mas continuaram a aumentar ligeiramente. O total acumulado foi aproximadamente o mesmo para os dois tipos de cobertura, apenas um pouco maior sobre a pastagem.

A área 3 (Figura 8) apresentou variação semelhante a área 1, porém de forma contrária, choveu mais na pastagem que na floresta. Entre os dias 1 e 3 as duas coberturas permaneceram sem precipitação. A partir do dia 4 houve crescimento para as

duas coberturas, sendo maior na pastagem, até o final do dia 5, a partir do qual permaneceram constantes até o fim da tarde do dia 6, quando as precipitações das duas coberturas apresentaram um considerável aumento. A partir do dia 8 ainda houve precipitação, sendo maiores os valores no experimento com floresta.

A precipitação sobre as três áreas mostrou-se com características diferentes. Sobre a área 1, a precipitação sobre a floresta foi maior; sobre a área 2, os totais foram um pouco maiores sobre a pastagem; e sobre a área 3, os totais sobre o experimento com cobertura de pastagem foram maiores. É com base nesta distribuição de precipitação que serão discutidas as próximas variáveis.

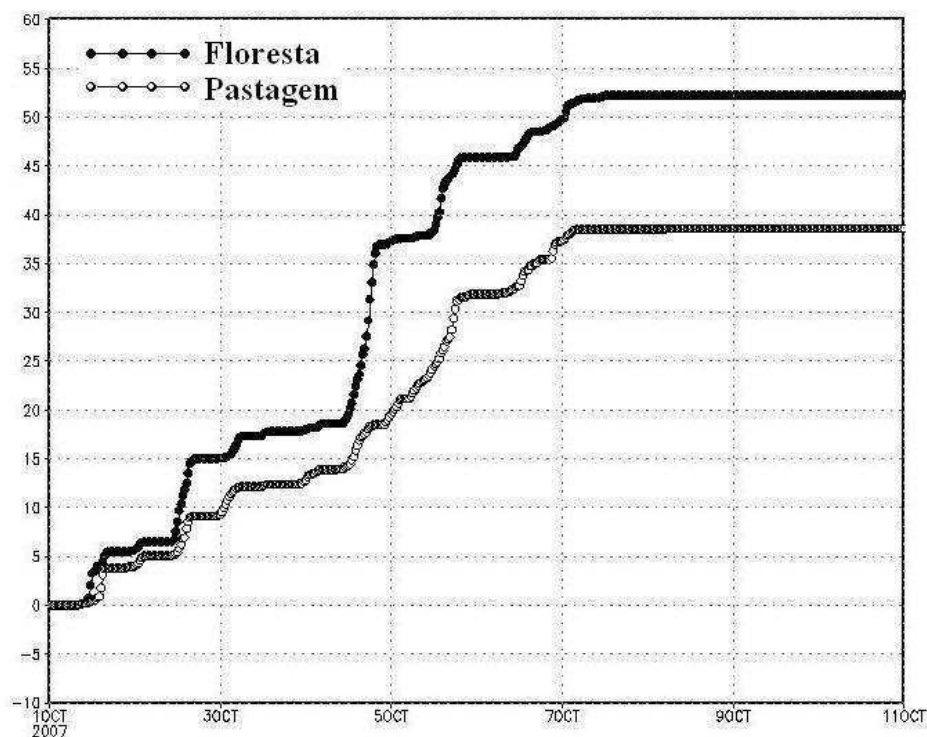


Figura 6 – Precipitação (Área 1)

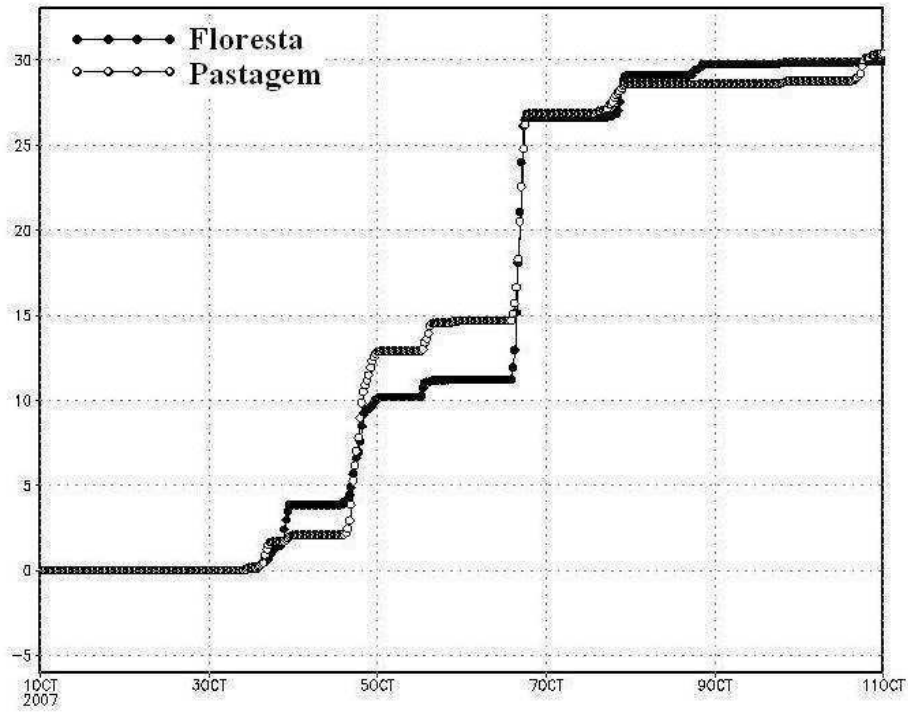


Figura 7 – Precipitação (Área 2)

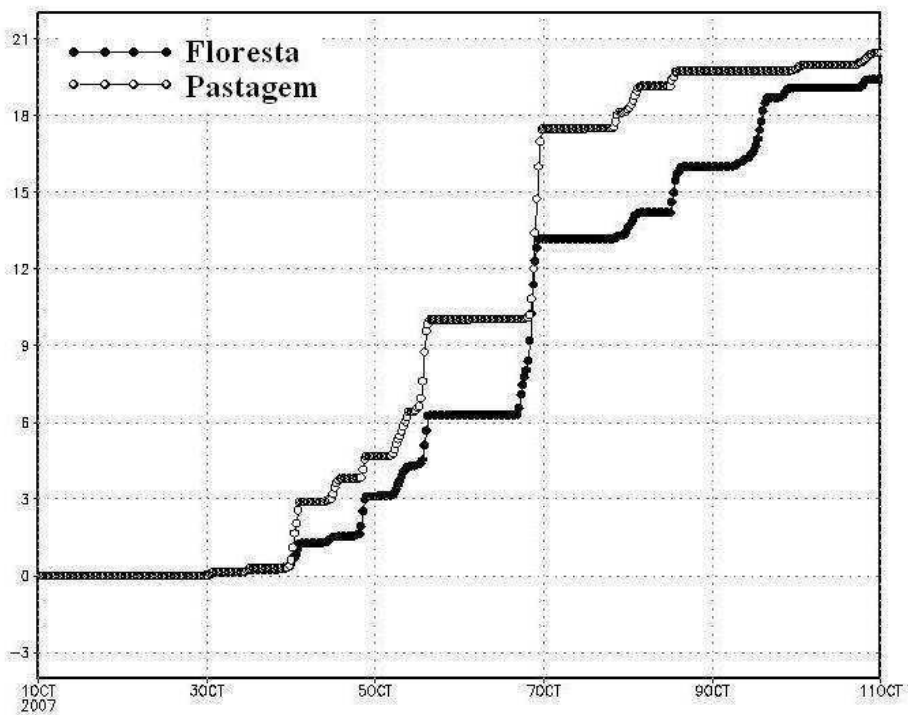


Figura 8 – Precipitação (Área 3)

4.2. Cobertura de Cúmulos Rasos em 1 km

Para todas as áreas verifica-se um evidente ciclo diurno, devido à necessidade de um forçamento térmico para a formação dos cúmulos rasos, e também que a cobertura ora é maior sobre a área florestada e ora é maior sobre a superfície coberta por pastagem.

A Figura 9 trás a cobertura média na área 1. É interessante comparar com a Figura 6 e ver que os cúmulos rasos estiveram ativos nos dias com chuva. Isso é fisicamente esperado, pois se há condições para formar nuvens precipitantes é de se esperar que haja condições para formar cúmulos não precipitantes, já que estes são um processo intermediário na formação da convecção profunda. De forma geral, é difícil apontar qual cobertura de nuvem é maior, em relação ao tipo de cobertura do solo, embora as Figuras 2b e 3b indiquem que a cobertura média sobre a cobertura de floresta foi maior que sobre a cobertura de pastagem.

A Figura 10 trás a cobertura média na área 2. Novamente, chama atenção a relação entre cobertura e precipitação. Note-se que essa relação não é linear, por exemplo: no dia 6, que é o dia que apresenta maior precipitação no experimento com floresta, a cobertura de cúmulos rasos é pequena. Parece haver uma alternância entre valores de cobertura de cúmulos sobre as suas superfícies. Contudo, as Figuras 2b e 3b indicam que a cobertura foi maior sobre a pastagem.

Na área 3 (Figura 11) o máximo de cobertura é de 70% para floresta no dia 5, e para pastagem tem-se o máximo de cobertura de 60% para o mesmo dia. Esta área apresentou menor cobertura de cúmulos rasos, pois está localizada na região onde há uma significativa diminuição no teor de umidade (Figura 4). As características observadas nas áreas 1 e 2 se repetem na área 3. Contudo, o fato de a precipitação da área 3 ter sido inferior a das outras implica em um padrão diferente da cobertura de cúmulos rasos.

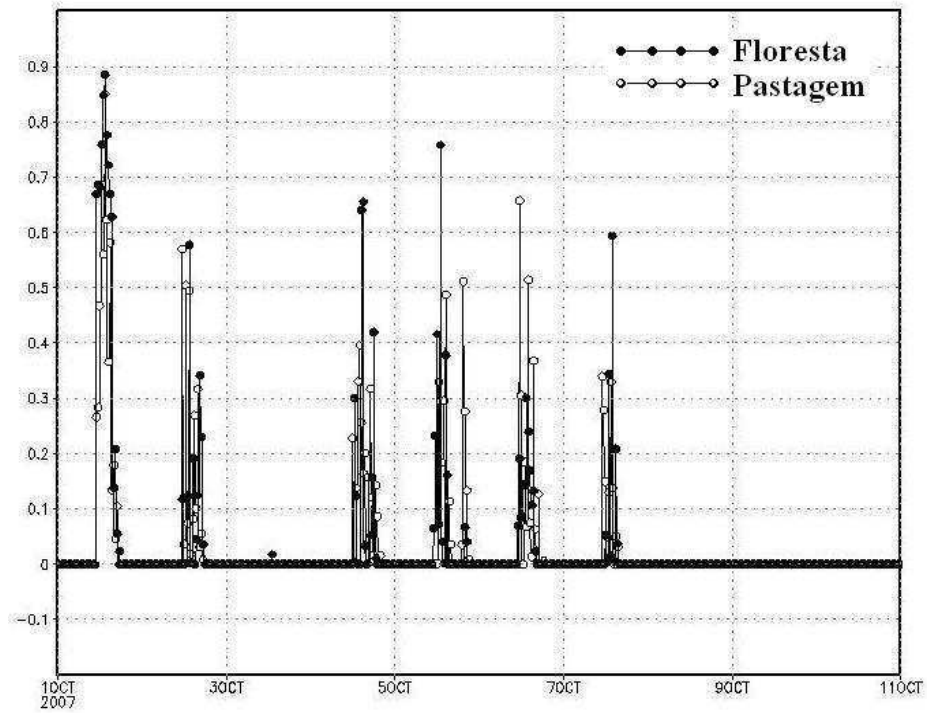


Figura 9 – Cobertura de Cúmulos Rasos em 1 km (Área 1)

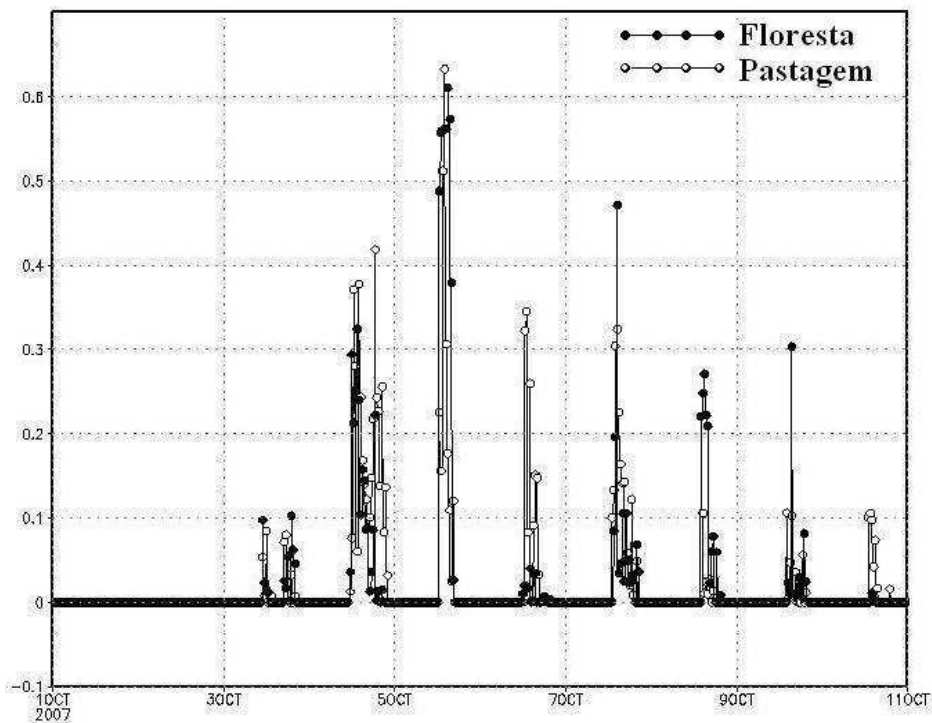


Figura 10 – Cobertura de Cúmulos Rasos em 1 km na (Área 2)

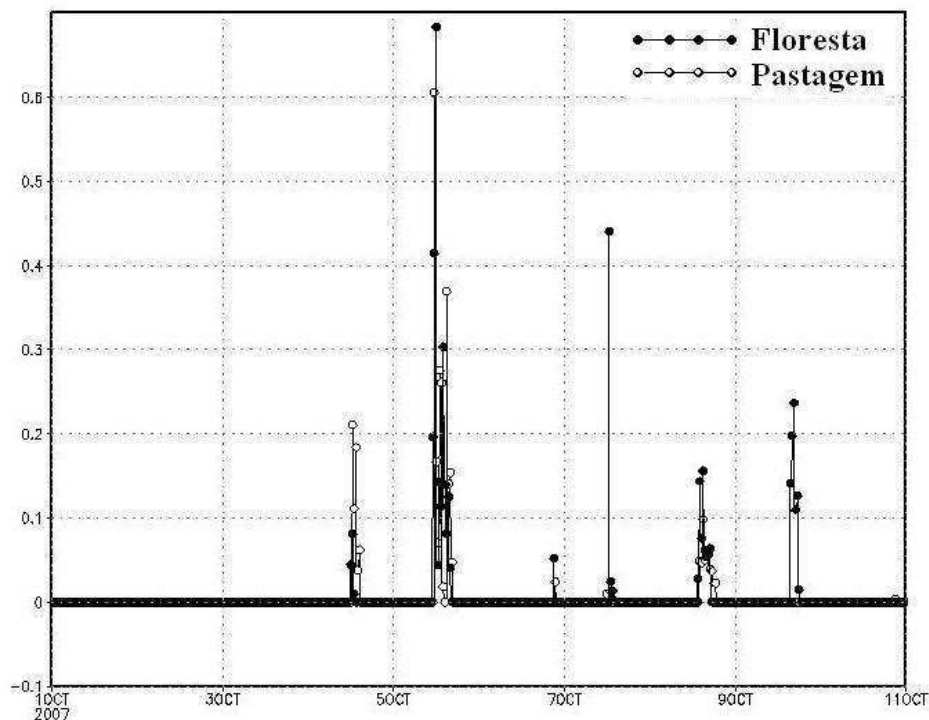


Figura 11 – Cobertura de Cúmulos Rasos em 1 km na (Área 3)

4.3. Razão de mistura

A razão de mistura sofre bastante alteração sobre a área 1 (Figura 12), apresentando nítida diferença entre as coberturas devido a maior presença de umidade na superfície. As maiores diferenças entre as coberturas ocorrem nos dias 3, 5, 7 e 10, sendo exatamente nestes dias verificadas as maiores variações na precipitação, com exceção do dia 10.

Na Figura 13 tem-se a área 2, onde quase não houve diferença entre a variável para as diferentes coberturas. As diferenças mais significativas ocorreram entre os dias 8 e 10, mas não apresentaram relação com a precipitação.

Na área 3 (Figura 14) também houve pouca diferença entre as coberturas, apesar de ter ocorrido grande diferença na precipitação entre as coberturas. Comprovando assim a não linearidade entre algumas variáveis.

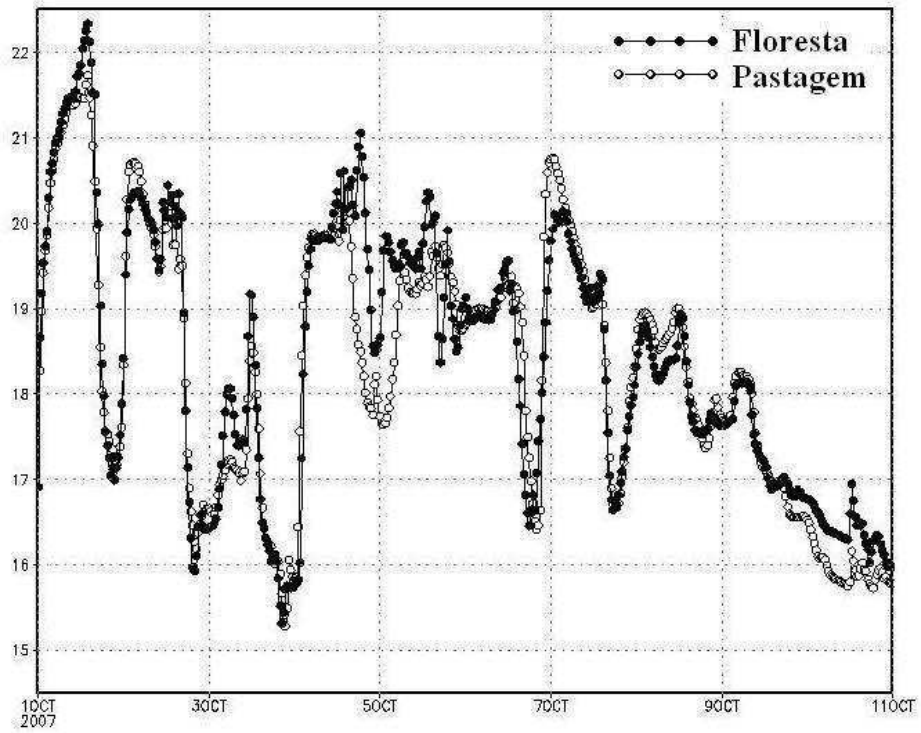


Figura 12 - Razão de Mistura (Área 1)

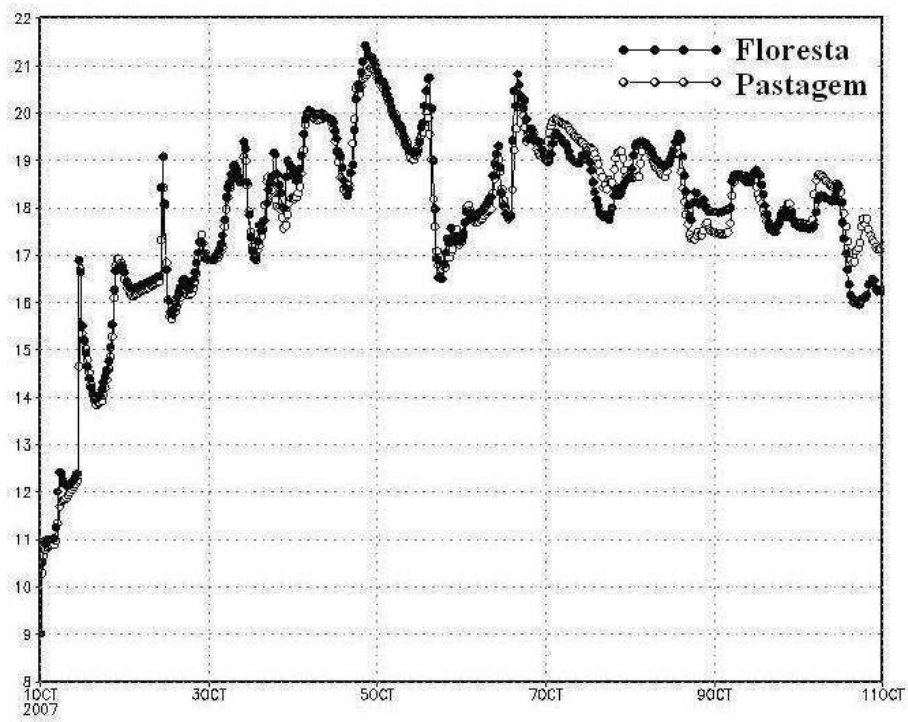


Figura 13 - Razão de Mistura (Área 2)

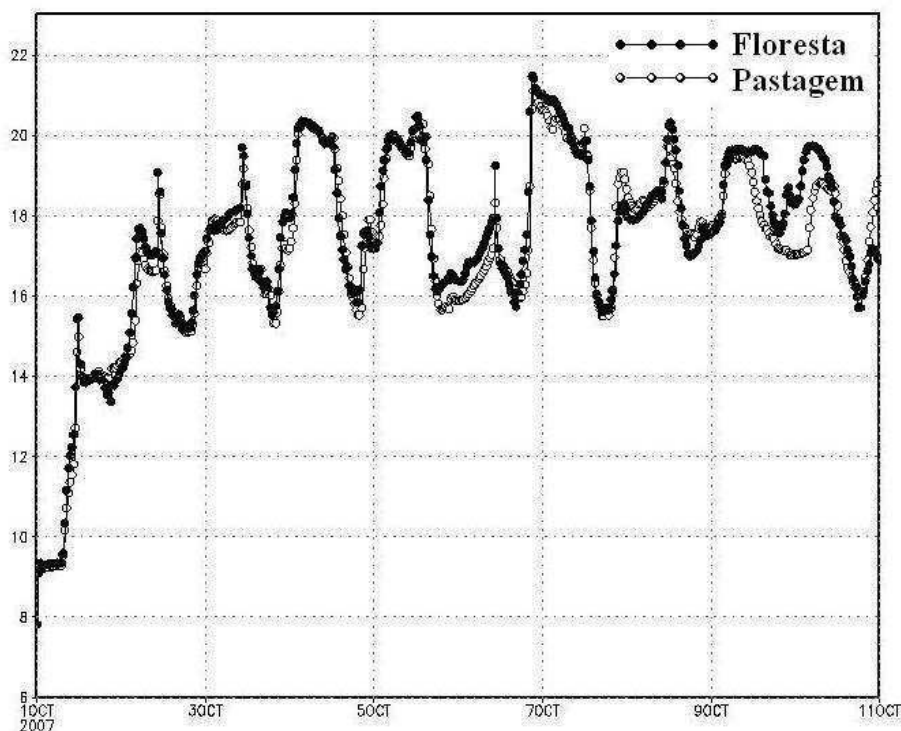


Figura 14 - Razão de Mistura (Área 3)

4.4. Saldo de radiação

Em todas as áreas o comportamento do saldo de radiação é semelhante, pouca diferença se percebe entre as duas coberturas, mas a floresta apresenta um saldo de radiação um pouco maior, o que pode ser explicado devido um maior albedo na pastagem.

As Figuras 15 e 17 trazem as áreas 1 e 3 respectivamente, apresentando uma variação bem uniforme até o dia 8, a partir deste apresenta uma queda nos valores tornando a subir no dia 10. O período de queda do saldo de radiação na área foi caracterizado pela ausência de chuva.

A área 2 (Figura 16) apresenta um menor valor no saldo de radiação, com valores menos uniformes. Também há uma queda nos valores a partir do dia 7, tornando a subir no dia 10. Da mesma forma que nas áreas anteriores, neste período não houve chuva.

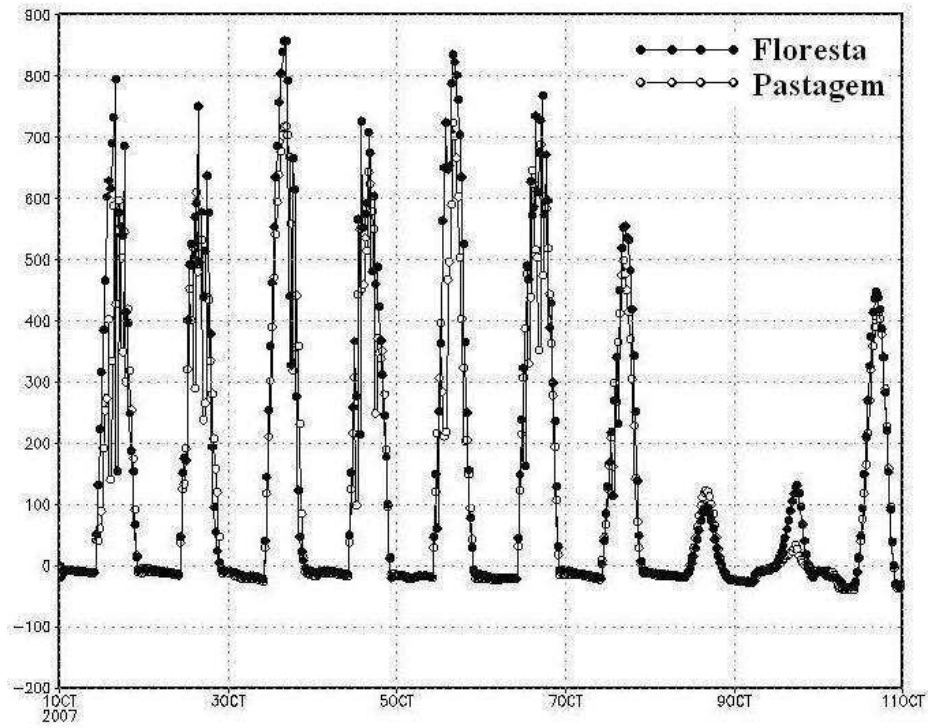


Figura 15 – Saldo de radiação (Área 1)

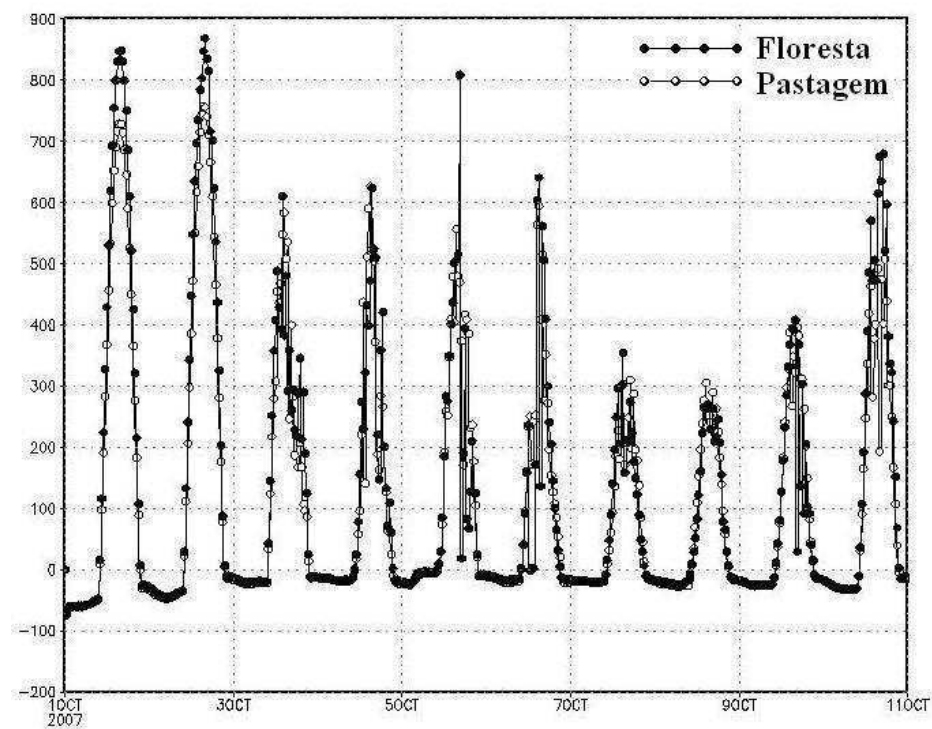


Figura 16 – Saldo de radiação (Área 2)

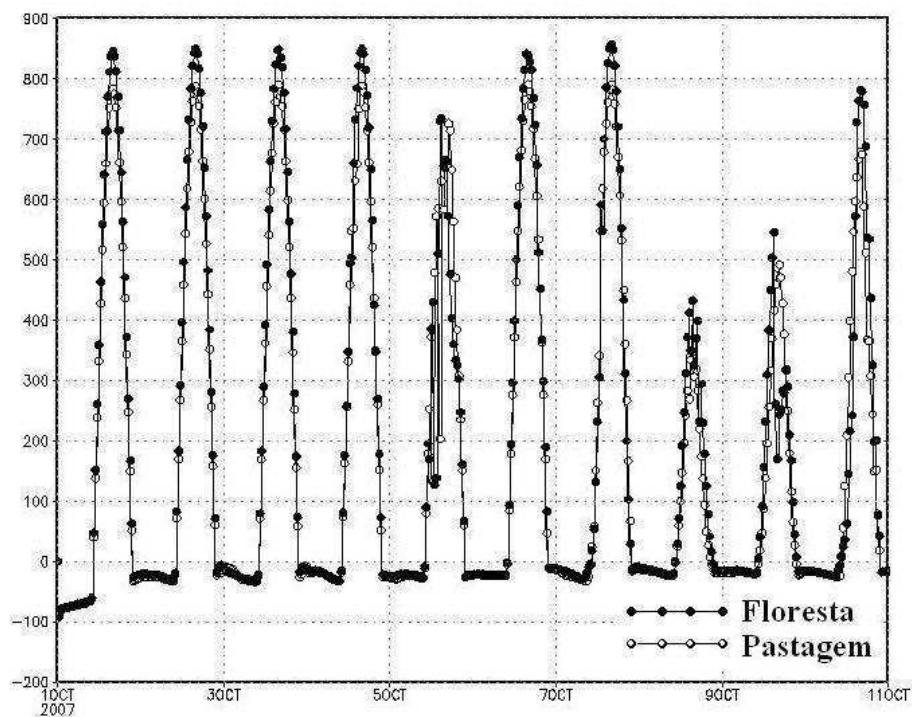


Figura 17 – Saldo de radiação (Área 3)

4.5. Fluxo de calor latente

Apesar de pouca variação, o fluxo de calor latente, para cobertura de floresta nas áreas 1 e 2 (Figuras 18 e 19 respectivamente) apresenta alguns pontos com valores superiores a cobertura de pastagem, devido a maior presença de umidade sobre estas áreas. Como o fluxo de calor latente corresponde a porção de energia que é utilizada nos processos de evaporação e evapotranspiração, além da área de floresta há mais umidade no solo, portanto embora pequeno é perceptível esse aumento. Nestas áreas há uma queda nos valores entre os dias 8 e 10 devido a ausência de precipitação.

A área 3 (Figura 20) apresenta um solo situado numa região com menor teor de umidade, portanto pouca diferença há entre as coberturas, e a variação do fluxo é ainda menor, quase que constante durante todo o período, apresentando uma pequena queda nos valores entre os dias 8 e 10 também devido a ausência de precipitação.

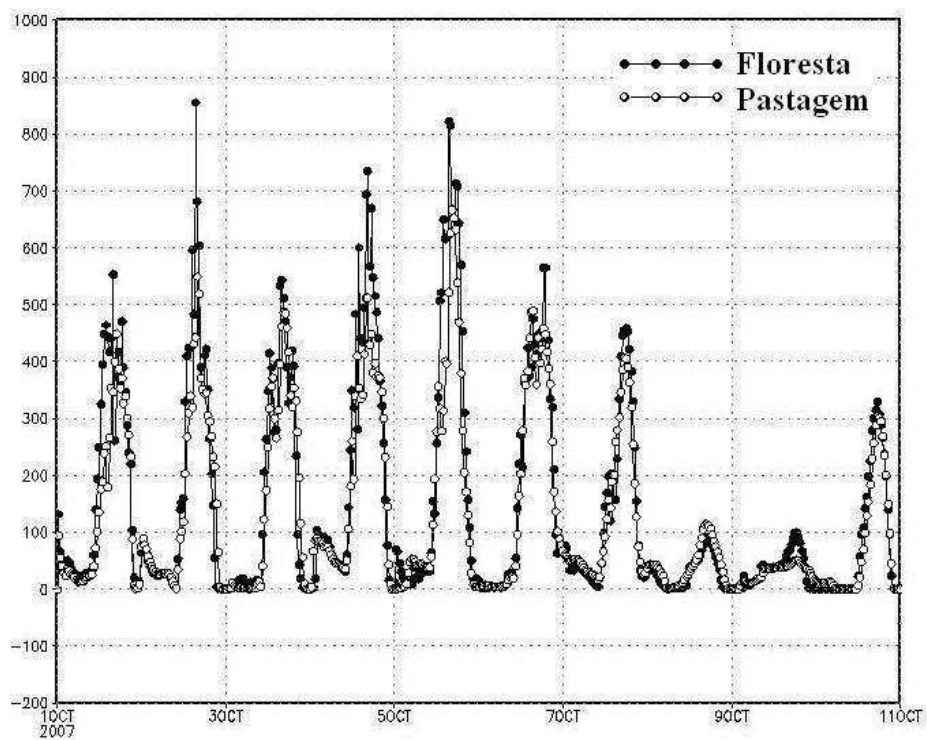


Figura 18 – Fluxo de calor latente (Área 1)

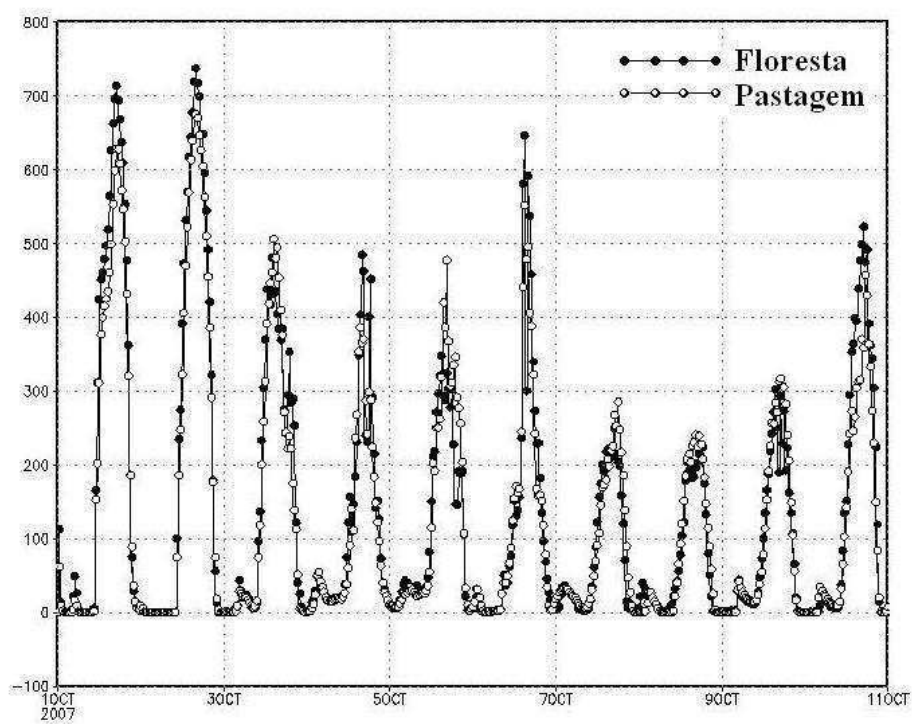


Figura 19 – Fluxo de calor latente (Área 2)

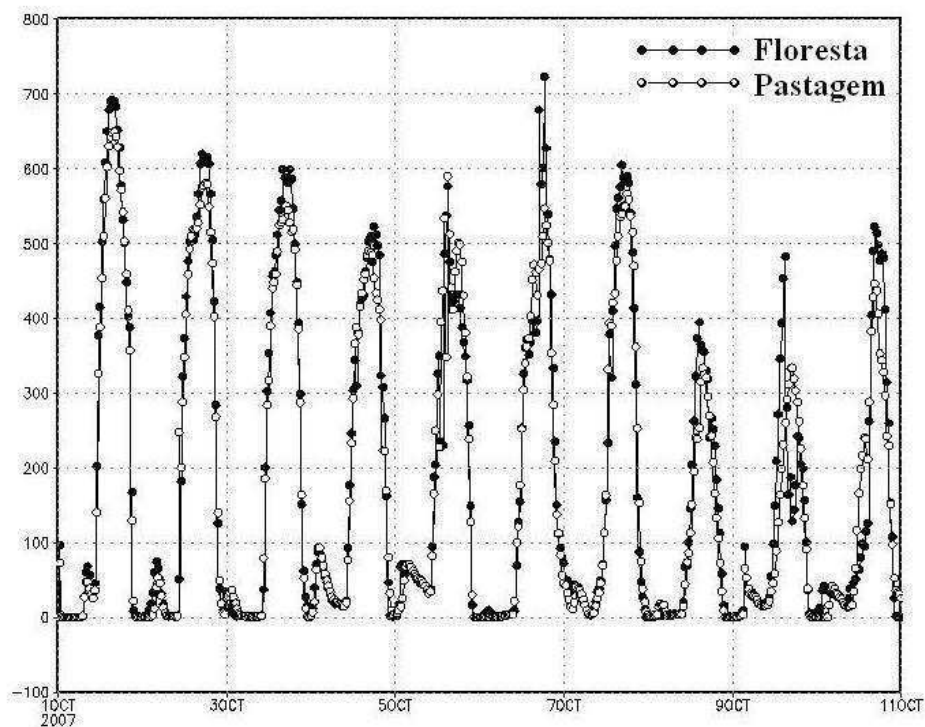


Figura 20 – Fluxo de calor latente (Área 3)

4.6. Fluxo de calor sensível

O fluxo de calor sensível corresponde às trocas de calor entre a superfície e a camada atmosférica próxima a ela, portanto a cobertura de nuvens influencia diretamente este fluxo.

Na área 1 (Figura 21) há uma considerável variação do fluxo entre as coberturas em relação as demais áreas. Os maiores valores se encontram na floresta devido o maior albedo na pastagem, desta forma a pastagem absorve menos energia. Nos dias 5, 8 e 9 verifica-se uma grande queda nos valores para as duas coberturas, sendo maior na floresta no dia 5 e maior na pastagem no dia 10, explicado pelo aumento na precipitação nestes dias.

Na área 2 (Figura 22) as diferenças entre as coberturas é menor, se acentuando apenas nos dias 1, 2 e 10. De forma geral apresenta menores valores que as outras áreas.

A Figura 23 trás a área 3 onde a variação do fluxo é mais uniforme, com valores maiores para a floresta em toda área. Apresenta menores valores para os dias em que não ocorreu precipitação.

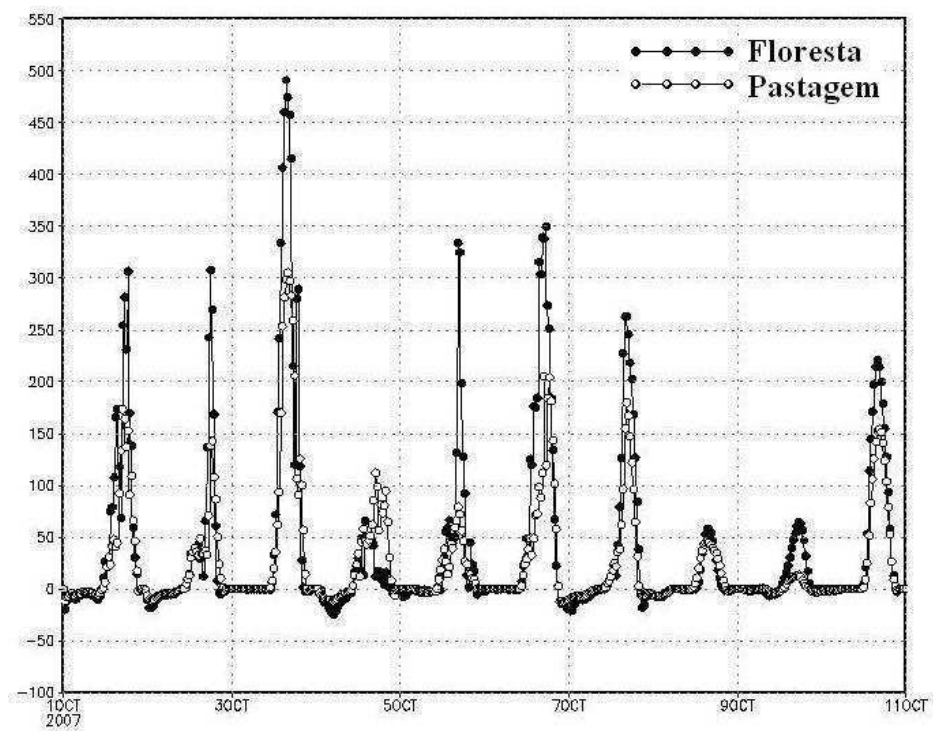


Figura 21 – Fluxo de calor sensível (Área 1)

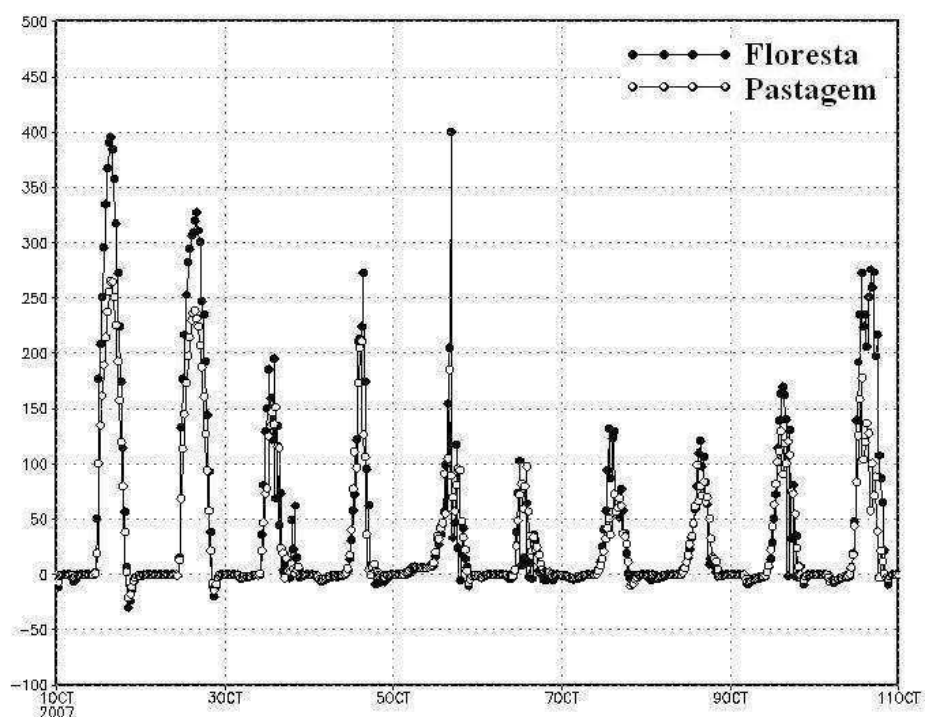


Figura 22 – Fluxo de calor sensível (Área 2)

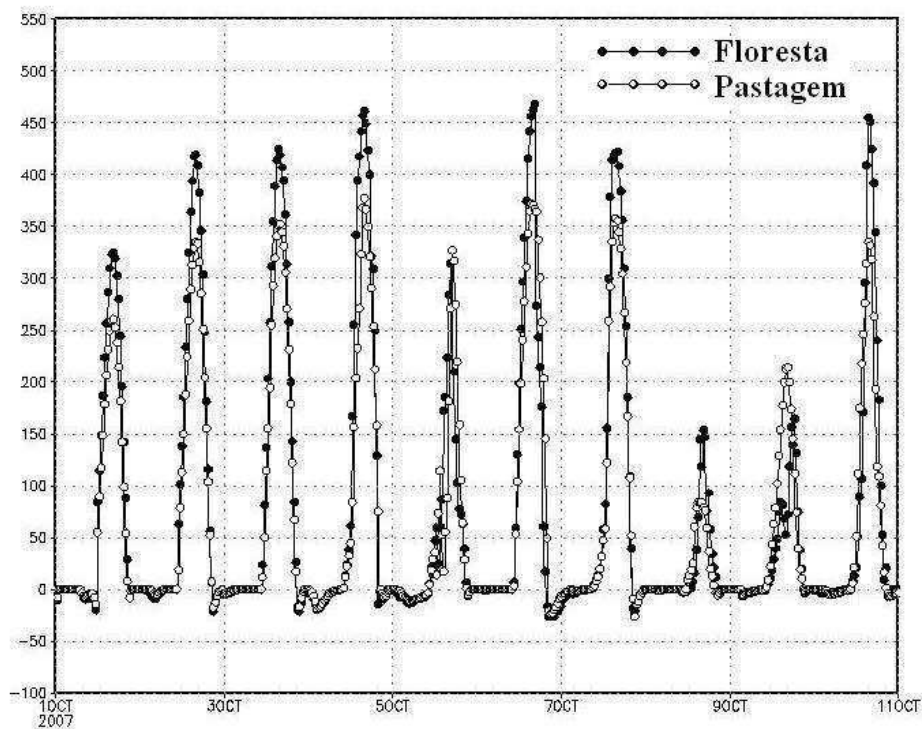


Figura 23 – Fluxo de calor sensível (Área 3)

4.7. Temperatura

Na área 1 (Figura 24) a temperatura apresenta variação significativa apenas nos dias 4, 5 e 9. Estes dias são caracterizados por picos de chuvas na região.

As Figuras 25 e 26 trazem as áreas 2 e 3 respectivamente, onde não apresentam alterações significativas em sua temperatura nas diferentes coberturas, apenas um leve aumento na floresta.

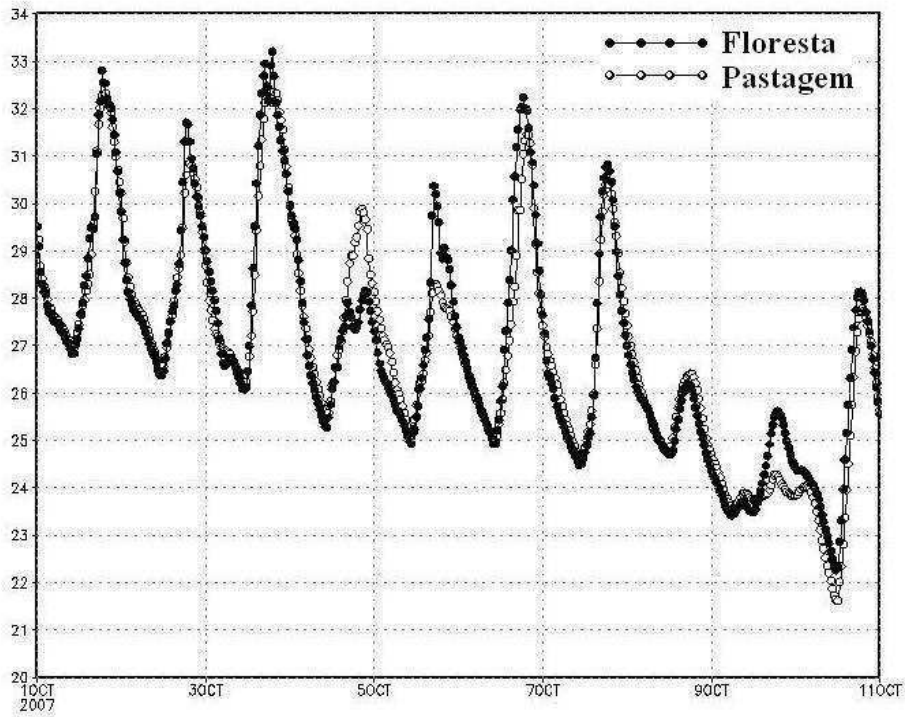


Figura 24 – Temperatura (Área 1)

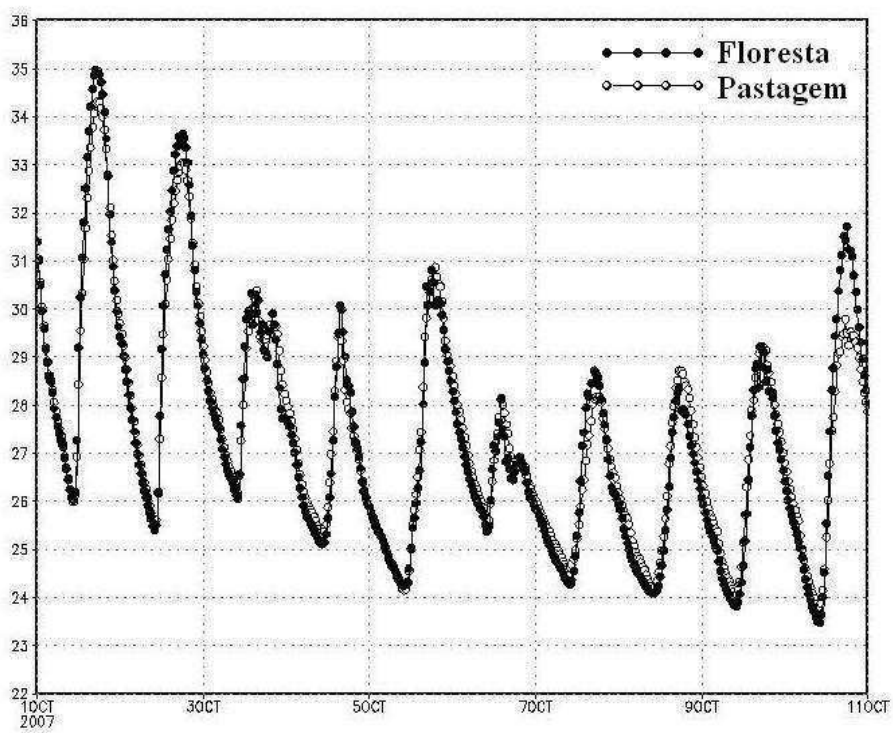


Figura 25 – Temperatura (Área 2)

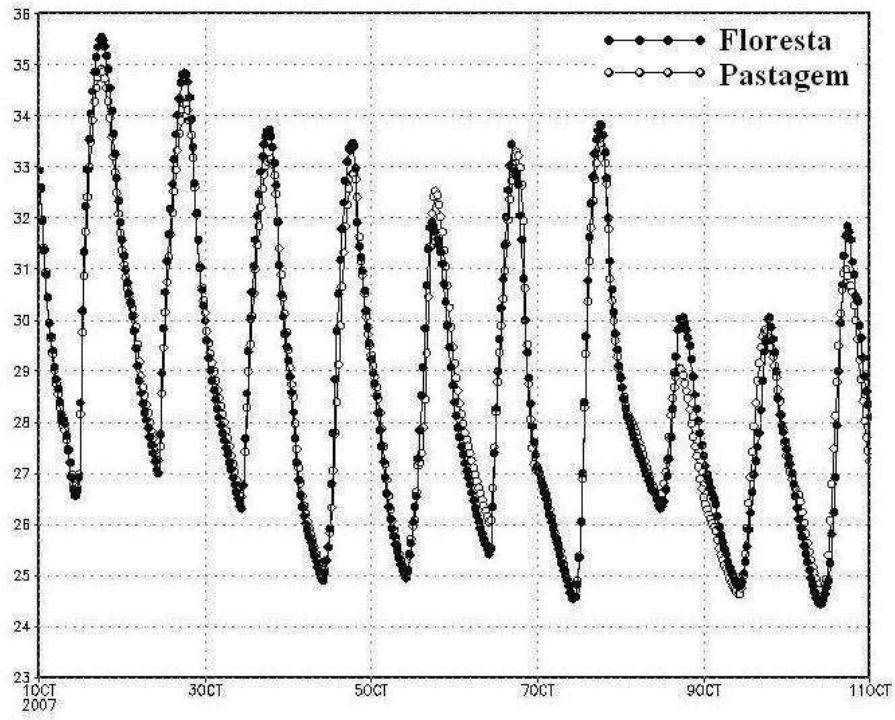


Figura 26 – Temperatura (Área 3)

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSÕES

Com uso do BRAMS, foram realizadas simulações para obter a diferença na cobertura de cúmulos rasos sobre floresta e pastagem em uma região da Amazônia. Para realização das simulações, três áreas de floresta foram substituídas por pastagem para verificação do impacto causado por esta mudança. Posteriormente cada área foi analisada mais detalhadamente.

Comparando a cobertura de cúmulos rasos sobre a floresta e sobre a região com áreas substituídas por pastagem, verifica-se uma maior quantidade de cúmulos rasos sobre todo o domínio, no experimento que considera a região com pastagem.

Apesar do aumento de cúmulos rasos sobre toda a região com a modificação da cobertura do solo, ao analisar cada área em que houve a alteração verificou-se que não houve aumento de cúmulos rasos em todas as áreas. Nas áreas 1 e 3, houve aumento sobre a floresta e apenas na área 2 houve aumento sobre a pastagem. Portanto, pode-se afirmar que a modificação da cobertura do solo causa aumento na cobertura de cúmulos rasos, mas não implica diretamente em aumento da cobertura desta nuvem sobre a região modificada, ela pode ocorrer sobre a vizinhança, como pode ser visto nas áreas de substituição.

Houve maior precipitação sobre a pastagem na área 3, e um pouco na área 2. Portanto houve um aumento na convergência de umidade nestas áreas. Resultados similares foram encontrados em estudos como os de Manzi e Planton (1996) e de Lean e Rowtree (1997). Isso pode acontecer devido o aumento de turbulência sobre a região de pastagem, ativando uma circulação local favorecendo a convecção.

A razão de mistura, saldo de radiação, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente, sofreram pequenas alterações sobre as diferentes coberturas. As diferenças existentes foram devido ao teor de umidade, que era maior nas áreas 1 e 2 em relação a área 3.

A diferença de temperatura foi pequena entre as diferentes coberturas, sobre todas as áreas. Pequenas alterações foram percebidas devido à precipitação.

De forma geral, estudos anteriores sobre impacto de mudança de cobertura do solo sobre a Amazônia, resultaram em maior temperatura e menor precipitação sobre a área que sofre deflorestamento. Porém a maioria destes estudos foram realizados em

modelos de escala global. Alguns estudos, agora em mesoescala, obtiveram resultados contrários, constatando que sobre a área desflorestada houve aumento na convecção. Essas diferenças entre as simulações numéricas mostram que há uma forte dependência dos resultados em relação às parametrizações de nuvens e da transferência radiativa consideradas nos modelos atmosféricos.

Portanto com os resultados obtidos neste trabalho confirmamos que a modificação em uma região pode ocasionar um tipo de modificação local e outro tipo de modificação na vizinhança.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A.; SCHUBERT W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the larger-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, 674-701, 1974.
- BAIDYA ROY, S.; AVISSAR, S. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**. 107, doi:10.129/2000JD000266, 2002.
- BERBET, M. L. C.; COSTA, M. H. Climate change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. **Journal of Climate**, v.16, p.2099-2104, 2003.
- BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, 178-196, 1973.
- BETTS, A. K. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 32, 1934-1945, 1975.
- CHEN, F.; COTTON, W. R. A. one-dimension simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary Layer Meteorology**, v. 25, p. 289-321, 1983.
- CULF, A. D.; ESTEVES, J.; MARQUES, O. Radiation, temperature, humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley. 1996, p. 175 - 191.
- CUTRIM, E.; MARTIN, D.; RABIn, R. Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, n.10, p.1801-1805, 1995.
- DENG, A.; SEAMAN, N. L.; KAIN, J. S. A Shallow-Convection Parametrization for Mesoscale Models. Part II: Verification and Sensitivity Studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, p. 57-78, 2003.
- Dickinson, R.; Henderson-Sellers, P.; Kennedy, J.; Wilson, M. Biosphere –Atmosphere Transphere Scheme (BATS) for the NCAR-CCM. NCAR/TN-275-STR. **Boulder: National Center for Atmospheric Research**, 1986. 72p.
- DICKINSON, R.; KENNEDY, P. Impacts in regional climate of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v.99, p.20863-20877, 1992.
- DOLMAN, A. J.; GASH, J.; ROBERTS, J. Stomatal and surface conductance of tropical rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.54, n.2/4, p.303-318, 1991.

- GASH, J. H., SHUTTLEWORTH, W. J. Tropical deforestation: albedo and surface-energy balance. **Climate Change**, n. 19, v. 1-2, p. 123-134, 1991.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 425 - 435.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. An overview of ABRACOS In: Gash J.H.C., Nobre C.A., Roberts J.M., Victoria R.L. (Ed) **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: Wiley, chap. 1, 1-14, 1996.
- GRELL, G. A. Prognostic Evaluation of Assumptions used by Cumulus Parameterizations. **Monthly Weather Review**. V.121, p.764-787, 1993.
- GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**. V.29. Art. N° p.1693, 2002.
- HAIDEN, T., Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, 3164-3167, 1996.
- LARSON, K.; HARTMANN, D.L.; KLEIN, S.A. On the Role of Clouds, Water Vapor, Circulation and Boundary Layer Structure on the Sensitivity of the Tropical Climate. **Journal of Climate**, 12, 2359-2374, 1999.
- LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. Quarterly **Journal of the Royal Meteorological Society**, v.119, n.511, p.509-530, 1993.
- LIN C. Some Bulk Properties of Cumulus Ensembles by a Cloud-Resolving Model. Part I: Cloud Root Properties. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, 3724-3735, 1999.
- MANZI, A.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 505 - 529.
- MELLOR, G.; YAMADA, T. Desenvolviment of a turbulence closure model for use in geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-857, 1986.
- NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, 4, 957-988, 1991.
- PALUCH, I. R. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, p. 2467-2478, 1979.

- PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H.. A comprehensive meteorological modeling system - rams. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 49:69–91, 1992.
- PHILANDER, S.G.H.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N.C.; LI, T.; Pawcanowski, R.C. Why the ITCZ is mostly north of the equator. **Journal of Climate**, 9, 2958-2972, 1996.
- RENNÓ, N. O.; INGERSSOL, A. P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 136, p. 572-585, 1996.
- ROCHA, H. R. Modelagem da interação Biosfera-Atmosfera para a área de floresta e pastagem na Amazônia. (INPE- 5454TPI/496). 1992. **Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, São José dos Campos, 1992.
- SELLERS, P. J.; SHUTTLEWORTH, J.; DORMAN, L.; DALCHER, A.; ROBERTS, J. Calibrating the single biosphere model for Amazonian tropical forest using field and remote sensing data. Part I: Average calibration with field data. **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p.727-759, 1989.
- SHUTTLEWORTH, W.J.; GASH, J.H.C.; LLOYD, C. R.; MCNEIL, D. D.; MOORE, C. J.; WALLACE, J. S. An integrated micrometeorological system for evaporation measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 43, v. 3-4, p. 295-317, Sep. 1988.
- SIEBESMA, A. P. Shallow Cumulus Convection. In E. J. Plate et al. (eds.): *Buoyant Convection in Geophysical Flows*, **Kluwer Academic Publishers**, 441-486, 1998.
- SILVA DIAS, F. S.; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondônia in dry season. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (eds). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 531 - 547.
- SILVA-DIAS, M.A.F.; PETERSEN, W.; SILVA-DIAS, P.L.; CIFELLI, R.; BETTS, A.K.; LONGO, M.; GOMES, A.M.; FISCH, G.F.; LIMA, M.A.; ANTONIO, M.A.; ALBRECHT, R.I. A case study of convective organization into precipitating lines in the Southwest Amazon during the WETAMC and TRMM-LBA. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.107, n.D20, doi:10.1029/2001JD000375, 2002
- SKOLE, D.; TUCKER, C. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: satellite data from 1978 to 1988. **Science**, v.260, p.1905-1910, 1993.
- SOUZA, E. P. Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica. **Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo**. 121 p., 1999.

- SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, 2915-2922, 2000.
- Souza, E. P.; Lopes, Z. F.; Araujo, T. L. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 158-167, 2009.
- Souza, E. P. ; Silva, E.M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 33-42, 2002
- Tiedtke, M. The parameterization of moist processes. Part 2: The parameterization of cumulus convection. **ECMWF Lecture Series**, 56pp, 1987.
- XU, K. M.; D. A. Randall, A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 53, 3084–3102, 1996.
- Walker, G.; Sud, Y.; Atlas, R. Impact of the Ongoing Amazonian deforestation on local precipitation: A GCM simulation Study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, n.3, p.346-361, 1995.
- Walko, R. L.; Tremback, C. J.; Hertenstein, R. F. A. **RAMS - The Regional Atmospheric Modeling System**. Fort Collins, 1995.
- Wang, J.; Bras, R.; ELTHAIR, E. A. B. The Impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia. **Journal of Hydrometeorology**, 1, 267-286, 2000.
- Wang, J.; Chagnon, F.J.F.; Williams, E.R.; Betts, A.K.; Renno, N.O.; Machado, L.A.T.; Bisht, G.; Knox, R.; Bras, R.L. Why clouds follow deforestation over the Amazon. **PNAS**, v. 106, n. 10, p. 3670-3674, 2009.
- Werth, D.; Avissar, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Res.**, 107(D20), doi:10.1029/2001JD000717, 2002.
- Yanai, M.; Esbensen, S.; CHU, J. -H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, 611-627, 1973.