



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



**ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE CONVECÇÃO RASA E RADI-  
AÇÃO COM ENFASE NO CICLO DIURNO DO BALANÇO DE ENERGIA À SU-  
PERFÍCIE**

**ZILURDES FONSECA LOPES**

Campina Grande, PB  
junho de 2005

**ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE CONVECÇÃO RASA E RADIAÇÃO COM ENFASE NO CICLO DIURNO DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE**

**ZILURDES FONSECA LOPES**

Dissertação apresentada ao curso de Pós – Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Mesoescala

Sub – Área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande, PB

junho de 2005

L864e      Lopes, Zilurdes Fonseca.  
              Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície / Zilurdes Fonseca Lopes. - Campina Grande, 2005.  
              84 f.

              Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2005.  
              "Orientação : Prof. Dr. Enio Pereira de Souza".  
              Referências.

              1. Balanço de Energia à Superfície. 2. Interação entre Convecção Rasa e Radiação. 3. Energia - Balanço. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Souza, Enio Pereira de. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título

CDU 551.52(043)

ZILURDES FONSECA LOPES .

ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE CONVECÇÃO RASA E RADIAÇÃO  
COM ENFASE NO CICLO DIURNO DO BALANÇO DE ENERGIA À SUPERFÍCIE

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 11/7/2005

BANCA EXAMINADORA



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



Profa. Dra. MAGALY DE FÁTIMA CORREIA  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. LUIZ AUGUSTO TOLEDO MACHADO  
Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC  
Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE

## SUMÁRIO

Lista de Tabelas.....	4
Lista de Figuras.....	5
RESUMO.....	8
ABSTRACT.....	9
1 INTRODUÇÃO.....	10
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1 Descrição do modelo BRAMS.....	28
3.2 Parametrização de cúmulos rasos.....	29
3.3 Fluxo de massa convectivo.....	31
3.4 Propriedades da nuvem.....	32
3.5 Parametrização de cobertura de nuvens cúmulos.....	35
3.6 Características da área de estudo.....	37
3.7 Dados e experimentos.....	40
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	43
5 CONCLUSÃO.....	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86

**LISTA DE TABELAS**

TABELA 1	Tipo de solo da Reserva Biológica de Rebio-Jarú no município de Ji-Paraná em Rondônia.....	40
TABELA 2	Período do regime de vento na baixa atmosfera em Rondônia.....	41
TABELA 3	Valores médios para as duas simulações para os regimes de vento de Oeste e este e observado.....	82

## LISTA DE FIGURAS

1	Localização da área de estudo.....	39
2	Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	45
3	Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	45
4	Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	48
5	Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	48
6	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	51
7	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	51
8	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo- <i>amc</i> .....	52
9	Ciclo médio do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo- <i>amc</i> .....	52
10	Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	55
11	Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	55
12	Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	57
13	Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	57

14	Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	59
15	Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	59
16	Ciclo médio diurno da temperatura potencial para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com u50 de umidade do solo.....	61
17	Ciclo médio diurno da temperatura potencial para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	61
18	Ciclo médio da condensação formada na escala da grande para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.....	63
19	Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grande para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.....	63
20	Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	65
21	Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	66
22	Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	67
23	Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	68
24	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	70
25	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	70
26	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo- <i>amc</i> .....	71
27	Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo- <i>amc</i> .....	71

28	Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 %umidade do solo.....	73
29	Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	73
30	Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	75
31	Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	75
32	Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	76
33	Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	77
34	Ciclo médio diurno da temperatura potencial para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	78
35	Ciclo médio diurno da temperatura potencial para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	78
36	Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grande para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.....	79
37	Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grande para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.....	80

## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi o de investigar o efeito da convecção rasa no ciclo diurno do balanço de energia à superfície. O enfoque foi dado ao papel do sombreamento devido aos cúmulos rasos na configuração do forçante convectivo à superfície. Utilizou-se o modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) para as simulações, que foram feitas para área de floresta localizada no município de Ji-Paraná, no estado de Rondônia. O estudo compreende o período de dois regimes de vento de baixos níveis observados no estado, o de oeste e o de leste. O modelo foi integrado para três dias para cada regime de vento. As simulações foram realizadas com duas grades, a primeira com resolução horizontal de 80 km, cobrindo todo o território do Brasil, e a segunda com 20 km, centrada no estado de Rondônia. Foram executados dois experimentos: o primeiro denominado de SHA com convecção rasa e sem interação com a radiação solar e o segundo denominado de RAD, com convecção rasa e interação com a radiação solar. Para cada tipo de ajuste foram feitas duas simulações diferentes: uma com umidade do solo de 50% e outra com 70% para dois regimes de vento. Os dados observados foram os coletados durante a campanha do Wet Season Atmospheric Meso-scale Campaign do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – WetAMC/LBA. Os resultados mostram que a consideração da interação entre convecção rasa e radiação produz simulações mais realistas. Isso foi mais pronunciado por volta do meio dia local e início da tarde, quando a atividade de cúmulos rasos está com sua atividade máxima. Os fluxos e a cobertura foram bastante sensíveis a variações no forçante radiativo. Apesar da melhoria da qualidade dos fluxos, do ponto de vista qualitativo, ficou evidente a deficiência do modelo em representar esses fluxos nas primeiras e últimas horas do ciclo diurno.

## ABSTRACT

The objective of this work was investigating the effect of shallow convection on the diurnal cycle of the surface energy budget. The focus is on the role the cloud shading plays on the configuration of the surface convective forcing. The model used was the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) and the simulations were performed for a forested area located in Ji-Parana, in the state of Rondonia. The study covers the time period of two wind regimes, namely the western and the eastern wind regime period. The model was run for three day for each wind regime. The simulations were performed with two grids, the first one with a horizontal resolution of 80 km and the second grid with 20-km resolution, both centered at Rondonia. Two kinds of experiments were performed: in the first experiment, named SHA, the model had no interaction between shallow convection and radiation. In the second type of experiment, named RAD, shallow convection interacts with radiation. In addition, simulations were performed with initial soil moisture of 50 % and of 70 % for each set of experiments, for both wind regimes. The observed data were from the Wet Season Atmospheric Mesooscale Campaing of the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia – WETAMC/LBA. The results show that the consideration of the interaction between shallow cumulus and radiation leads to more realistic simulations. This is more pronounced around the local noon and early afternoon, when the shallow cumulus activity reaches a maximum. The surface fluxes and the cumulus cover were very sensitive to the variations in the radiative forcing. Even though, from a qualitative viewpoint, there is an improvement of the quality of the simulated fluxes, it became evident a model flaw in representing these fluxes during the first hours of the diurnal cycle.

## **CAPÍTULO 1**

### **1 – INTRODUÇÃO**

A região tropical, em particular a região amazônica, recebe mais energia do que perde por resfriamento radiativo. Ela é também uma grande fonte produtora de vapor d'água, através da evaporação direta e transpiração das árvores (Molion et al.,1984). Por isso, a importância da região amazônica como uma grande fonte de calor tropical para estabelecer e manter a circulação da atmosfera de grande escala e precipitação sobre o continente da América do Sul (Nobre, 1983; Santos, 1986; Carvalho, 1989 citado por Mota, 2004).

A convecção é um mecanismo importante que ajuda a manter o balanço de energia, porque ela exporta o excedente de energia para regiões com déficit de energia, regiões que perdem mais radiação infravermelha que ganham por radiação solar. Para crescimento, desenvolvimento e manutenção dessa convecção, o estado termodinâmico e dinâmico da circulação de grande escala é de importância fundamental. A relação da fonte de calor na Amazônia com a convecção tem sido abordada na literatura. Estudos mostraram que existe um forte acoplamento entre a fonte de calor representada pela convecção amazônica e a

formação da circulação anticiclônica de altos níveis, denominada de Alta da Bolívia. Essa fonte de calor tropical sobre a Amazônia se estende em direção ao sudeste do Brasil, conhecida como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e é acoplada a outras fontes de calor tropical tais como a Zona de Convergência do Pacífico Sul e a fonte de calor da África (Gandu e Silva Dias, 1998).

A região tropical tem também como forte característica a convecção rasa (cúmulos não precipitantes). A convecção rasa tem relação direta entre a camada limite planetária e a atmosfera livre através da mistura turbulenta termicamente forçada, onde as nuvens são baixas e não têm saldo positivo de calor latente. Entretanto, a nebulosidade é importante para manutenção da camada de nuvens através do transporte de calor, umidade e momento, induzido na vertical (Betts, 1975). Outro papel primordial dos cúmulos rasos é sua relação com a convecção profunda. Eles modificam o perfil termodinâmico na baixa troposfera, criando um ambiente mais favorável ao desenvolvimento da convecção profunda (Yanai et al., 1973).

A atividade de cúmulos rasos está sujeita a vários mecanismos de retroalimentação que podem ser positivos ou negativos para a configuração do perfil da estabilidade local com fortes implicações na dinâmica da circulação atmosférica. Esses mecanismos de retroalimentação, descritos por Stull (1985) são: *retroalimentação dinâmica* que implica que o movimento ascendente dentro da nuvem transporta uma perturbação negativa de entalpia e o movimento descendente, na periferia dos cúmulos, transporta uma perturbação positiva de entalpia. A *retroalimentação termodinâmica* implica em aquecimento, devido à condensação, na região inferior da nuvem e resfriamento evaporativo na parte superior. Já a *retroalimentação radiativa* implica em aquecimento na base da nuvem, devido à absorção de radiação de onda longa, e resfriamento no topo, devido à emissão. No caso da radiação de

onda curta, a presença de cúmulos causa forte atenuação do saldo de radiação em superfície, o que é desfavorável à manutenção das próprias nuvens (Souza e Silva Dias, 2004).

O balanço de energia à superfície é uma maneira de investigar os efeitos devido à convecção. A grande quantidade de energia é transferida verticalmente na atmosfera na forma de calor latente e sensível. A energia na forma de calor latente é o termo principal que contribui no armazenamento de energia na atmosfera.

Machado (2000) discutiu a relação entre o balanço de energia e a variabilidade da nuvem na Amazônia. Quando a cobertura de nuvens mudou de uma situação média para uma situação convectiva, uma grande quantidade de energia latente foi armazenada, principalmente na atmosfera média, representando uma energia potencial aos processos de condensação. Nessa situação, a atmosfera exportou e armazenou energia e perdeu energia por resfriamento radiativo no topo da atmosfera. Em condições de céu claro, a atmosfera ganhou energia pela convergência em altos níveis gerando subsidência, secando a atmosfera e aumentando a temperatura dos níveis médios e baixos. A atmosfera e a superfície exportaram mais energia durante eventos convectivos do que elas ganharam e vice-versa.

Nos trópicos, a superfície terrestre e a atmosfera formam um sistema fortemente acoplado. Os fluxos de superfície não somente controlam as entradas de água e energia na atmosfera, como também dependem das propriedades dinâmicas e termodinâmicas da camada limite atmosférica, através de processos envolvendo nebulosidade, conteúdo de água no solo, evaporação, hidrologia de superfície e cobertura vegetal.

A convecção rasa é fortemente dependente dos processos de superfície que, por sua vez, apresenta um forte ciclo diurno (Souza, 1999). No caso da região tropical, o ciclo diurno da camada limite, depende do acoplamento entre a camada sub-nuvem (camada de mistura que vai da superfície até a base da nuvem) e a camada da nuvem (que vai da base

ao topo da nuvem cúmulos), porque elas transportam os fluxos de calor sensível e latente na interface superfície-atmosfera. Além disso, a taxa de mistura e a temperatura potencial equivalente (ou entropia), na parte inferior da nuvem são fortemente reguladas pelos transportes ascendentes e descendentes pelas nuvens, porque a atmosfera tropical é quase neutra com respeito à convecção de umidade (Betts et al., 2002).

Na região amazônica a energia à superfície parece nunca estar em equilíbrio. Contudo a quantidade de energia armazenada na superfície e na atmosfera parece ser limitada. Isso define a escala de tempo na qual a superfície e atmosfera precisam exportar ou importar energia para controlar o déficit ou ganho de energia e, o ciclo diurno reflete esses mecanismos, que controlam o déficit ou ganho de energia da superfície (Machado, 2000). Os cúmulos rasos são fundamentais para o balanço de energia, pois atenuam a radiação solar, refletindo no balanço de energia. Quando a fração de cobertura de nuvens é baixa, a temperatura da camada de mistura se eleva aumentando o fluxo de vapor d'água na atmosfera, gerando condições propícias para o desenvolvimento da convecção e esta diminui a incidência da radiação solar a superfície.

O objetivo deste trabalho é investigar o impacto da convecção rasa no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia. O enfoque é dado ao papel do sombreamento devido aos cúmulos rasos na configuração do forçante convectivo em superfície, utilizando como ferramenta o modelo BRAMS.

O trabalho está organizado na seguinte forma: o capítulo 2 é apresentada a revisão bibliográfica, o capítulo 3 apresenta o material e os métodos utilizados assim como as características da área de estudo. No capítulo 4 é apresentada à análise do ciclo diurno dos forçantes convectivos simulados e observados, por último o capítulo 5, mostra as conclusões e as sugestões para a continuidade da pesquisa.

## **CAPÍTULO 2**

### **2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

O forçante primário para os processos atmosféricos resulta da diferença entre a energia que o sistema terra-atmosfera absorve e a que ele emite. A física envolvida no processo pode ser encontrada em qualquer livro-texto de radiação, como Liou (1980).

A radiação solar ao atravessar a atmosfera interage com ela fazendo com que uma parte seja espalhada em todas as direções. A parte da energia radiante que atinge o topo da atmosfera e transfere-se diretamente à superfície do solo é chamada de radiação direta. A outra parte, proveniente das demais direções, constitui a radiação difusa e é decorrente do espalhamento da radiação solar pela presença de moléculas e partículas em suspensão na atmosfera. A soma da radiação direta com a radiação difusa é denominada radiação global e todos esses componentes se referem à radiação de onda curta.

A radiação de onda longa emitida pela superfície da terra é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta da superfície, descrita pela lei de Stefan-Boltzmann. Muito dessa radiação é absorvida pela atmosfera antes de chegar ao espaço. A radiação terres-

tre incidente é a quantidade de radiação emitida em direção a superfície pelos gases ativos radiativamente e aerossóis na atmosfera. O vapor d'água e o dióxido de carbono são os gases na atmosfera que determinam fortemente o saldo da radiação terrestre. Portanto, o saldo de radiação ( $R_s$ ) representa a principal fonte de energia para os processos físicos e químicos que ocorrem na interface superfície-atmosfera. O saldo de radiação solar é representado pela seguinte equação:  $R_s = (K \downarrow - K \uparrow) + (L \downarrow - L \uparrow)$  em que:  $R_s$  é o saldo de radiação;  $K \downarrow$  é a radiação de onda curta incidente em direção a superfície;  $K \uparrow$  é a radiação de onda curta refletida pela superfície;  $L \downarrow$  é a radiação de onda longa incidente em direção a superfície e  $L \uparrow$  é a radiação de onda longa emitida pela superfície.

As nuvens exercem papel importantíssimo no balanço de radiação da Terra. Elas absorvem uma parte do fluxo de radiação terrestre e emitem em direção à superfície. Conseqüentemente, elas são importantes na determinação da radiação terrestre e, portanto, na radiação terrestre líquida na superfície. Dois processos são responsáveis para regular o fluxo de radiação solar que atravessa a atmosfera em direção à superfície: o primeiro é a reflexão e absorção pelas nuvens, o albedo da nuvem, que é a fração da radiação solar incidente refletida pelas nuvens, e é em função do tipo, densidade e extensão da cobertura da nuvem. O segundo processo é a absorção e espalhamento da radiação solar incidente por outros aerossóis e gases atmosféricos, dentre os gases, o vapor d'água é que absorve uma fração significativa da radiação de onda longa. Devido às radiações terrestre líquida e solar serem fortemente dependentes do campo das nuvens, estas têm papel importante no balanço de energia à superfície.

Nos últimos anos o balanço de radiação à superfície vem sendo simulado através de modelos numéricos para discutir questões relacionadas às previsões de tempo sazonal e mudança climática. Cess et al. (1990) apresentaram resultados do balanço de energia de

vários modelos de circulação geral atmosférica (MCGA), ilustrando suas respostas para uma mudança na distribuição da temperatura da superfície do mar (TSM). Eles utilizaram as TSMs em duas simulações: uma reduzida arbitrariamente de 2 K e a outra aumentada de 2 K das TSMs climatológicas. Os resultados foram analisados para determinar a sensibilidade desses modelos a uma mudança da temperatura do ar à superfície, medida globalmente, e a mudança da radiação líquida medida globalmente no topo da atmosfera. As análises revelaram que virtualmente todas estas variações entre os modelos foram encontradas pelas diferenças nas realimentações da nuvem simulada dos vários modelos. As diferenças da sensibilidade entre os modelos foram reveladas, principalmente, pelas diferenças na resposta à radiação líquida no topo da atmosfera.

Randall et al. (1992) utilizaram a mesma metodologia e a maioria dos modelos que Cess et al. (1990) para analisar a sensibilidade dos modelos com relação às respostas do balanço de energia e ciclo hidrológico com mudança imposta nas TSMs. Os seus resultados indicaram que a resposta do fluxo de energia líquido à superfície não é controlada pelos efeitos da nuvem, e sim determinado primeiramente, pela resposta do fluxo de calor latente, os efeitos nuvem-radiação são de importância secundária.

A partição de energia entre calor sensível e calor latente determina a energia disponível para a evaporação da água da superfície, transpiração dos vegetais e para elevar ou diminuir a temperatura da superfície e do ar. O fluxo de calor latente ou fluxo de vapor d'água é o resultado da evaporação, evapotranspiração, ou da condensação da superfície e é dado pela taxa de evaporação (ou condensação). A evaporação ocorre das superfícies líquidas bem como do solo úmido e superfícies vegetadas, quando o ar acima é mais seco, isto é, tem umidade específica mais baixa que o ar na vizinhança adjacente e seus elemen-

tos transpirantes. Já o fluxo de calor sensível ou direto surge como resultado da diferença da temperatura da superfície e do ar acima.

Os resultados do balanço de energia à superfície em escalas regional e global simulados pelos MCGA indicaram que, a maioria dos modelos tende a superestimar a radiação líquida média mensal em torno de 15 a 20%, em uma base anual, comparados com os dados observados. Isso foi primeiro atribuído ao albedo da superfície continental, que é subestimado em um número significativo dos modelos, resultando em superestimativa do fluxo de radiação de onda curta líquida a superfície. Nos fluxos de radiação de onda curta incidente sendo superestimado devido às incertezas no esquema de nuvens e absorção de céu claro; e por último, na temperatura superfície-terra sendo subestimada resultando em uma subestimativa do fluxo de radiação de onda longa emitida pela superfície (Garratt et al., 1993).

O estudo de Zhang et al. (1996) sobre o impacto das nuvens nos fluxos radiativos de superfície e derretimento de neve mostrou que o forçante de onda curta à superfície é negativo, enquanto o de onda longa é positivo e geralmente muito maior que o forçante de onda curta. Assim, todo o forçante radiativo da nuvem à superfície é positivo, com nuvens aquecendo a atmosfera mais baixa e aumentando o derretimento do gelo.

Os fluxos de energia simulados por um modelo de mesoescala tiveram concordância razoável com as observações do ISLSCP/FIFE (International Satellite Land Surface Climatology Project/ Experiment Field). A variação espacial dos fluxos de calor latente, sensível e no solo simulados pelo modelo foi muito sensível à distribuição de umidade do solo e biomassa. Os maiores valores de calor latente foram relacionados com o índice de área foliar verde, maior e alto conteúdo de água no solo, bem como energia disponível suficiente. Com respeito ao fluxo de calor sensível, a situação foi contrária, os altos valores

de calor sensível freqüentemente coincidiram com alto índice de área folhear marrom e solos relativamente secos. Já os maiores fluxos de calor no solo ocorreram com baixos valores de área folhear e alto conteúdo de água no solo (Song et al., 1997).

A vegetação é um importante receptor e armazenador de radiação solar, o que ocorre devido à absorção de energia incidente pelo sistema solo-planta e é dependente do albedo da superfície. Quando a energia solar incide sobre uma superfície vegetada, uma parte é refletida de volta para o espaço, outra é absorvida pela vegetação contribuindo para o aumento de sua temperatura, uma outra parte é transportada para a atmosfera através de processos predominantemente turbulentos, que se manifestam por transportes verticais tanto de calor sensível quanto de calor latente (Jarvis et al., 1997).

Antes da radiação atingir a superfície e assim ser armazenada pela vegetação e pelo solo ela é primeiramente atenuada pelas nuvens. Eltahir e Humphries Jr. (1998) estudaram o papel das nuvens no balanço de energia à superfície na Amazônia. A sensibilidade dos fluxos à superfície de radiação solar e terrestre foi examinada com o intuito de averiguar o papel potencial da realimentação da nebulosidade no balanço de radiação a superfície. Os resultados sugeriram que uma diminuição 1% na nebulosidade efetiva aumentaria a radiação solar líquida em  $1,6 \text{ Wm}^{-2}$ . Por outro lado, a radiação terrestre líquida diminuiria cerca de  $0,7 \text{ Wm}^{-2}$  devido ao aumento de 1% na nebulosidade efetiva.

As trocas de energia na interface vegetação-atmosfera que ocorrem por meio dos componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente à superfície são essenciais para a modelagem climática. As magnitudes desses fluxos e suas variações em períodos menores que um dia são muito importantes na calibração de modelos climáticos regionais e hidrológicos (Baldocchi e Meyers, 1998). Em intervalos maiores essas variáveis também são empregadas em modelos climáticos globais.

Berbery et al. (1999) analisaram o balanço de energia em modelos globais e regionais, eles utilizaram quatro modelos, que são: Eta, EDAS (Eta Data Assimilation System), MAPS (Mesoscale Analysis and Prediction System) e GEM (Global Environmental Multiscale). Eles complementaram as análises com as Reanálises NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research). O período de estudo foi para o mês de verão (agosto/1997) e outro de inverno (julho/1998) para a América do Norte. Eles também compararam os resultados dos modelos com as observações. Os principais resultados foram: as reanálises NCEP/NCAR e os modelos Eta e MAPS tiveram radiação solar a superfície sobre o continente de até  $50 \text{ Wm}^{-2}$  maior que as estimativas de satélites, enquanto a radiação solar do modelo GEM foi muito menor, com valores menores a  $25 \text{ Wm}^{-2}$ . Eles atribuíram essas influências nos modelos à cobertura de nuvens ou atenuação imprópria das nuvens ou que a atmosfera do modelo de céu claro foi excessivamente transparente ou ainda, à especificação imprecisa da elipticidade e excentricidade da órbita da Terra. A diferença na radiação líquida entre os modelos e as observações foi menor que a diferença obtida para a radiação de onda curta incidente, sugerindo que o excesso na radiação de onda curta incidente foi compensado pela radiação de onda curta refletida ou pela radiação de onda longa. Os resultados de mistura dos modelos foram obtidos através da razão de Bowen. No mês de agosto os modelos Eta e GEM reproduziram corretamente a razão de Bowen observada na parte sul da área de Great Plains CART/ARM (Cloud and Radiation Testbed/Atmospheric Radiation Measurement). Os resultados do modelo MAPS foram próximos do observado e os das reanálises foram mais que o dobro do observado. No mês de janeiro os modelos Eta e GEM tiveram valores de calor sensível próximo do observado e o fluxo de calor latente foi o dobro do observado, o modelo MAPS teve fluxo de calor latente e sensível maior que observado e as reanálises

NCEP/NCAR apresentaram fluxo de calor latente duas vezes o observado enquanto que o fluxo de calor sensível apresentou-se com sinal oposto. Foi feita ainda uma comparação do balanço de energia diário entre os modelos com as observações. O modelo GEM foi que produziu consistentemente a variabilidade diária. Já o modelo Eta reproduziu essa variabilidade, mas tendeu a subestimar a radiação. Todos os modelos tenderam a desaparecer com as amplitudes de fluxos de calor sensível e latente dos dados observados diários. Os modelos tiveram concordância mais entre si do que com as observações.

O efeito das nuvens em superfície de gelo foi investigado por Beesley (2000) através de um modelo de balanço de energia de equilíbrio idealizado. Os resultados mostraram que o equilíbrio da espessura do gelo teve forte correlação negativa com o forçante radiativo no topo da atmosfera e não correlação com o forçante radiativo da nuvem à superfície. Os experimentos no modelo confirmaram ainda que as interações entre nuvens de latitudes árticas e baixas influenciaram fortemente a dependência da espessura da nebulosidade, o impacto dessas interações no modelo foi previsto qualitativamente considerando como o efeito radiativo das nuvens foi particionado, entre a atmosfera e a superfície. Os resultados demonstraram, também, como os processos locais afetam a sensibilidade da espessura do gelo para as perturbações da nuvem e reduz sua previsibilidade e, ainda, sobre a importância do uso à superfície do forçante radiativo da nuvem e no topo da atmosfera, quando foi estimado o efeito climático da perturbação da nebulosidade.

As nuvens convectivas são componentes cruciais do tempo e do clima, elas não somente transportam calor e umidade verticalmente na atmosfera, mas também afetam fortemente os balanços de radiação solar e terrestre de escalas local e global. Devido a sua importância os seus efeitos são estudados em modelos de previsão numérica, principalmente, as nuvens profundas que tem escala de aproximadamente entre  $10^2$  e  $10^3$  m. Como as

nuvens rasas têm escala típica na ordem de 1km, os seus efeitos coletivos (aquecimento, resfriamento evaporativo, mistura, etc) não são determinados explicitamente nos modelos, então esses efeitos em áreas menores que  $50 \times 50 \text{ km}^2$ , são modelados através da parametrização.

Souza (1999) propôs uma parametrização para a convecção rasa no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modelling System), para calcular o fluxo de massa pela convecção durante o RBLE-3 (Rondônia Boundary Layer Experiment-3). Suas simulações representaram melhor os perfis termodinâmicos da atmosfera.

O ciclo convectivo diurno nos trópicos, em particular na Amazônia, está relacionado com a grande quantidade de vapor d'água, que é a principal fonte de energia latente da atmosfera tropical. A liberação da energia latente de condensação é a maior fonte de energia para a formação e movimento de nuvens cúmulos. O ciclo diurno da convecção foi estudado em Rondônia por Machado et al. (2002). Eles observaram que a cobertura mínima de nuvem ocorreu poucas horas antes da máxima precipitação e, a máxima cobertura de nuvem ocorreu à noite. A máxima precipitação aconteceu na hora da iniciação máxima das células convectivas observadas pelo satélite e células de chuva observada pelo radar.

Herdies et al. (2002) mostraram que em Rondônia prevalece um padrão bimodal dos ventos de baixos níveis com sucessivos períodos, denominados de regimes de vento de oeste e de leste. O regime de vento de oeste foi associado com uma atmosfera mais úmida, convecção com fraco desenvolvimento vertical e eletrificação e com a presença da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Já o regime de leste foi associado com uma atmosfera mais seca, convecção fortemente eletrificada com maior desenvolvimento vertical e sem a presença da ZCAS. Além disso, Rickenbach et al. (2002).

O ciclo diurno à superfície e estrutura da camada limite em Rondônia, durante a estação chuvosa, para os regimes de vento de leste e oeste na baixa atmosfera durante o experimento do LBA foi discutido por Betts et al. (2002). Eles observaram que o regime de leste apresentou temperatura, radiação solar incidente, fluxos de calor sensível e latente maiores que o regime de oeste. Todavia, a razão de mistura do vapor d'água em média foi maior, mas com ciclo diurno mais fraco para o regime de vento de oeste. Desse modo, a evaporação da superfície não foi a única responsável pelo equilíbrio da camada de mistura, mas também a interação com a camada da nuvem. Nesse caso, a evaporação da superfície foi muito menor, mas a camada sob nuvem foi mais baixa, uma vez que a evaporação da chuva das diversas correntes descendentes fracas manteve uma camada sob nuvem mais fria e mais úmida.

Os modelos atmosféricos permitem representar a interação entre solo-superfície-atmosfera. Betts e Jakob (2002) compararam o ciclo diurno de variáveis termodinâmicas à superfície, fluxos de superfície e precipitação usando modelo de previsão de curto prazo do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) com dados observados. O ciclo diurno termodinâmico do modelo foi mais frio e mais úmido durante o dia, logo, o nível de condensação por levantamento (NCL) do modelo foi mais baixo, correspondendo à base da nuvem mais baixa. Os regimes de leste foram mais úmidos com temperatura mais elevada do que os regimes de oeste, o que não foi consistente com os dados observados. A radiação líquida ( $R_s$ ) foi levemente maior no modelo. O fluxo de calor sensível foi um pouco menor comparada com a observada e o fluxo de calor latente foi maior no modelo o que produziu uma fração evaporativa também maior. Eles sugeriram que a maneira como a convecção é parametrizada nos modelos, em duas sub-rotinas separadas, uma para a con-

vecção rasa e outra para a convecção profunda, pode não ser a solução mais adequada no ponto de vista dos resultados obtidos.

Betts et al. (2002) mostraram que o ciclo diurno de precipitação simulado pelo modelo de previsão de curto prazo do ECMWF para o estado de Rondônia, reproduziu bem a intensidade da precipitação. Porém, a tendência temporal da precipitação não foi consistente com as observações. O modelo simulou a precipitação 2 horas após o nascer do sol quando as observações mostram chuva no período da tarde. Segundo os autores, a presença da precipitação no início da manhã foi devida ao modelo não simular adequadamente a camada convectiva não precipitante nesse período e, como em muitos modelos de previsão, as convecções rasas e profundas no ECMWF também são parametrizadas separadamente.

Devido às nuvens rasas não produzirem precipitação, elas recebem menos atenção na previsão de tempo do que as nuvens profundas. As nuvens estratocumulos foram as primeiras nuvens rasas consideradas importantes em modelos de clima global devido a sua influência no balanço de radiação da terra (Lilly, 1968 citado por Deng e Seaman, 2003). As nuvens rasas tipo cúmulos representam um importante papel para a manutenção da camada de nuvem. Elas representam uma fonte de calor e um sumidouro de umidade na parte superior da camada de mistura, causando aquecimento e secagem na região em contorno da base da nuvem. Devido às nuvens cúmulos não precipitarem e pela presença de uma camada mais estável e seca acima da camada de cúmulos, a reevaporação causa resfriamento e umedecimento da parte superior da nuvem o que causa um transporte líquido de calor para baixo e de umidade para cima na região em que a convecção rasa atua (Betts, 1975 citado por Souza e Silva, 2003).

Barbosa et al. (2003) testaram dois esquemas de parametrizações de cobertura de cúmulos rasos: o de Albrecht (1981) e o de Haiden (1996) para averiguar o efeito desses

esquemas no campo da nuvem e conseqüentemente no campo da radiação. Houve pouca diferença na cobertura de nuvens entre os esquemas, a única ressalva que se faz no esquema proposto por Albecht (1981), conforme sugerido por Haiden (1996), é que sob determinadas condições aquele esquema pode fornecer valores negativos para a cobertura de nuvens o que teria conseqüência direta na radiação solar. Eles também testaram a taxa de entranhamento nas nuvens cúmulos, o aumento do entranhamento nas nuvens cúmulos proporcionou uma fração de nuvens maior e nuvens menos profundas.

Siebesma et al. (2003) mostraram a intercomparação da convecção cúmulos rasos em modelos de simulação de grandes turbilhões e averiguaram que uma simulação de 6 horas teve excelente concordância da estrutura vertical termodinâmica observada de modelo para modelo. O estudo de Deng et al. (2003) apontou que os esquemas de convecção rasa podem simular ambientes sinóticos diferentes e as condições de mudanças bruscas associadas com fortes fluxos de superfície.

O impacto da parametrização de cúmulos rasos no modelo de mesoescala RAMS foi investigado por Souza e Silva (2003), com o objetivo de avaliar o impacto da convecção rasa em algumas variáveis termodinâmicas. Nesse estudo a implementação de cúmulos rasos alterou a estrutura vertical das variáveis termodinâmicas ao longo da integração do modelo. Isso foi mais expressivo pela parte da tarde e início da noite, devido à ação dos cúmulos rasos, que tiveram sua atividade máxima por volta do meio-dia local. Nesse estudo, ficou claro a importância da convecção rasa na determinação de nuvens convectivas profundas, uma vez que quando o esquema de convecção rasa foi implementado proporcionou uma maior quantidade de precipitação acumulada.

Mota (2004) realizou testes de sensibilidade para precipitação, fluxo de calor e umidade no Modelo de Circulação Geral do CPTEC(Centro de Previsão de Tempo e Estu-

dos Climáticos), através dos esquemas de parametrização tipo Kuo (Kuo, 1974) e Arakawa e Schubert (1974). Deste último foram testadas as versões Relaxed Arakawa-Schubert - RAS (Moorthi e Suarez, 1992) sendo o RAS original e o RAS ajustado para a Amazônia e Nordeste Brasileiro. O esquema RAS original subestimou a precipitação para a Amazônia e superestimou a precipitação para o Nordeste Brasileiro. Segundo a autora, a causa dessa superestimativa pode ser em decorrência do esquema RAS utilizado no modelo não incluir correntes descendentes. Quando foi utilizado o esquema RAS ajustado houve uma melhoria para a previsão de chuva na Amazônia e o nordeste brasileiro, mas somente para o regime de leste. Foi verificado ainda, que tanto o esquema RAS original quanto o RAS ajustado produziu chuva nos horários da manhã (entre 1200 e 1500 UTC), o que não aconteceu na maioria das vezes dos dados observados. Já no período da tarde, quando houve chuva, o modelo não a simulou.

O estudo de Zhu e Bretherton (2004) revelou que o esquema de cúmulos rasos representa realistamente os cúmulos rasos continentais e marinhos. Eles reproduziram as estruturas termodinâmicas verticais, o balanço de energia à superfície e o ciclo diurno continental. A convecção rasa alterou significante a estrutura termodinâmica da atmosfera pelo umedecimento e resfriamento da camada da nuvem, secando e aquecendo ligeiramente a camada sob nuvem.

Com respeito à interação entre a convecção de cúmulos rasos e o balanço de energia, Souza e Silva Dias (2004), visando o efeito dos cúmulos rasos no balanço de energia e na evolução dos padrões atmosféricos simulados pelo modelo BRAMS, mostraram que o fluxo de calor sensível foi melhor representado no modelo do que o de calor latente. O primeiro teve comportamento semelhante ao observado no início do dia e no período de maior forçante sendo em alguns instantes igual ao observado. Enquanto o segundo, foi

simulado uma hora mais cedo do que o observado. Do ponto de vista dos autores, isso sucedeu porque o fluxo de calor latente é a parte do modelo que mais reflete as imperfeições da retratação dos fenômenos físicos, na transição dos períodos noturno e diurno no modelo. Nessa análise foi observado que embora a interação entre radiação e os cúmulos rasos superestime os valores observados, esse efeito se torna menor quando a convecção de cúmulos rasos foi ativada, principalmente, no final da manhã e início da tarde, onde o saldo de radiação ficou bem próximo do observado. Porém, o modelo não representou bem a interação entre as duas primeiras e as duas últimas horas do dia. Os fluxos e a cobertura de nuvens foram bastante sensíveis ao forçante convectivo em superfície devido à parametrização dos cúmulos rasos, isso causou um sombreamento maior no modelo inibindo a convecção e diminuindo a cobertura de cúmulos.

## CAPÍTULO 3

### 3 - MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 - Descrição do modelo BRAMS

O modelo numérico usado neste trabalho é o “*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*” – BRAMS, na versão 2.0, que foi desenvolvido a partir do RAMS – modelo de predição numérica que simula desde a circulação atmosférica de grande escala até os *large eddy simulation* – LES da camada limite planetária. Sua estrutura básica é descrita por Pielke *et al.* (1992).

O BRAMS é um modelo regional de mesoescala e é integrado na versão não-hidrostática. Dentre as parametrizações físicas utilizadas neste trabalho estão: radiação de onda longa e de onda curta, de acordo com Chen e Cotton (1983). A turbulência na Camada Limite Planetária é calculada segundo Mellor e Yamada (1986). A microfísica segue o esquema descrito por Walko *et al.* (1995). A convecção profunda que é do tipo Kuo (Kuo, 1974), modificada por Molinari (1985) e Molinari e Corsetti (1985). A interação superfície-atmosfera é feita no BRAMS através do modelo LEAF-2 (Walko *et al.* 2000).

### 3.2 - Parametrização de Cúmulos Rasos

A descrição do esquema de cúmulos rasos descrita a seguir segue a formulação desenvolvida em Souza (1999).

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

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

em que  $w$  é a velocidade vertical,  $s_l$  é a energia estática líquida,  $s$  é a energia estática seca,  $\rho$  é a densidade do ar,  $L$  é calor específico de vaporização,  $q_l$  é a umidade específica líquida,  $q_t$  é umidade específica total e  $q_v$  umidade específica do vapor d'água, o subscrito  $c$  representa variáveis referentes a nuvens, as variáveis com uma barra referem-se a valores médios do ambiente 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  $\sigma$  é a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem e  $w_c$  é a velocidade vertical correspondente.

Segundo Betts (1975), as equações prognósticas para calor e umidade devidas à convecção rasa podem ser escritas na forma:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' s_1')} \quad (4)$$

e

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

em que,  $s = c_p T + gz$  é a energia estática seca,  $c_p$  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:

$$q_t = q_v + q_l \quad (6)$$

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:

$$s_l = s - L q_l \quad (7)$$

$L$  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), devidos à convecção rasa, podem ser obtidas a partir de (1) e (2).

### 3.3 - Fluxo de massa convectivo

No esquema proposto por Souza (1999), o fluxo de massa convectivo foi determinado a partir do princípio da convecção como uma máquina térmica (Rennó e Ingersoll, 1996), que se baseia no fato de que as circulações convectivas são forçadas por uma máquina operando entre dois reservatórios de calor: um quente (superfície da terra) e outro frio (região da atmosfera onde o calor é rejeitado), de acordo com a segunda lei da termodinâmica. Detalhes da derivação podem ser encontrados em Souza (1999). O fluxo de massa convectivo na base da nuvem pode ser escrito na forma:

$$M_c = \frac{\eta F_{ab}}{TCAPE} \quad (8)$$

em que  $\eta$  é a eficiência termodinâmica de uma máquina de Carnot, operando entre os reservatórios quente (a superfície) e frio (a camada convectiva). O  $\eta$  é dado por:

$$\eta = \frac{T_a - T_f}{T_a},$$

onde  $T_a$  é a temperatura do reservatório quente (considerada como a temperatura do primeiro nível do modelo) e  $T_f$  é a temperatura do reservatório frio (calculada como a média na camada convectiva) (Rennó e Ingersoll, 1996).  $F_{ab}$  é o forçante convectivo e é

dado pela soma dos fluxos de calor latente e de calor sensível à superfície.  $TCAPE$  é o empuxo total das parcelas em convecção e envolve a contribuição do empuxo positivo das parcelas em ascensão e negativo das parcelas descendentes, (Rennó & Ingersoll, 1996).

Uma vez que a base e o topo da nuvem são determinados, o fluxo de massa em qualquer nível pode ser obtido interpolando-se o fluxo de massa do seu valor na base, dado pela equação (8), para zero no topo da nuvem. O valor  $TCAPE$  obtido a partir da aproxi-

mação  $TCAPE \approx 2 \times CAPE$  (Rennó e Ingersoll, 1996) em que  $CAPE$  pode ser escrita na forma:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NPE} \left( \frac{T_{vc} - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} \right) dz \quad (9)$$

os limites de integração são: o  $NCE$  é o nível de condensação espontânea e  $NPE$  é o nível de perda de empuxo para convecção rasa.

O entranhamento  $\lambda$ , no esquema de Souza (1999), é uma função da altura  $z$ , na forma:

$$\lambda_z = \lambda_0 \times 10^{\frac{z}{Z^*}} \quad (10)$$

em que  $\lambda_0$  é um valor inicial, considerado  $10^{-6} \text{ m}^{-1}$  neste trabalho e  $Z^*$  é uma altura de referência na qual sempre que a profundidade da convecção aumenta de  $Z^*$ , a taxa de entranhamento aumenta por um fator de  $dez$ . Neste trabalho  $Z^*=700 \text{ m}$ .

### 3.4 - Propriedades da nuvem

A fim de se obter os perfis verticais das propriedades da nuvem, serão usadas as equações do esquema de Arakawa e Schubert (1974), para uma única nuvem (Albrecht et al., 1986). As propriedades da nuvem são obtidas através do modelo de entranhamento contínuo.

O perfil vertical da energia estática úmida da nuvem,  $h_c$ , é obtido a partir de:

$$\frac{\partial h_c}{\partial z} = -\lambda_z (h_c - \bar{h}) \quad (11)$$

em que,  $h = c_p T + gz + Lq_v$  é a energia estática úmida.

Os perfis de energia estática úmida e umidade específica podem então ser determinados, respectivamente, a partir das equações:

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1 + \gamma_v} (h_c - \bar{h}_s) \quad (12)$$

e

$$q_{vc} = \bar{q}_s + \frac{\gamma_v}{(1 + \gamma_v)L} (h_c - \bar{h}_s) \quad (13)$$

nas quais,  $\gamma_v \equiv \left( \frac{L}{c_p} \frac{\partial q_{vs}}{\partial T} \right)_p$ , e o subscrito  $s$  refere-se a valores das variáveis à saturação.

Uma vez determinado o perfil de  $q_{vc}$ , o perfil de  $q_{lc}$  (sem conversão de água de nuvem para água de chuva) pode ser obtido de:

$$\frac{\partial q_{lc}}{\partial z} = -\frac{\partial q_{vc}}{\partial z} = -\lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda q_{lc} \quad (14)$$

Souza (1999) usou a suposição de que os cúmulos rasos são ativados quando parcelas em convecção desde a superfície possuem energia suficiente para atingirem o nível de condensação por levantamento (*NCL*) conforme mostrado por Rennó e Williams (1995).

Nesse caso, o esquema distingue entre nuvens ativas e forçadas (Stull, 1985). O topo das nuvens é considerado como sendo o nível no qual as parcelas perdem totalmente sua energia cinética. A energia total de uma parcela, integrada desde a sua origem (próximo à superfície) até o topo da nuvem é:

$$\frac{g}{c_p} \left[ \int_{\text{SUP}}^{\text{NCL}} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz + \int_{\text{NCL}}^{\text{TOPO}} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz \right] = 0 \quad (15)$$

em que,  $s_v = s + 0.608c_p Tq_v - c_p Tq_l$  é a energia estática seca virtual.

De acordo com Albrecht et al. (1986), a primeira integral na equação (15) pode ser dada por:

$$\frac{g}{c_p} \int_{\text{SUP}}^{\text{NCL}} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz = \frac{3}{4} \left[ g z_{\text{NCL}} \frac{(w'T'_v)}{\bar{T}_0} \right]^{\frac{2}{3}} \quad (16)$$

na qual o termo entre colchetes é o cubo da escala de velocidade convectiva de Deardorff (Deardorff, 1970). Se a primeira integral nesta equação torna-se negativa logo no primeiro nível acima do *NCL*, supõe-se que a nuvem é do tipo forçada e o esquema não é ativado. Caso contrário, se uma parcela atinge o *NCL* com algum empuxo, dado pela equação (15), a segunda integral na equação (16) é resolvida usando-se o valor da primeira como condição de contorno. Se o fluxo de calor da superfície ( $w'T'_v$ ) for zero ou negativo, não há ativação de nuvem.

### 3.5 - Parametrização de Cobertura de Nuvens Cúmulos

Para que seja possível a parametrização da cobertura de nuvens cúmulos as mesmas devem estar em quase equilíbrio com o ambiente. Isso só é possível se a escala de tempo entre a interação de uma nuvem e o ambiente for pequena com relação à escala de tempo que ocorre as mudanças na camada de nuvem (Albrecht, 1981).

Albrecht (1981) definiu o decaimento das nuvens pela diferença do teor de água entre nuvem e o ambiente, ele também estabeleceu que a nuvem é aproximadamente não flutuante quando sua evaporação é completa, em tal caso, para uma nuvem individual, a evolução temporal do teor de água dentro da nuvem é governada por uma função de decaimento exponencial com o tempo, dada por:

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{Q}{\tau} \quad (17)$$

em que,  $Q = q_c + q_l - \bar{q}$  é a diferença do teor de água total entre a nuvem e o ambiente e  $\tau$  é o tempo de decaimento exponencial. Baseado nesse princípio, Albrecht (1981), definiu que o campo total da cobertura de nuvem é:

$$C = \frac{SR - 1}{SR - RH} \quad (18)$$

em que:  $RH = \bar{q}/\bar{q}_s$  é a umidade relativa do ambiente e  $SR = (q_{c0} + q_{l0})/\bar{q}_s$  é a razão de saturação.

A Equação (18) não é aplicada para nuvens com empuxo negativo, nas quais  $SR$  seria menor que 1, resultando em uma cobertura de nuvem negativa, o que seria fisicamente

inaceitável. Esse tipo de nuvem ocorre em situações em que a parcela alcança o nível de condensação por levantamento, porém, não atinge o seu nível de convecção livre. Outro problema é que  $C$  aproxima-se de zero, desaparecendo o teor de água líquido somente se  $q_0 = \bar{q}_s$ , ou seja, se a nuvem apresentar empuxo inicial nulo.

Para solucionar o problema acima, Haiden (1996), definiu uma nova razão de saturação (SR). Ele utilizou a energia estática úmida no processo de decaimento pelo balanço de calor, dada por:

$$h = c_p T + gz + Lq \quad (19)$$

em que:  $z$  é a altura,  $g$  aceleração da gravidade,  $L$  é o calor latente de evaporação e  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante.;

A evolução temporal da energia estática úmida é governada por uma equação análoga à Equação (17).

$$\frac{dH}{dt} = -\frac{H}{\tau} \quad (20)$$

em que:  $H = h_c - \bar{h}$ .

A integração da Equação (20) fica:

$$h_c(t) = \bar{h} + (h_{c0} - \bar{h}) \exp(-t/\tau) \quad (21)$$

combinado-se as equações (17) e (13) obtém-se:

$$l(t) = l_0 \exp(-t/\tau) - \frac{\delta \bar{q}}{1 + \gamma} [1 - \exp(-t/\tau)] \quad (22)$$

Resolvendo (22) para o tempo de decaimento, vem:

$$\tau_d = \tau \ln \left[ 1 + (1 + \gamma) \frac{l_0}{\delta \bar{q}} \right] \quad (23)$$

A combinação de (17) e (23) fornece uma expressão para a quantidade de nuvem total idêntica a da Equação (18). Porém, a razão de saturação é definida como  $SR = 1 + (1 + \gamma) q_{l_0} / \bar{q}_s$ .

Em termos do déficit de saturação do ambiente  $\delta q$ , a cobertura de nuvem é escrita na forma:

$$\sigma = \frac{1}{1 + \frac{\delta \bar{q}}{(1 + \gamma) l_0}} \equiv \frac{1}{1 + \frac{1}{m}} \quad (24)$$

Segundo Haiden (1996), a diferença na cobertura de nuvem calculada através das equações (18) e (23) são ou de sinal ou de aumento com a temperatura. Para alto (baixo) teor de água líquida inicial  $l_0$ , a quantidade de nuvem dada por (24) é maior (menor) que aquela determinada por (18). A equação (24) apresenta valores de  $\sigma$  mais consistentes fisicamente, representando melhor as nuvens com empuxo negativo.

### 3.6 – Características da área de estudo

A região de estudo foi a Reserva Biológica mantida pelo Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Renováveis (IBAMA) no município de Ji-Paraná no Estado de Rondônia. A reserva está localizada em torno de 80 km norte do município de Ji-Paraná e

acima de 120 m do nível médio do mar. No setor noroeste para sul-sudeste a vegetação é de floresta nativa por várias dezenas de quilômetros. No setor restante, a floresta nativa é muito menor, da ordem de 1 km (Culf et al., 1996).

A altura média do dossel da floresta é de 35 m de altura com árvores que chegam acima de 45 m de altura. Abaixo do dossel, a vegetação é esparsa e uma camada atmosférica semi-confinada é definida. O processo de troca turbulenta realizado entre as camadas abaixo e acima do dossel define os fluxos de superfície que mantém a camada limite e leva a formação de nuvens.

O comportamento da radiação acima e dentro da floresta Rebio-Jarú foi sumarizado como: 1) o albedo mínimo da radiação solar global de  $13,1\% \pm 1,1\%$  e albedo mínimo PAR de  $2,8\% \pm 0,3\%$  foi medido no topo da torre ao meio-dia; 2) a penetração da radiação dentro do dossel mostrou uma rápida diminuição na intensidade da radiação. Menos de 40% da radiação PAR e radiação solar incidente acima do dossel chega no nível de 30 m de altura (entre 5 e 10 m abaixo do topo do dossel) e somente cerca de 8% da PAR e 14% da radiação incidente chega no nível de 15 m; 3) a radiação que chega no solo da floresta foi somente  $4,2\% \pm 2\%$ ,  $1,6\% \pm 1,4\%$  e  $3,4\% \pm 2,2\%$  da radiação observada acima do dossel, radiação líquida, PAR e radiação solar incidente respectivamente (Manzi et al. 2000 e Moura et al. 2000).

No interior da floresta foi instalada uma torre micrometeorológica com 60 m de altura com instrumentação de resposta rápida (anemômetro sônico 3D, termômetros e higrômetros), com uma taxa de amostra de 16 Hz na altura de 21, 45 e 67 m. Instrumentos com taxa de amostra de 0,1 Hz para fornecer os perfis verticais da velocidade do vento, temperatura, umidade específica, radiação solar incidente, radiação solar líquida e radiação fotossinteticamente ativa (PAR) foram instalados.



**Figura 1 - Localização da área de estudo. Fonte: Silva Dias et al.**

A estação seca do município compreende o período que vai de junho a agosto, com precipitação total mensal chegando raramente a 20 mm, sendo julho o mês mais seco, com precipitação menor que 5 mm. Porém na estação seca, a região apresenta alguns períodos frios entre maio e setembro, em média são sete casos por ano, com dois ou três em julho. A estação chuvosa da região compreende os meses de novembro a abril com precipitação maior que 200 mm por mês. A temperatura do ar tem também uma forte sazonalidade, sendo outubro o mês mais quente com temperatura média de 25,5°C e julho o mês mais frio com temperatura média de 22,6°C. Outubro coincide com o final da estação seca e as temperaturas mais baixas em julho são devido à influência da friagem na região (Nobre et al., 1996).

O solo da Reserva Biológica de Jarú foi classificado como Prodzólico vermelho-amarelo A textura média moderada mais detalhes em Hodnett et al. (1996).

**Tabela 1-Tipo de solo da Reserva Biológica de Jarú em Rondônia.**

Tipo de solo (FAC)	Acrisol orgânico	
Camadas (m)		
Superfície	arenoso	
0-0,5	Argila (%)	4
	Areia (%)	88
	Densidade (Mg m <sup>-3</sup> )	1,38
	Porosidade (Mg m <sup>-3</sup> )	47
0,5-1,0	Argila (%)	24
	Areia (%)	67
	Densidade (Mg m <sup>-3</sup> )	1,38
	Porosidade (Mg m <sup>-3</sup> )	47

Fonte: Hodnett et al., 1996.

### 3.7 – Dados e Experimentos

Os dados utilizados são os da campanha do WETAMC/LBA, realizado no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999.

O BRAMS foi integrado para dois períodos de vento listados na Tabela 2. A simulação foi feita com duas grades, a primeira com resolução horizontal de 80 km, cobrindo todo o território do Brasil e vizinhança e a segunda com 20 km, centrada no estado de Rondônia. Foram considerados nove níveis do solo e dois experimentos foram realizados, o primeiro denominado de SHA com convecção rasa e sem interação com a radiação solar, o segundo denominado de RAD, a convecção e a interação com a radiação foi ativada. O modelo foi integrado na versão 2.0. Para garantir que a média fosse feita sobre a floresta foi feita a média de 1° deslocado para o norte da região.

**Tabela 2 - Período do regime de vento na baixa atmosfera em Rondônia**

Regime (E = de leste; W = de oeste)	Período
E <sub>1</sub> – período ‘sem ZCAS’	11 de janeiro 00Z – 14 de janeiro 00Z
W <sub>1</sub> – período de ‘ZCAS’	14 de janeiro 00Z – 19 de janeiro 00Z
E <sub>2</sub> - período ‘sem ZCAS’	19 de janeiro 00Z – 29 de janeiro 00Z
W <sub>2</sub> – período sem ‘ZCAS’	29 de janeiro 00Z – 08 de fevereiro 00Z
E <sub>3</sub> – período ‘sem ZCAS’	08 de fevereiro 00Z – 22 de fevereiro 00Z
W <sub>2</sub> – período de ‘ZCAS’	22 de fevereiro 00Z – 28 de fevereiro 00Z

Fonte: Rickenbach et al. (2002).

Para cada tipo de ajuste (com e sem interação entre nuvens e radiação) foram feitas duas simulações diferentes: uma com umidade do solo de 50 % e outra com 70% para os dois regimes de ventos da Tabela 2: As simulações para o regime de vento de oeste (W<sub>2</sub>) foram feitas para o período de três dias, entre 05 de fevereiro a 00 UTC até 08 a 00 UTC, e para o regime de leste (E<sub>3</sub>) que compreende o período de 10 de fevereiro a 00 UTC até 13 de fevereiro a 00 UTC. Embora haja outros períodos de ventos característicos (Rickenbach et al., 2002), infelizmente somente para esses dois regimes de vento têm dados observados, tanto de calor sensível quanto de calor latente, saldo de radiação, temperatura do ar e pressão atmosférica com três dias consecutivos para fazer as comparações entre as simulações e as observações.

Os dados observados para validar os resultados das simulações foram os coletados durante a campanha do WETAMC/LBA (Silva Dias et al., 2002). Esses dados foram da torre micrometeorológica (10° 4.706’S; 61° 56.027’W). As Figuras a seguir foram confeccionadas através da média a cada 30 minutos, hora local de Rondônia, para cada regime de vento. As Figuras representam somente o ciclo diurno (6 às 18 horas local) das variáveis analisadas, uma vez que o modelo não simula a cobertura de nuvem no período noturno

(nuvem gerada por turbulência mecânica). Os resultados analisados são os que se referem da grade de 20 km a qual é centrada no estado de Rondônia.

## CAPÍTULO 4

### 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO

As Figuras a seguir são referentes às simulações com 50% de umidade do solo para os regimes de vento de baixos níveis de oeste e de leste. A Figura 2 mostra o ciclo médio da cobertura de nuvens cúmulos rasos para os experimentos SHA (sem interação entre a radiação e a convecção rasa) e RAD (com interação entre a radiação e a convecção rasa) para o regime de vento de oeste (que daqui por diante será chamado de  $W_2$ ). A cobertura surge a partir das 7 horas local (hl) tanto no experimento SHA quanto no RAD e a partir das 14 hl ela diminui no experimento SHA e 15 hl no RAD. A fração da cobertura para o experimento SHA é em média de 13 %, e a máxima de em torno 44 % às 14 hl. Para o experimento RAD a cobertura de cúmulos rasos é de 7 % para cobertura média e 17 % para a máxima as 13:30 hl.

O ciclo médio da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste (que daqui por diante será chamado de  $E_3$ ) é exibido na Figura 3. Como visto para o regime de  $W_2$ , a cobertura de nuvem com o experimento RAD é menor que do experimento SHA. As primeiras nuvens surgem no mesmo horário que o  $W_2$ , no entanto, se dissipam meia hora depois. O experimento SHA tem cobertura média de

24 % e máxima de 49 % as 12:30 hl e o experimento RAD de 13 % de cobertura média e 24 % as 14 hl de cobertura máxima, aproximadamente. Souza e Silva Dias (2004) encontraram fração da cobertura de cúmulos rasos superior a 35 % para o experimento sem interação com a radiação, e o experimento com interação com a radiação oscilou em torno de 10 %, mas para área de pastagem, em Ji-Paraná. As diferenças na cobertura de nuvens entre os resultados obtidos aqui e aqueles obtidos por Souza e Silva Dias (2004) são explicadas pelas características diferentes entre as duas áreas.

Observa-se variação na cobertura da nuvem nos dois experimentos sendo que a do experimento SHA é maior. A cobertura de nuvem cúmulos rasos é bem maior para o  $E_3$ , assim como a duração, o que não é consistente com os resultados observacionais obtidos por Betts et al., (2002) que verificaram que o  $W_2$  apresentou cobertura de nuvens maior pela parte da manhã do que o  $E_3$ . Isso pode ser atribuído a condensação na escala da grade no  $W_2$  (Figura 18) ser bem maior do que no  $E_3$  (Figura 19) atenuando a radiação no  $W_2$  e conseqüentemente, diminuído a cobertura de nuvem nesse regime.

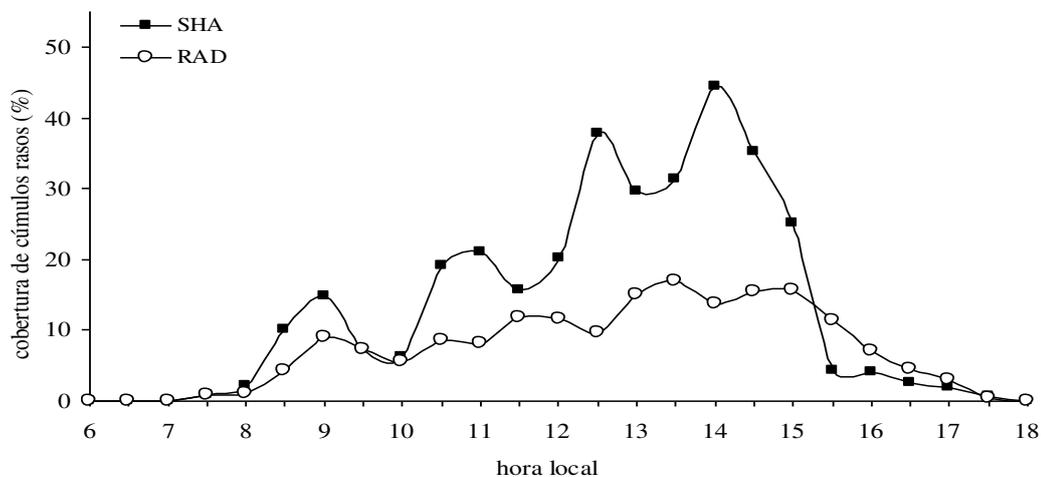


Figura 2 - Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

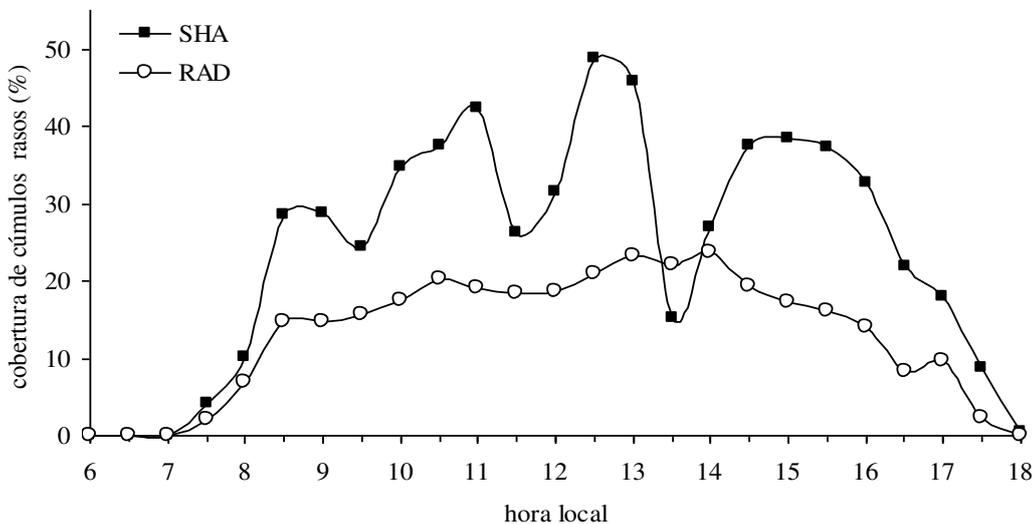


Figura 3 - Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

A Figura 4 mostra o ciclo médio do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD e observado para o  $W_2$ . As três curvas são iguais somente nas primeiras horas da manhã. Após as 8 hl, a interação entre a radiação e a cobertura de cúmulos rasos (experimento RAD) produz um ciclo que subestima aquele com a interação sem a radiação (experimento SHA) e as observações. O saldo de radiação do experimento SHA é maior que o observado somente em alguns horários, e os dois experimentos subestimam as observações a partir das 15 hl, e seus valores são aproximadamente iguais. Essa subestimativa do modelo com relação às observações é vista para quase todo o período do ciclo diurno. Os valores médios para o período do ciclo do saldo de radiação são:  $275 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $213 \text{ Wm}^{-2}$  e  $309,6 \text{ Wm}^{-2}$  para os experimentos SHA, RAD e observado, respectivamente.

Observa-se na Figura 5 que o ciclo médio do saldo de radiação para os experimentos SHA, RAD para o  $E_3$  tem seu início e término, meia hora antes do observado. Do começo da manhã até por volta do meio dia local, o modelo tende a superestimar o saldo de radiação observado, a partir desse horário, o experimento que mais se aproxima do ciclo observado é o SHA, com valores ligeiramente maiores para os dados observados. O saldo de radiação simulado com interação com a radiação tem variabilidade semelhante à dos dados observados. O fluxo máximo do saldo de radiação do experimento RAD acontece duas horas e meia antes do observado e o experimento SHA ocorre no mesmo horário. O saldo médio de radiação para os três casos é respectivamente,  $284,5 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $200,5 \text{ Wm}^{-2}$  e  $321 \text{ Wm}^{-2}$  para SHA, RAD e observado.

Tanto o  $W_2$  quanto o  $E_3$  apresentam início e final do ciclo diurno do saldo de radiação com meia hora de discrepância em relação às observações. De acordo com Souza e Silva Dias (2004), isso acontece porque as nuvens que ainda existem nas primeiras horas da manhã e nas duas últimas horas da tarde são mal (quando não) representadas pelo mo-

delo. A diferença de meia hora entre o início do ciclo do saldo de radiação simulado é atribuída à ordem com que as parametrizações são acionadas no modelo. Um aumento da radiação implica em um aumento simultâneo na cobertura de nuvem, que por sua vez, vai atenuar a radiação na próxima vez que ela for acionada, o que ocorre com frequência de meia hora.

Apesar de a cobertura de nuvem cúmulos no  $W_2$  ser menor que no  $E_3$ , isso não implica em saldo de radiação maior, o saldo de radiação para as observações também é maior para o  $E_3$ , o que sugere que o  $W_2$  foi típico de céu encoberto e o de  $E_3$  céu claro. Quando se faz uma análise do ciclo diurno do saldo de radiação em termos qualitativos, nota-se que o experimento que mais se aproxima das observações é o RAD, ou seja, a característica oscilatória que aparece na curva do experimento RAD e não aparece no experimento SHA, pode ser atribuída à atenuação da radiação pelas nuvens cúmulos.

O saldo de radiação do experimento SHA se correlaciona melhor com aquele observado do que o RAD, o que leva a crer que a cobertura de nuvem desse experimento é mais representativa da cobertura de nuvem observada,  $W_2$ . De acordo com a Figura 5, o experimento com interação com a convecção rasa e radiação tem saldo de radiação próximo do observado, na primeira metade do ciclo diurno sugerindo que a cobertura de nuvem desse experimento é melhor representada nesse período. Enquanto que na segunda metade do ciclo, a cobertura de nuvem do modelo é muito maior que a observada o que atenua muito a radiação.

Comparando as Figuras 2 e 3 com as Figuras 4 e 5, percebe-se que elas se correlacionam muito bem. A maior variação no ciclo diurno do saldo de radiação observado sugere que a cobertura de nuvem observada deve ser mais variável que a do modelo sem interação nuvem-radiação (SHA). Vale ressaltar que o saldo de radiação do modelo é somente

atenuado pelas nuvens cúmulos rasos visto que a parametrização foi efetuada somente para esse tipo de nuvem. Portanto, os efeitos de grande escala e convecção profunda não influenciaram no saldo de radiação do modelo.

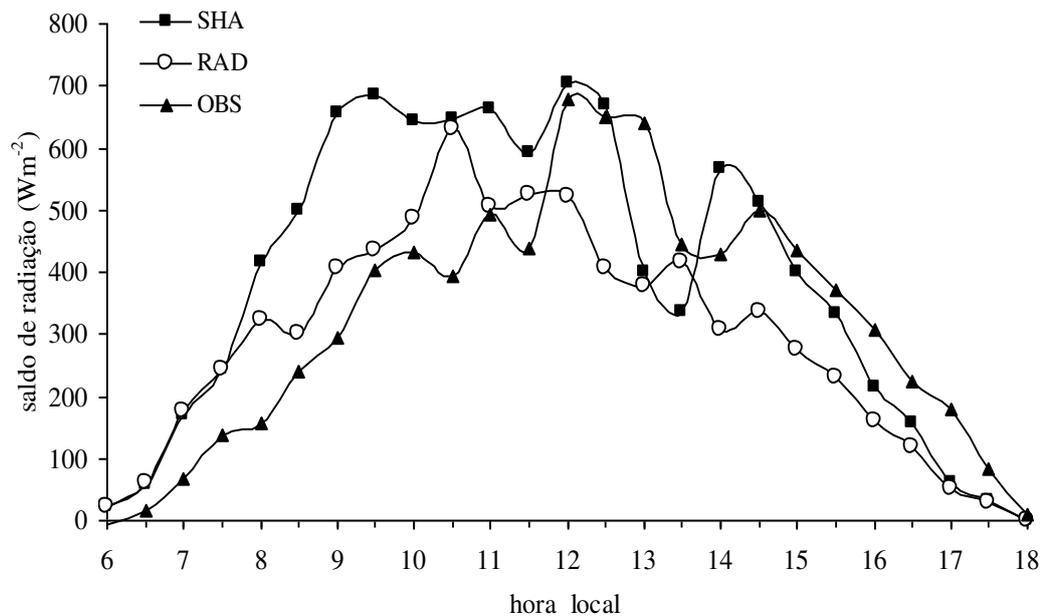


Figura 5 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

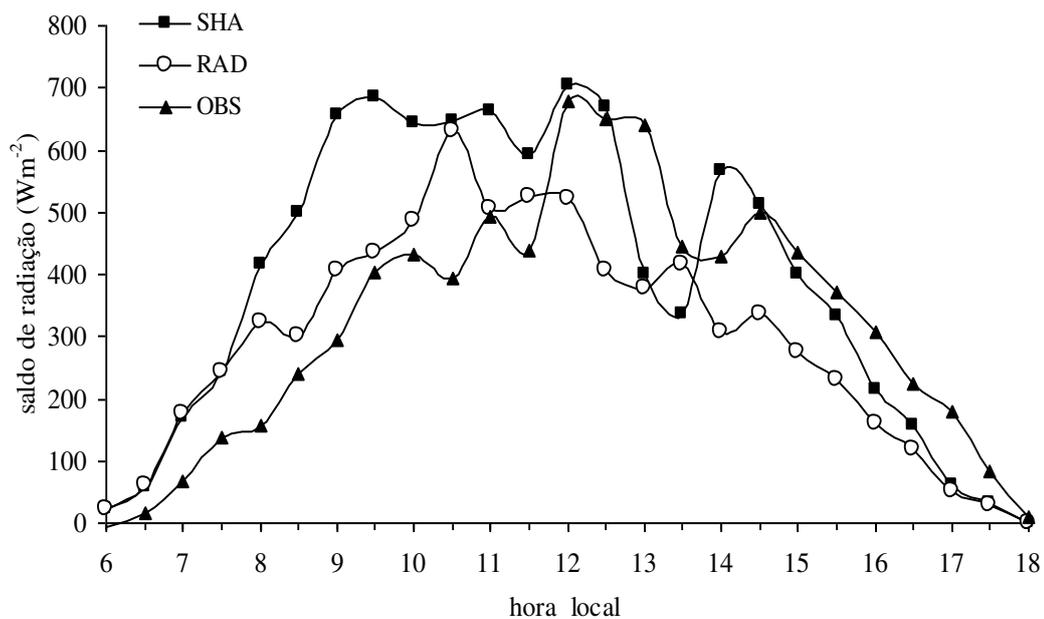


Figura 5 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

O ciclo médio do fluxo de calor sensível dos experimentos SHA, RAD e para o observado para o  $W_2$  é exposto na Figura 6. O ciclo diurno do fluxo de calor sensível representado pelo modelo é mais pronunciado do que o observado. O modelo não consegue captar bem o início do fluxo de calor sensível, e nos horários entre 8 e 13 hl, o modelo superestima muito o fluxo de calor sensível. Durante o período de maior forçante (entre meio dia e início da tarde) quando a atividade de cúmulos rasos é máxima, os fluxos simulados pelo modelo e aquele observado se aproximam, sendo em alguns horários iguais. A partir das 15 hl o fluxo simulado subestima o observado.

Os resultados concordam bem com os das Figuras 2 e 5. Essa concordância entre fluxo de calor sensível e radiação, não é vista nos dados observados, o ciclo diurno entre os dois teve uma relação inversamente proporcional. Os maiores valores médios são claro, para o experimento sem interação com a radiação e convecção (SHA) com  $67 \text{ Wm}^{-2}$  seguido pelo experimento com interação com a radiação e convecção com, por volta de,  $46,5 \text{ Wm}^{-2}$  e observado com  $23,8 \text{ Wm}^{-2}$ .

A Figura 7 mostra o ciclo médio do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA, RAD e observado para o regime  $E_3$ . Para este regime o modelo também superestima muito o fluxo de calor sensível observado. Os fluxos do modelo têm maior variação após o meio dia local. O valor médio para o fluxo de calor sensível é de  $104,8 \text{ Wm}^{-2}$  para SHA,  $72,3 \text{ Wm}^{-2}$  para o RAD e observado com  $18,6 \text{ Wm}^{-2}$ . O fluxo do modelo concorda bem com o saldo de radiação também simulado, ao contrário das observações, que apresentam saldo de radiação alto e baixo fluxo de calor sensível.

Devido o fluxo de calor sensível observado ter sido muito baixo, e não apresentar uma boa correlação com o saldo de radiação observado foi utilizado também dado de fluxo de calor sensível de outro arquivo chamado *amc*, para verificar de outra forma os resulta-

dos do modelo. O fluxo de calor sensível é apresentado na Figura 8 para o  $W_2$  e na Figura 9 para o  $E_3$ . Houve maior proximidade entre os fluxos do modelo e o observado,  $W_2$ , principalmente nas primeiras horas da manhã, sendo que o experimento SHA é quase igual às observações nesse período. Das 8 hl até em torno das 11 hl e após esse horário até as 13:30 hl, ora o experimento RAD subestima ora é subestimado pelas observações e nos horários seguintes, o RAD é menor.

Para o  $E_3$  o modelo superestima as observações somente entre o início da manhã e aproximadamente ao meio-dia local. Os fluxos simulados e aqueles do arquivo *amc* estão mais próximos, principalmente, quando a interação entre a radiação e convecção é ativada. O valor médio para SHA, RAD é:  $66,8 \text{ Wm}^{-2}$ ;  $45,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o  $W_2$  e  $104,8 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $72 \text{ Wm}^{-2}$  para o SHA, RAD, respectivamente no  $E_3$ . No estudo de Betts e Jakob (2002), o fluxo de calor sensível do modelo foi maior que o observado o mesmo foi encontrado por Souza e Silva Dias (2004), mas para cobertura vegetal de pastagem.

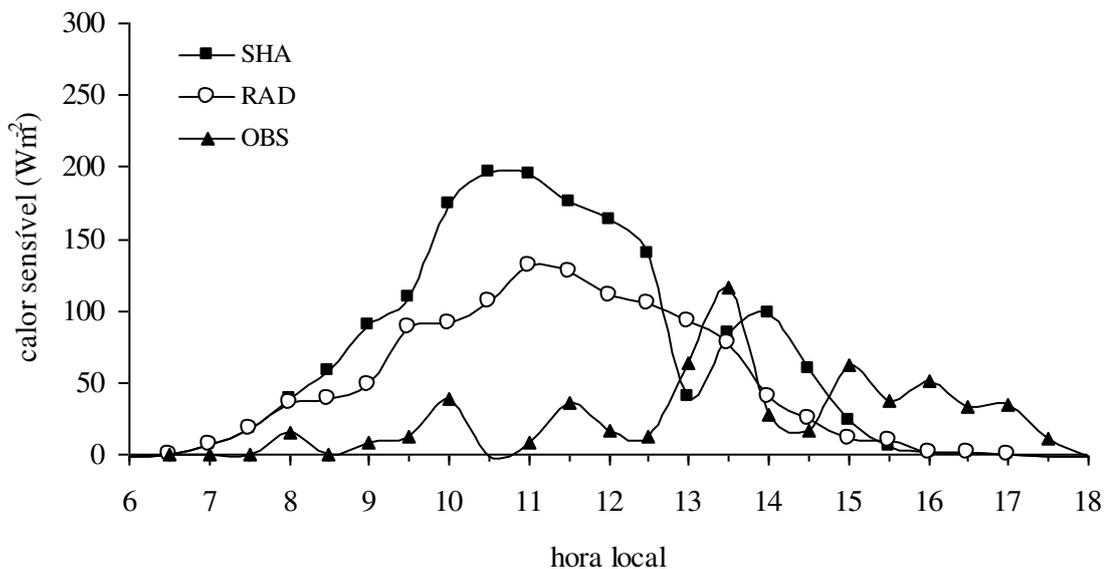


Figura 6 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

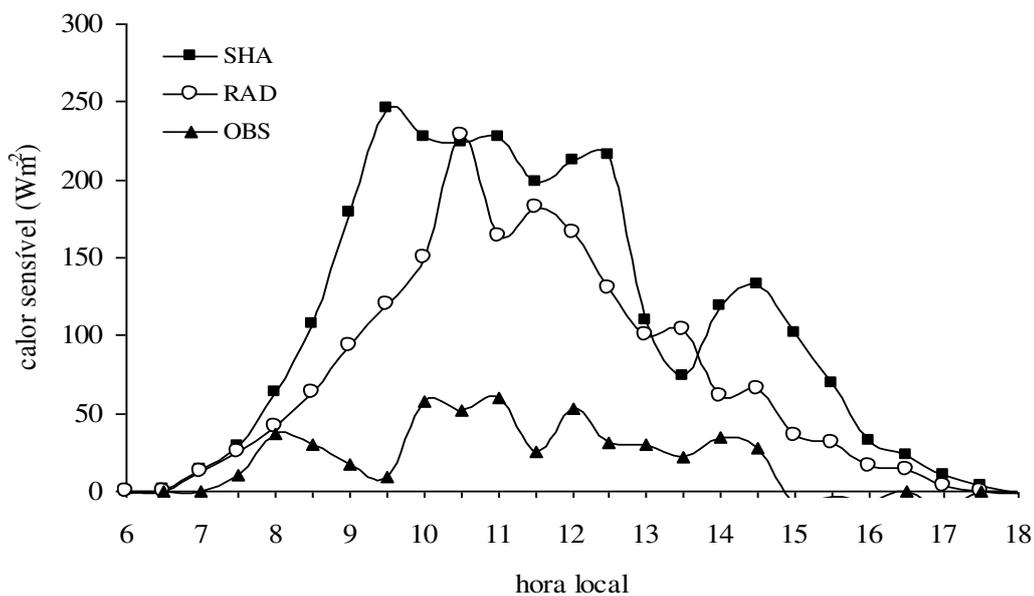


Figura 7 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

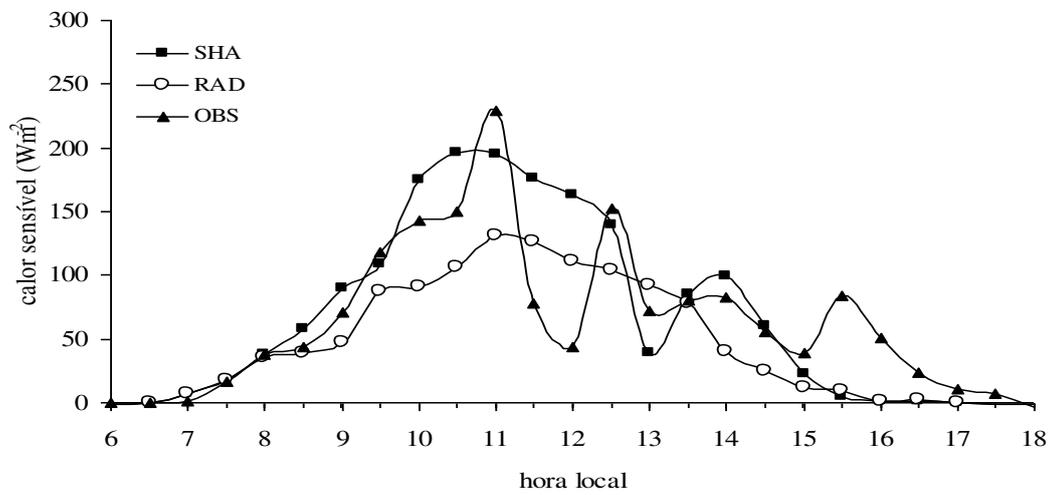


Figura 8 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo – *amc*.

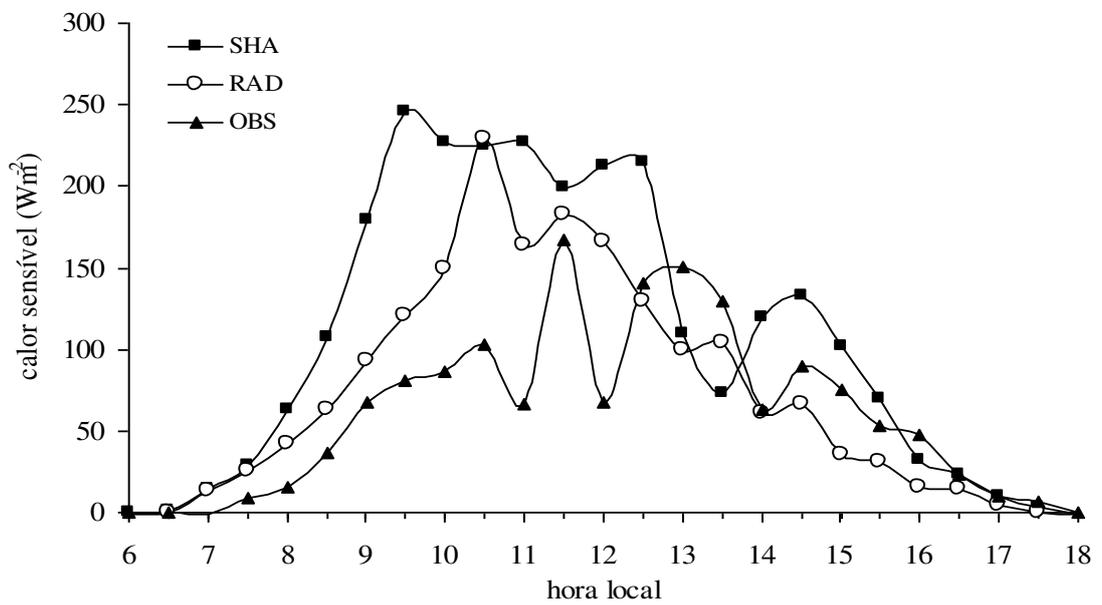


Figura 9 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo – *amc*.

De acordo com a Figura 10, o ciclo de calor latente representado pelo modelo para o  $W_2$ , inicia aproximadamente uma hora e meia antes do observado com o seu término uma hora antes. O experimento RAD expressa pequenas variações de 11 as 14 hl, variação que não foi vista no experimento SHA, exceto as 13 hl, quando há uma pequena queda no fluxo. Os experimentos são iguais no início do ciclo e após as 13 hl. Entre 8:30 e 12:30 hl, o experimento RAD é menor. A diferença de uma hora e meia no começo do fluxo do modelo é refletida no horário em que ocorre o seu fluxo máximo que acontece às 12 hl e das observações às 13:30 hl. O modelo superestima o fluxo observado entre 6:00 e 13:00 hl. Posteriormente, ora o modelo subestima ora superestima as observações. O fluxo observado mostra grande valor em seus picos que não se vê nas simulações.

O fluxo de calor latente para os experimentos SHA, RAD e observado para o  $E_3$  é visto na Figura 11. Percebe-se que o início e no final do ciclo diurno os fluxos dos dois experimentos são praticamente iguais, com valores ligeiramente menores para o experimento RAD, no final do ciclo diurno. Das 6 hl até por volta das 11:30 hl o modelo superestima o fluxo de calor latente observado. Nos horários seguintes, até por volta das 15 hl, o observado é subestimado pelo RAD e superestimado pelo SHA, com exceção das 14 hl que existe uma grande queda no fluxo de calor latente do experimento SHA. Os dois experimentos têm variabilidade, porém, o RAD é o que mais se assemelha com o observado.

Em geral o fluxo de calor latente dos experimentos SHA e RAD superestimam as observações, isso é confirmado com seu valor médio que segue a seqüência SHA  $192 \text{ Wm}^{-2}$ ; RAD  $173 \text{ Wm}^{-2}$  e observado  $106 \text{ Wm}^{-2}$  para o  $W_2$  e o  $E_3$  com  $236,7 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $184,9 \text{ Wm}^{-2}$  e  $162,6 \text{ Wm}^{-2}$  para o SHA, RAD e observado, respectivamente.

Tudo indica que a cobertura de nuvem do modelo do  $E_3$  tem variabilidade semelhante à observada, uma vez que o saldo de radiação é parecido com o observado, especialmente, no período que as nuvens cúmulos rasos têm sua atividade máxima. A interação entre a radiação e a convecção rasa faz com que os fluxos de calor latente do modelo sejam semelhantes às observações. O mais interessante é a variabilidade que o experimento RAD apresenta semelhante às observações, em alguns horários há aumento e queda simultâneos do fluxo de calor latente entre o experimento RAD e o observado, isso é mais acentuado para o  $E_3$ . Infelizmente a campanha *amc* não tem dados de fluxo de calor latente para que se possa fazer uma nova comparação entre o fluxo simulado e o observado. Fazendo uma comparação entre os dois regimes, percebe-se que o fluxo de calor latente para o  $E_3$  é maior que o do  $W_2$ .

A discrepância vista no início e final do ciclo diurno dos fluxos também foi observada por Betts e Jakob (2002). Segundo os autores, ao amanhecer próximo da camada a superfície é geralmente saturada e estabilizada pelo resfriamento radiativo e pela precipitação do dia anterior. Os fluxos de calor sensível e latente são inicialmente confinados numa camada rasa estável menor que 400 m de profundidade, e a temperatura potencial e a razão de mistura inicialmente crescem rapidamente na camada rasa de mistura. O que o modelo representa razoavelmente bem, mas somente duas horas após o nascer do sol. Essa diferença entre o modelo e observação, no início e término do fluxo de calor latente, também foi verificada por Souza e Silva Dias (2004) que atribuíram que o fluxo de calor latente é a parte do modelo que mais reflete as imperfeições da representação dos fenômenos físicos durante a transição do período noturno para o diurno no modelo. Tanto Betts e Jakob (2002) quanto Souza e Silva Dias (2004) e encontram fluxo de calor latente do modelo maior que o observado.

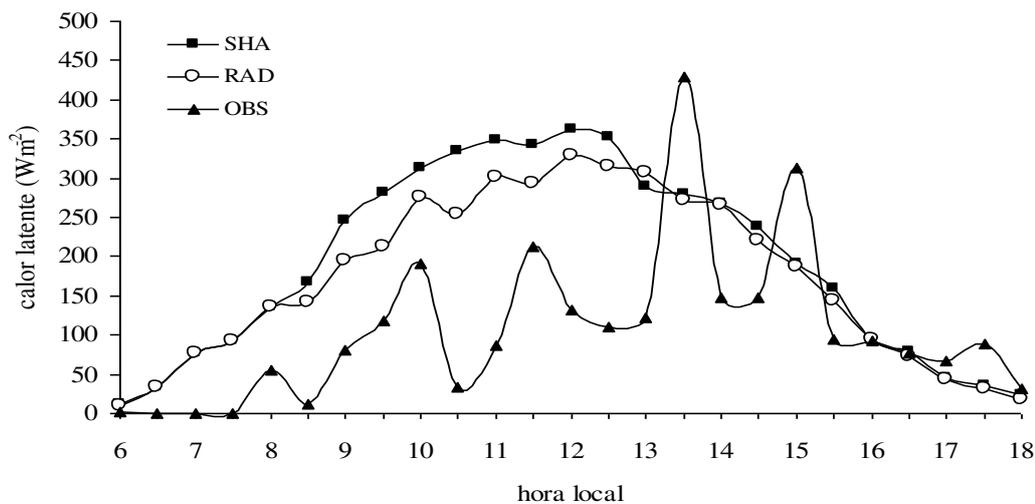


Figura 10 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

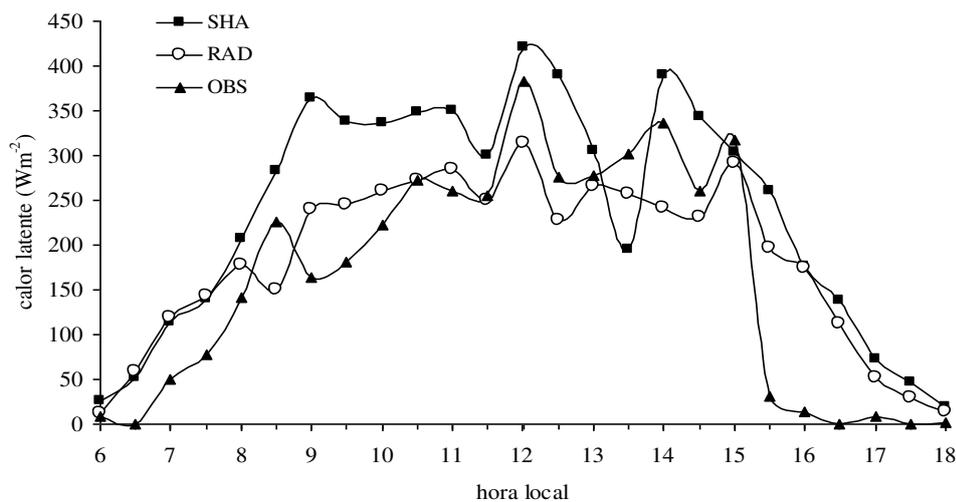


Figura 11 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

As frações evaporativas dos experimentos numéricos e a observada são apresentadas na Figura 12 para o  $W_2$ . A fração evaporativa (FE) foi definida por Betts e Jakob (2002) como:  $FE = LE/(LE+H)$  em que LE é o fluxo de calor latente e H é o fluxo de calor

sensível. Verifica-se que há uma simetria entre os experimentos SHA e as observações durante todo o período. No início da manhã e após as 14:30 h a FE do modelo superestima a observada, ou seja, o modelo utilizou mais energia na forma de calor latente do que na forma de calor sensível nesse período, o que concorda com a Figura 10. No entanto, entre 13:30 e 14:30 h o experimento RAD é praticamente igual à FE observada devido a maior atividade dos cúmulos rasos nesse período. Observa-se ainda, variabilidade no ciclo diurno da FE do experimento RAD. Os valores variam entre 0,56 a 1 para o SHA, 0,86 a 1 para o RAD e de 0,72 a 1 para os observado, com maiores valores ocorrendo no final do dia para os experimentos e observações.

A Figura 13 apresenta a fração evaporativa para o  $E_3$  entre os experimentos e a observada. Durante todo o período o modelo subestima a FE observada, essa diferença é diminuída a partir das 14 h, principalmente, entre o RAD porque a FE desse experimento é superior ao SHA. Essa superestimativa pode-se atribuir ao fluxo de calor sensível observado que é muito baixo. A FE do experimento SHA variou entre 0,58 e 1, o RAD 0,54 e 1 e observada 0,79 e 0,94. O experimento RAD tende a acompanhar a variabilidade da FE observada, o se pode atribuído ao efeito do sombreamento da convecção rasa no balanço de energia.

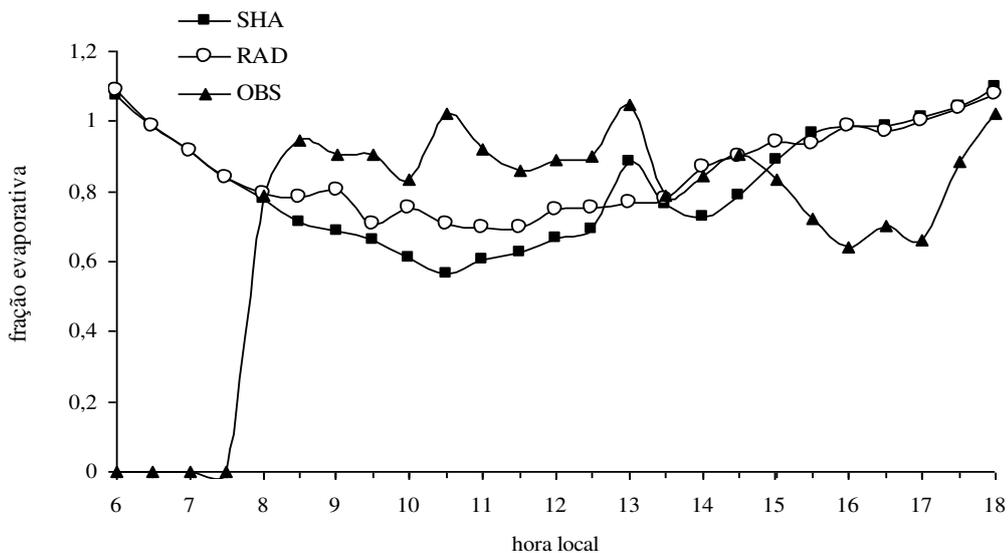


Figura 12 - Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

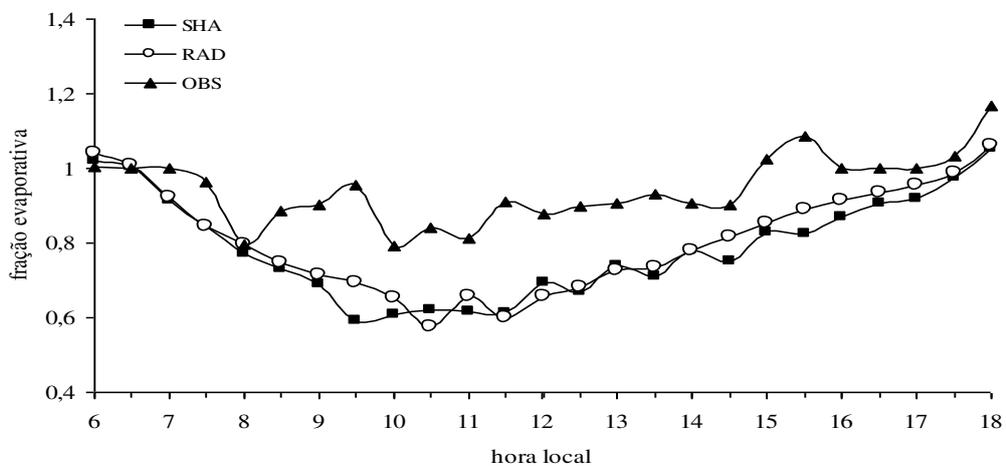


Figura 13 - Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

O ciclo diurno da razão de mistura dos dois experimentos para o  $W_2$  (Figura 14) tende a acompanhar o comportamento da razão de mistura observada mostrando o crescimento da razão no início do dia, devido a evaporação ser presa em uma camada relativamente estável. Das 6 as 8 hl a razão de mistura do experimento SHA é ligeiramente maior e após esse horário, a razão de mistura do experimento RAD é superior. Aproximadamente 3 horas após o nascer-do-sol, a razão de mistura decresce por causa do transporte ascendente do vapor d'água na camada de mistura para dentro do campo das nuvens cúmulos rasos excedendo a evaporação a superfície (Betts et al, 2002).

A razão de mistura do experimento sem interação entre convecção rasa e radiação apresenta pequena variabilidade após 8 hl. Nas primeiras horas da manhã, o experimento SHA é um pouco mais úmido que o RAD e depois desse horário, ele torna-se mais seco. A razão de mistura do modelo é maior que a observada entre 6 e 9 hl e após as 15 hl, o modelo tem razão de mistura menor que a observada.

Para  $E_3$  razão de mistura máxima do modelo (Figura 15) ocorre as 8:30 hl, meia hora antes do que o  $W_2$ , e a partir desse horário ela diminui e torna a aumentar depois das 15 hl. Observa que das 9 até por volta das 14 hl o transporte de umidade é maior no modelo, com exceção das 12 hl, onde ocorre uma grande queda na razão de mistura observada.

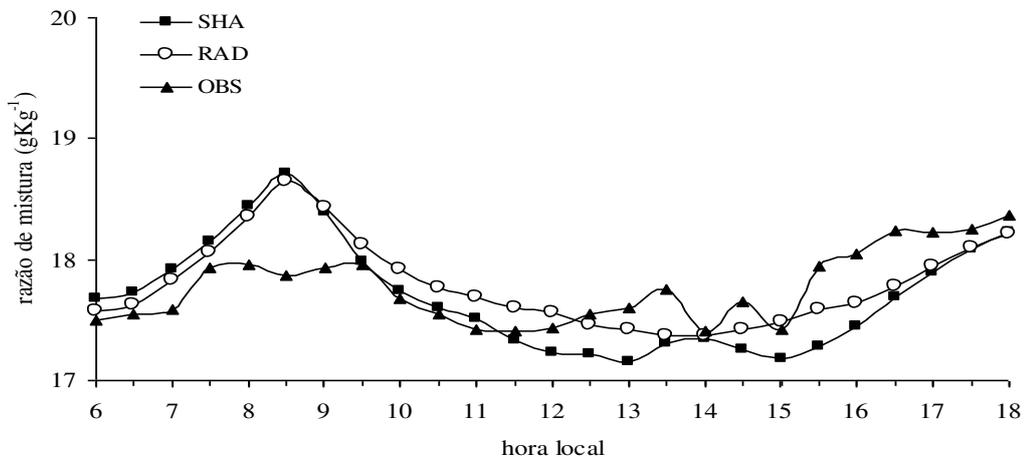


Figura 14 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

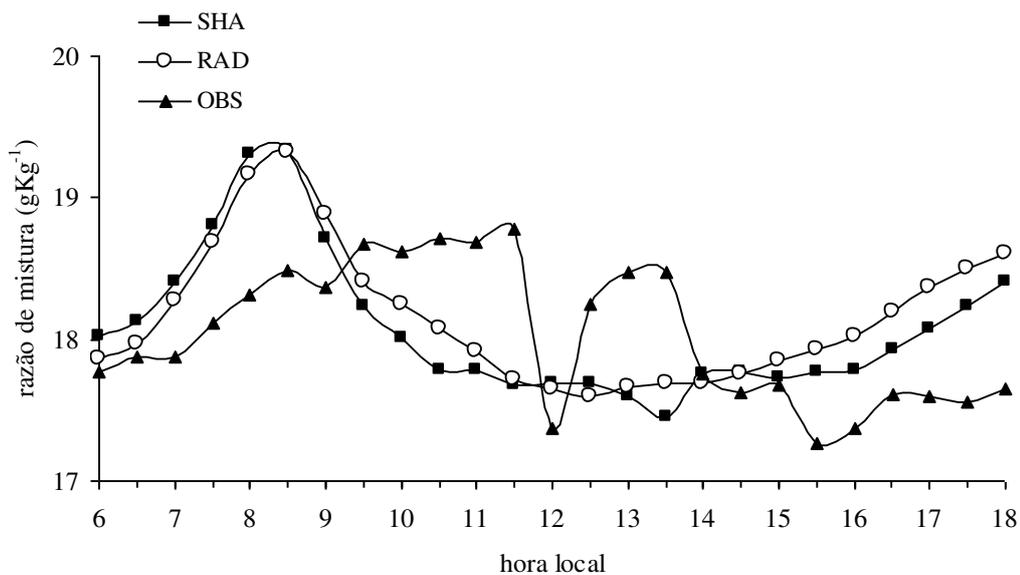


Figura 15 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

Percebe-se, para o  $W_2$  (Figura 16), que a temperatura potencial do modelo superestima a observada em torno de 2 K entre 6 e 8 hl. Nos horários seguintes esse quadro se inverte, ou seja, a temperatura do modelo subestima a observada. Porém, com uma desigualdade menor. A temperatura do experimento SHA é maior durante todo o período diurno. A temperatura média dos experimentos é 300,5 e 300,2 K para SHA e RAD respectivamente e 300,7 K para a observada.

A Figura 17 mostra o ciclo médio da temperatura potencial para  $E_3$ , de 6 até aproximadamente 13 hl o modelo superestima a temperatura potencial observada. Para esse regime, a temperatura média é 302,7, 302,2 K e 301,5 K para SHA, RAD e observado, respectivamente. Através da temperatura potencial percebe-se que ela não concorda com o fluxo de calor sensível da Figura 7, uma vez que a temperatura potencial do modelo é quase igual à observada, esperaria que a temperatura do modelo fosse bem superior que a observada. De modo geral, observa-se que o experimento RAD, que apresenta a interação da radiação com os cúmulos rasos, embora não elimine o problema da má representação dos valores da temperatura potencial à superfície, trabalha no sentido de trazer os valores simulados na direção dos observados.

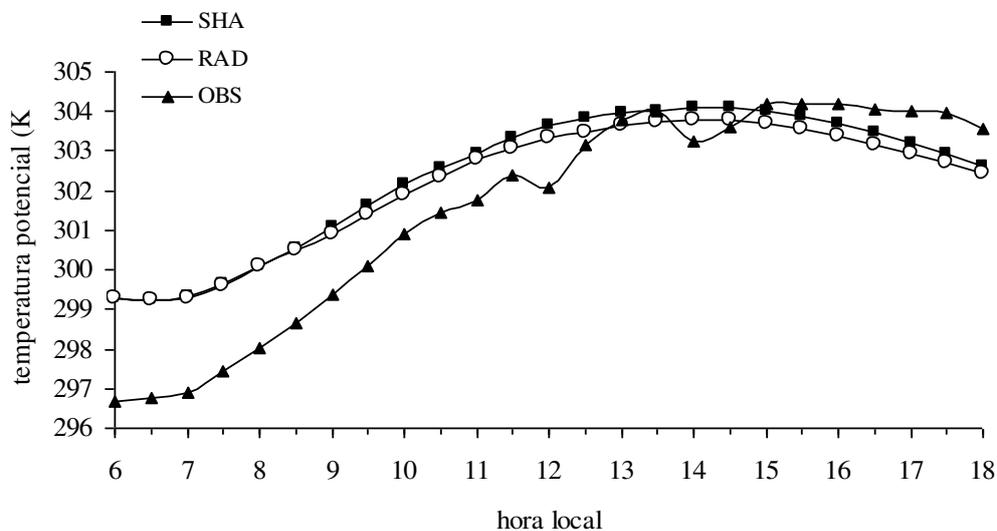


Figura 16 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

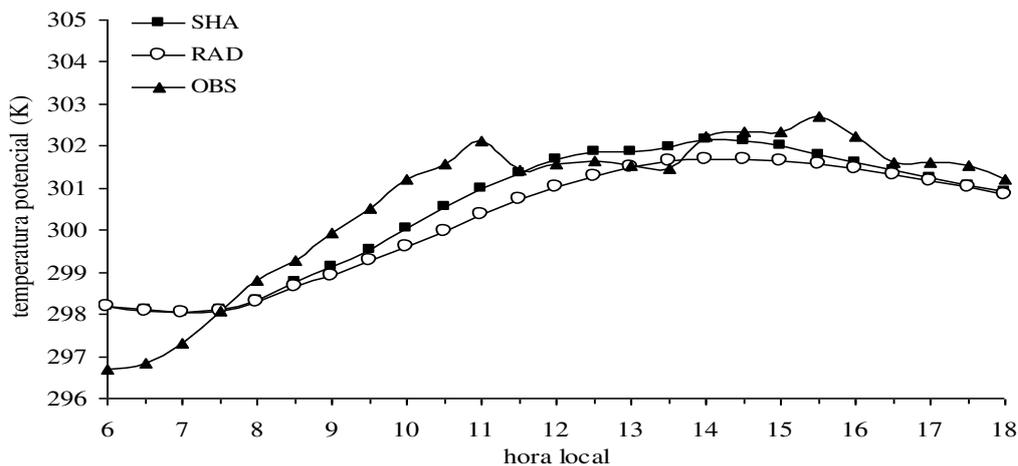


Figura 17 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

A Figura 18 mostra a condensação devida à saturação na escala da grade para o  $W_2$ . Isso serve para avaliar o impacto da configuração dos fluxos de superfície em algumas variáveis do modelo. A saturação na escala da grade é vista no modelo como a formação de uma nuvem estratiforme que interagem com a radiação. Na ausência de convecção rasa, essa condensação é uma forma de atenuação da radiação e é muito importante em resolução nas quais os processos úmidos são melhores representados pela parametrização da microfísica (Souza e Silva Dias, 2004). A condensação nos dois experimentos se forma a partir das 8 hl. O experimento RAD apresenta menor quantidade e duração de condensação que o experimento SHA. A condensação do experimento RAD tem pequenas variações e atinge o seu valor máximo as 9:30 hl, e depois diminui gradativamente até as 14:30 hl, quando não há mais condensação na escala da grade. O experimento SHA tem duração e variabilidade maior que o RAD, a amplitude de seus picos é muito maior que do RAD e após as 14 hl cai bruscamente. Os experimentos mostram valores que variam entre 0,0001 e 0,03 g/kg para o SHA e 0,001 g/kg e 0,02 g/kg para o RAD. A diferença de horário do pico máximo entre os dois experimentos é de aproximadamente de 3 horas.

A condensação para o  $E_3$  é mostrada na Figura 19. O experimento RAD praticamente não apresenta condensação, com valores baixíssimos ao contrário do experimento SHA que tem maior condensação em quantidade e duração.

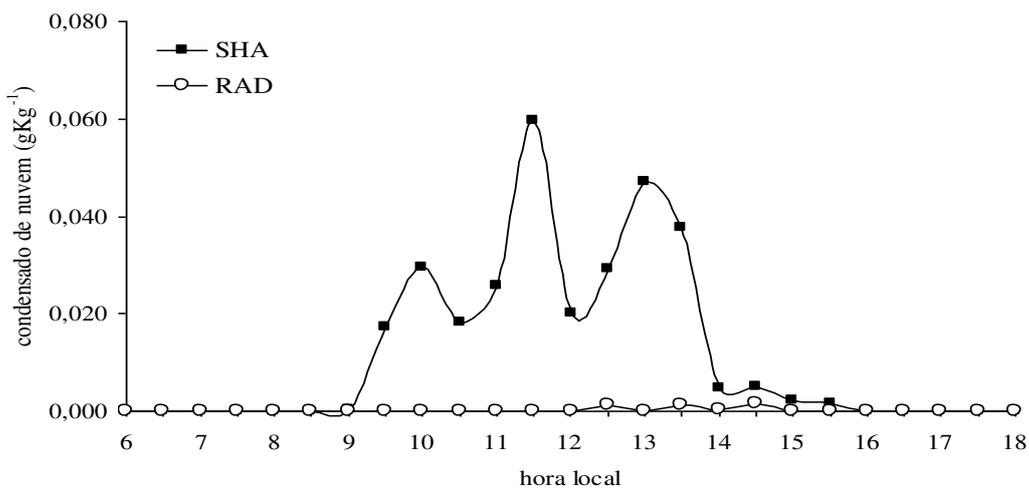


Figura 18 - Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grade do modelo para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo

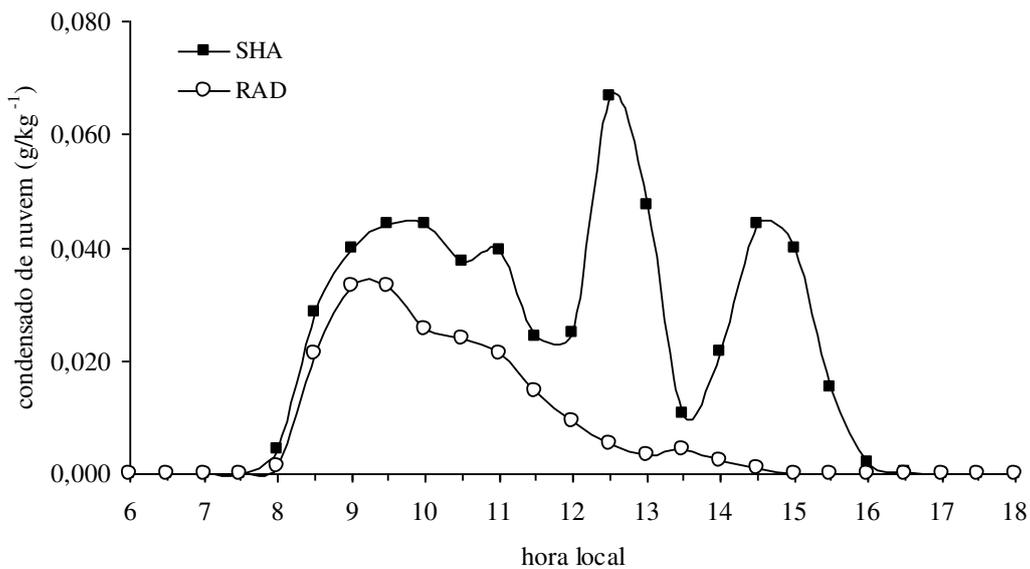


Figura 19 - Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grade do modelo para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

As figuras a seguir são referentes às simulações com 70 % de umidade do solo para os regimes de vento de oeste e de leste. A simulação visa se mais umidade no solo proporcionará cobertura de nuvem cúmulos rasos maior o que refletirá nos fluxos, uma vez que a cobertura de nuvem diminui os componentes do balanço de energia a superfície. Quando a cobertura de cúmulos rasos não diminui tanto os componentes do balanço de energia, os mesmos podem tornar-se mais próximos das observações. As análises serão feitas comparando os resultados obtidos nesta simulação com aqueles da simulação com 50 % de umidade do solo e observação. Vale salientar que a umidade de 50 % utilizada na simulação anterior é a geralmente utilizada no modelo BRAMS.

A Figura 20 mostra que o experimento RAD apresentou cobertura máxima cerca de 2 % superior em relação à simulada para o mesmo período, mas com umidade do solo de 50 % ( $U_{S50}$ ). Já o experimento SHA tem cobertura média de quase 2% superior. O início e final da cobertura seguem o mesmo padrão que a simulação com  $U_{S50}$ . Houve queda na cobertura de nuvem máxima do  $E_3$  (Figura 21) nos dois experimentos de quase 2 % com umidade do solo de 70 % ( $U_{S70}$ ). Porém, a variação da cobertura é maior, principalmente, para o experimento RAD. É interessante notar, como os experimentos mostram uma variabilidade bem maior do que aquela para  $U_{S50}$ , isso é mais visível no experimento RAD, que tem uma queda bem acentuada às 12 hl, o que antes não era visto no experimento com  $U_{S50}$ . A queda observada na cobertura em torno das 13:30 hl no experimento SHA com a  $U_{S50}$ , que chega a ultrapassar a cobertura do experimento RAD, o que não acontece com umidade do solo de 70%.

A mudança na umidade do solo fez com que houvesse efeito contrastante na cobertura de nuvem média dos experimentos, enquanto a do SHA aumentou a do RAD teve uma pequena queda. Quanto à cobertura máxima, os dois experimentos tiveram cobertura supe-

rior do que com  $U_{s50}$ , sendo a do experimento RAD maior para o  $W_2$ . No  $E_3$ , houve uma diminuição na cobertura média e máxima de nuvem dos experimentos, com cobertura máxima apresentando maior queda nos dois experimentos.

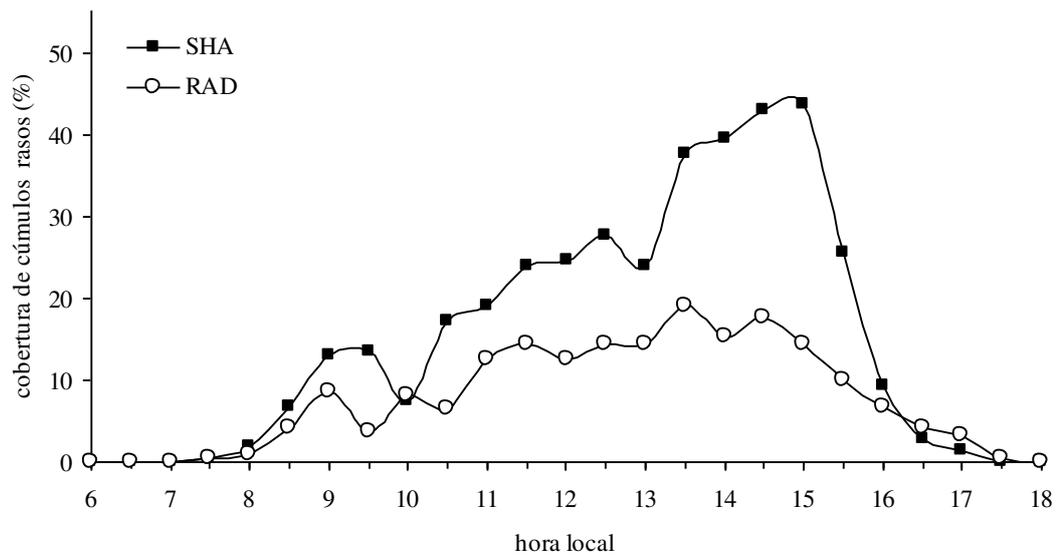


Figura 20 - Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.

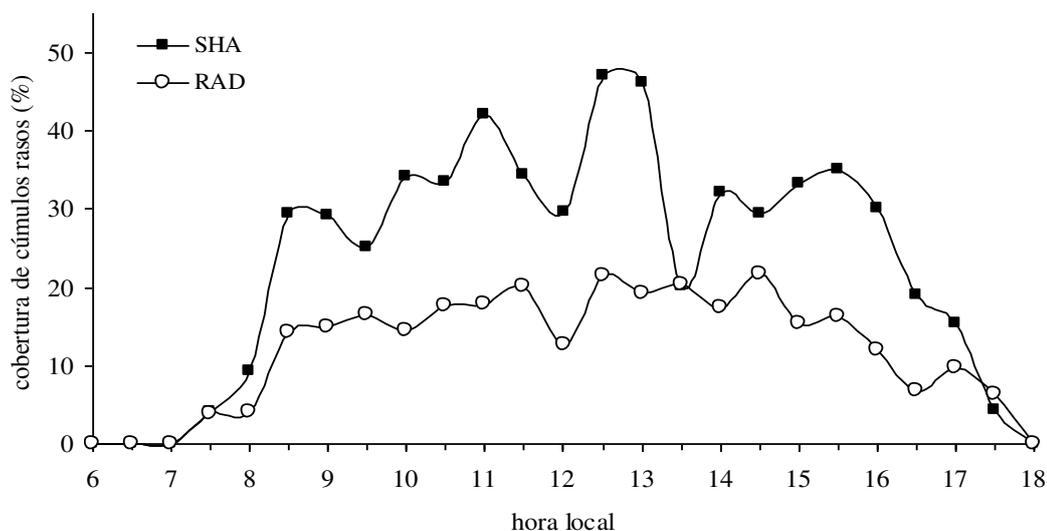


Figura 21 - Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 70 % de umidade do solo.

O saldo de radiação para o  $W_2$  está representado na Figura 22. Há um aumento de  $8,8 \text{ Wm}^{-2}$  no saldo de radiação do experimento SHA, e uma diminuição de  $12,5 \text{ Wm}^{-2}$  no RAD. A queda no saldo de radiação vista antes na simulação com  $U_{s50}$  no experimento SHA, agora é menos evidente. Esse experimento tem um aumento de  $34,8 \text{ Wm}^{-2}$  no seu fluxo máximo. O experimento RAD expressa uma maior variação temporal das 8 até por volta das 10:30 hl e seus picos são mais destacados. No  $E_3$  (Figura 23) houve pequeno aumento no saldo de radiação dos experimentos, sendo esse aumento maior para o RAD no seu fluxo máximo com  $17,9 \text{ Wm}^{-2}$ . As diferenças maiores são contempladas na variabilidade, bem como na amplitude de seus picos, os quais são bem destacados e a hora da ocorrência do fluxo máximo, coincide com a observada. Fato este que se pode atribuir à diminuição acentuada da cobertura de nuvem as 12 hl.

Uma vez que a principal função da nebulosidade é interceptar a radiação, o ciclo diurno médio do saldo de radiação do experimento RAD apresenta queda, devido a sua nebulosidade máxima ter aumentado. O que não foi observado para o experimento SHA, visto que esse experimento não tem reciprocidade entre a cobertura de nuvem e radiação.

No E<sub>3</sub>, ao invés da cobertura de nuvem aumentar ela diminuiu, porém, não se observa acréscimo significativo no seu saldo de radiação. Isso sugere que a radiação de onda longa foi predominante, o que explica o decréscimo da cobertura de cúmulos quando se aumentou a umidade do solo. As mudanças sucedem no horário da ocorrência da máxima radiação no experimento RAD, o que corresponde às observações. O ciclo diurno médio do saldo de radiação foi maior para o E<sub>3</sub>, o que encontra correspondência com o observado. O saldo médio de radiação é melhor representado pelo experimento sem interação com a radiação no W<sub>2</sub> nas duas simulações, ao passo que, o RAD representa melhor o E<sub>3</sub>.

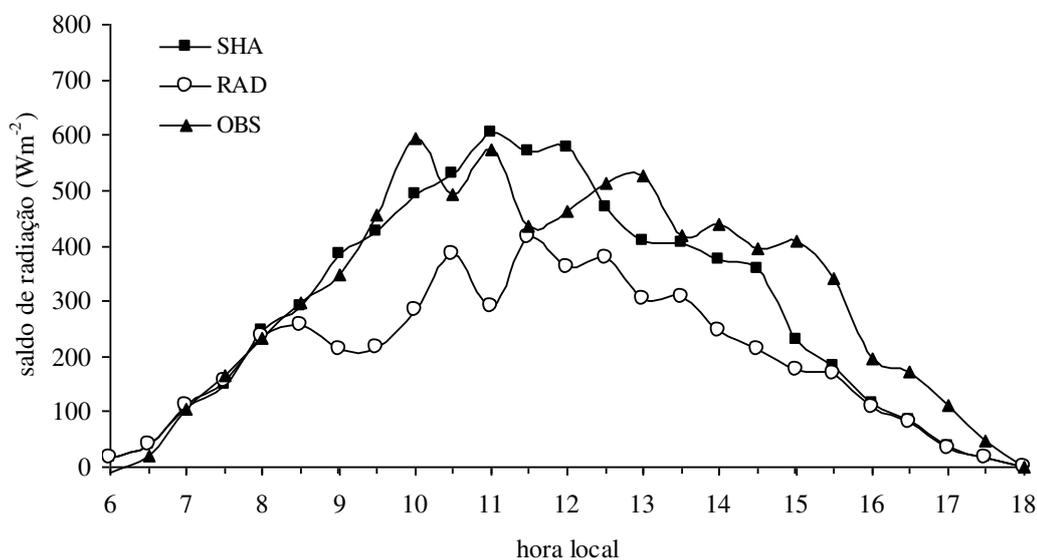


Figura 22 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 70 % de umidade do solo.

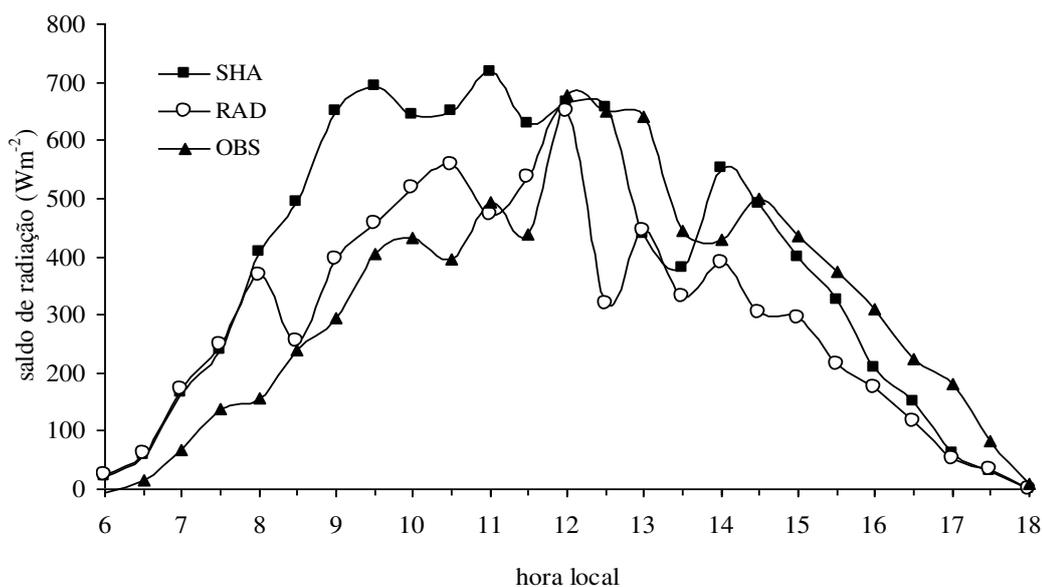


Figura 23 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

O fluxo médio e máximo de calor sensível tem decréscimo nos dois experimentos com maior valor para o fluxo de calor sensível máximo, respectivamente, 34,8 e 32,6  $\text{Wm}^{-2}$  para SHA e RAD no  $W_2$  (Figura 24). Para umidade do solo de 70 %, o fluxo de calor sensível do experimento RAD agora está mais próximo do observado, e a queda no experimento SHA por volta das 13 hl, como para demais variáveis não mais aparece. O  $E_3$  (Figura 25) tem pouca diferença no fluxo de calor sensível entre as duas simulações, porque a cobertura média de nuvem dos experimentos não tem um aumento significativo. Pelo contrário, ela tem um pequeno decréscimo, mas não o suficiente para que houvesse um aumento no fluxo. O experimento RAD apresenta maior queda no seu fluxo máximo cerca de 33,6  $\text{Wm}^{-2}$ .

O  $W_2$  com a mudança da umidade do solo apresenta melhor correlação com as observações do que  $E_3$ . O fluxo de calor sensível para o experimento RAD mostra uma boa correlação com as Figuras 20 e 22. Para esse regime houve aumento maior na cobertura máxima da nebulosidade. Esse fato é atribuído a cobertura de cúmulos maior na parte da

manhã com  $U_{s70}$ , o que interceptou a radiação no seu período de maior incidência refletindo então, no saldo de radiação e, por consequência no fluxo de calor sensível. Todavia, no  $E_3$  que teve sua cobertura de nuvem diminuída, o saldo de radiação apresentou um pequeno aumento, mas não o suficiente para elevar o fluxo de calor sensível, o que indica que a emissão de radiação de onda longa foi maior do que a de onda curta.

Com a queda no fluxo de calor sensível do modelo, o experimento RAD superestima as observações somente cerca de 12 hl devido a grande queda no fluxo de calor sensível observado. O experimento SHA ora subestima ora superestima as observações (*amc*). O pico que as observações apresentam no fluxo de calor sensível às 11 hl chega a ser maior, cerca de  $148,3 \text{ Wm}^{-2}$  para o RAD e  $67,31 \text{ Wm}^{-2}$  para o SHA, no  $W_2$  (Figura 26). Houve uma proximidade do fluxo do experimento RAD,  $E_3$  (Figura 27), na primeira metade do ciclo diurno devido à diminuição do fluxo de calor sensível, simulação com  $U_{70}$ . Observe queda no fluxo de calor sensível nos dois experimentos tanto nos seus valores médios quanto nos máximos, nos dois regimes de vento. A redução é maior para seu valor máximo nos dois experimentos no  $W_2$ . Já no  $E_3$ , o experimento SHA tem pequena queda em seus os valores médios e máximos, e o RAD manifesta maior redução no seu fluxo máximo.

O experimento RAD é o que melhor expressa o ciclo diurno médio do fluxo de calor sensível nos dois regimes de vento. No caso dos dados da campanha *amc*, o ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível do experimento SHA se correlaciona melhor com os regimes de vento. O fluxo de calor sensível do  $W_2$  foi menor que o de  $E_3$  o que corresponde o fluxo de calor sensível observado.

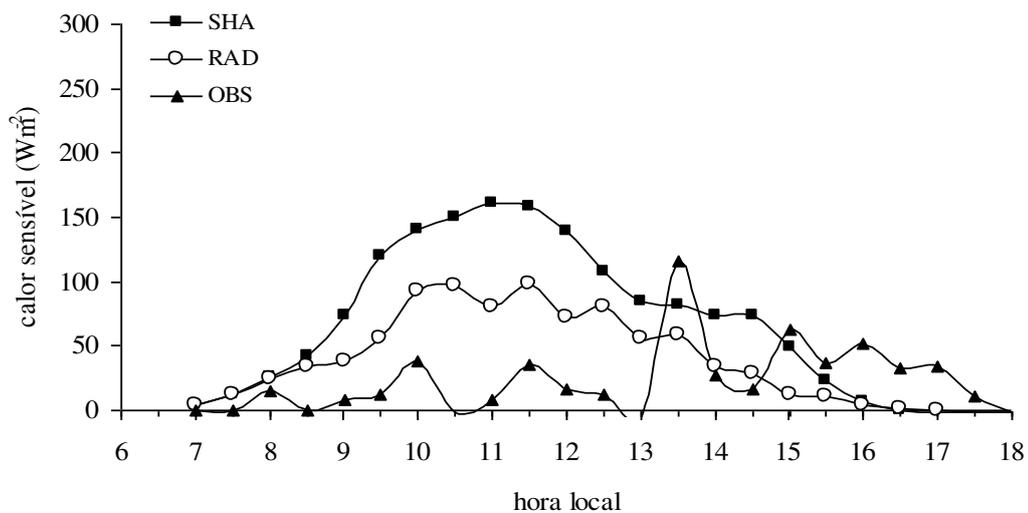


Figura 24 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

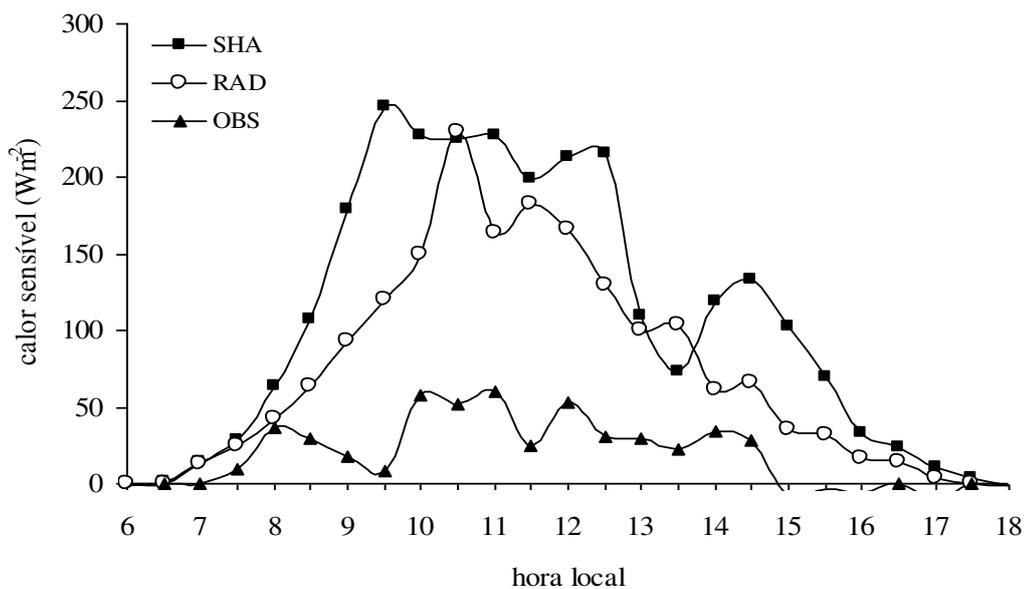


Figura 25 - Ciclo médio diurno do saldo de radiação para os experimentos SHA e RAD para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

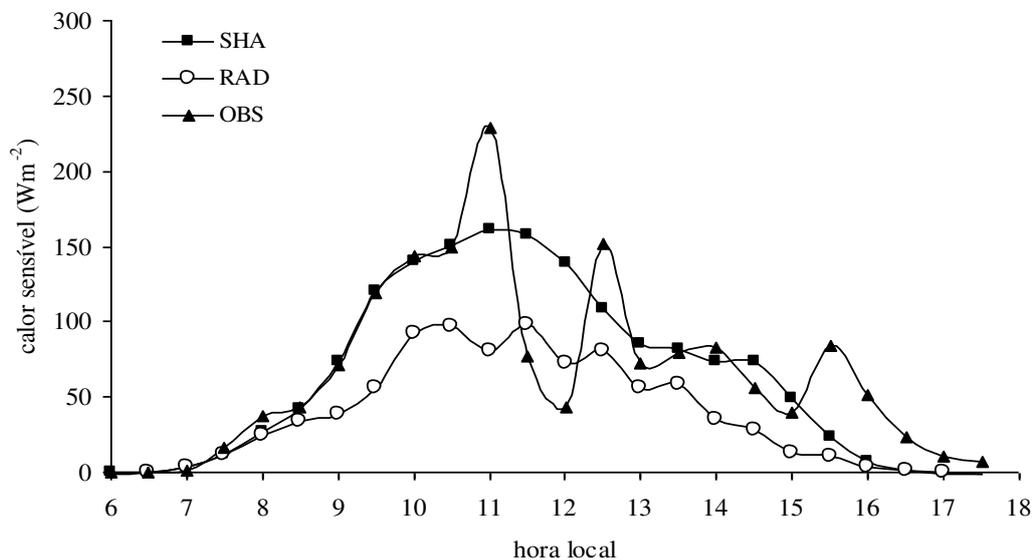


Figura 26 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade

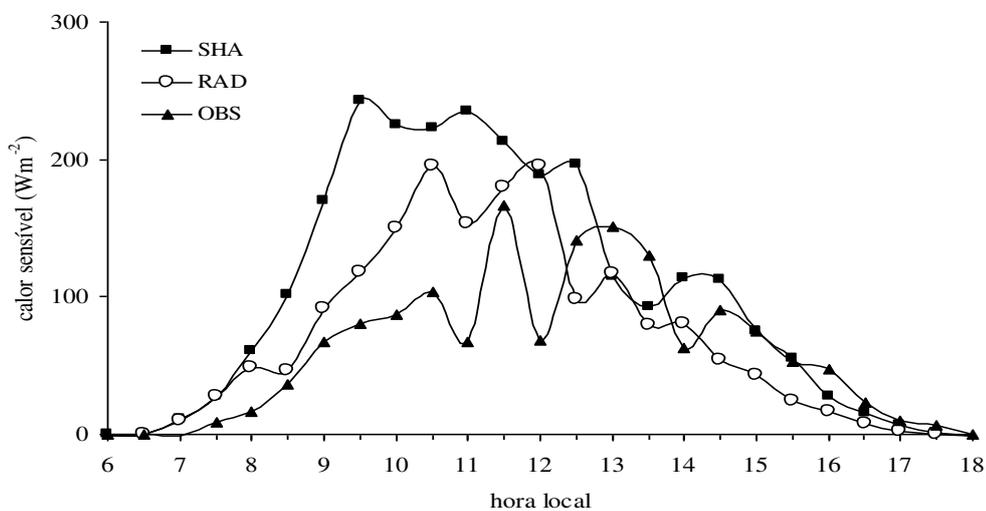


Figura 27 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo – *amc*.

O fluxo de calor latente para o  $W_2$ , Figura 26, tem queda média em torno de  $11 \text{ Wm}^{-2}$  para o experimento SHA e  $39,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o RAD, o que proporcionou uma proximidade entre o fluxo do modelo e o observado, sendo que em alguns horários o fluxo do experimento RAD é igual ao das observações na primeira metade do ciclo diurno. Entretanto, a variabilidade que antes o experimento RAD apresentava com  $U_{50}$  diminuiu. O fluxo latente do modelo teve queda máxima de  $2,7 \text{ Wm}^{-2}$  no experimento SHA e  $83,8 \text{ Wm}^{-2}$  no RAD. O calor latente do  $E_3$  (Figura 27) tem um aumento médio cerca de  $11 \text{ Wm}^{-2}$  no experimento SHA e  $7,9 \text{ Wm}^{-2}$  no experimento RAD. O fluxo máximo do RAD é igual ao observado tanto em valor quanto na hora de ocorrência. Os dois experimentos apresentam variação que é parecida com a observada.

O fluxo de calor latente apresenta-se com contraste entre os regimes. No  $W_2$  houve queda no fluxo médio e máximo dos dois experimentos, porém, a maior diminuição é verificada no fluxo máximo, com o RAD apresentando queda de quase  $84 \text{ Wm}^{-2}$ . Essa queda no fluxo de calor latente maior para o experimento RAD pode ser explicada pela cobertura de nuvem maior que influenciou no saldo de radiação e conseqüentemente no desenvolvimento da convecção e assim no fluxo de calor latente. Isso foi mais expressivo para o experimento RAD porque esse experimento tem interação com a radiação. Os experimentos do  $E_3$  tiveram também pequeno aumento no seu fluxo médio e máximo, não obstante, como no  $W_2$ , o experimento RAD é que exibe o máximo valor com  $59,4 \text{ Wm}^{-2}$ . Para esse regime, mais água disponível no solo, não aumentou a cobertura de cúmulos rasos, pelo contrário, houve uma redução e a energia disponível foi mais utilizada na forma de calor latente, visto que o fluxo de calor sensível foi negativo. O ciclo médio diurno do fluxo de calor latente de leste é maior que o de oeste o que está de acordo o fluxo observado.

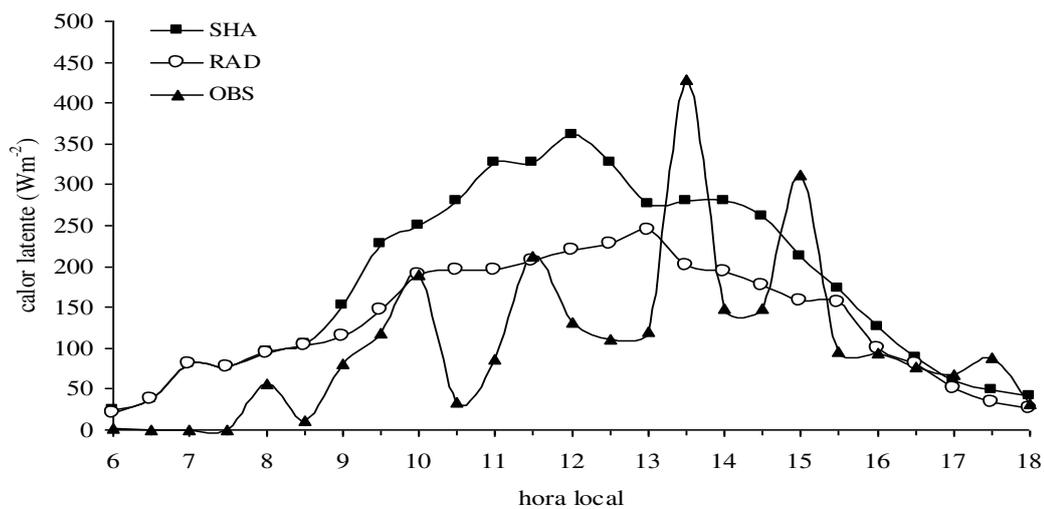


Figura 28 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

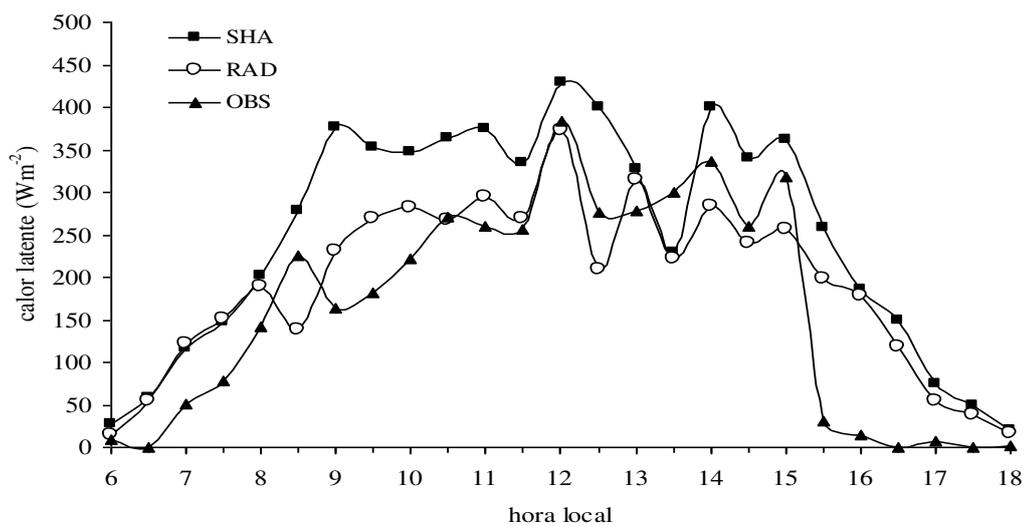


Figura 29 - Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

As variações da fração evaporativa do experimento SHA no  $W_2$  (Figura 28) são mais uniformes, o pico apresentado às 13 hl com 50 % de umidade do solo desapareceu. A variabilidade da fração evaporativa do experimento RAD é melhor assim como a diferença entre os dois experimentos. A FE se correlaciona bem com o fluxo de calor latente (Figura 28), uma vez que o fluxo de calor latente diminuiu e a FE também apresentou uma pequena queda.

O  $E_3$  (Figura 29) apresenta-se contrário ao mesmo regime com umidade do solo de 70 %. A fração evaporativa que apresentava variação em todo o período diurno com  $U_{s50}$ , no experimento RAD, passa a ter crescimento constante com o decorrer do período. Todavia, a FE corresponde bem à queda do fluxo de calor sensível (Figura 25) e o aumento no fluxo de calor latente no modelo. Observa-se ainda, que a FE observada é superior que a do modelo em todo o ciclo diurno, que se pode atribuir ao fluxo de calor sensível observado, o qual é muito pequeno. O fluxo de calor sensível que foi utilizado para calcular a FE não foi ao do arquivo *amc*, que teve correlação melhor com o fluxo de calor sensível do modelo, devido o mesmo não ter fluxo de calor latente.

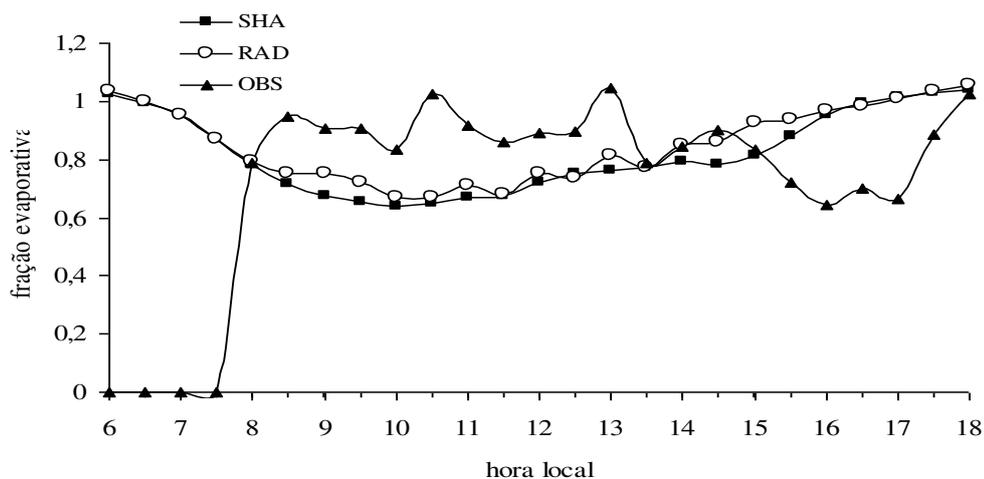


Figura 30 - Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

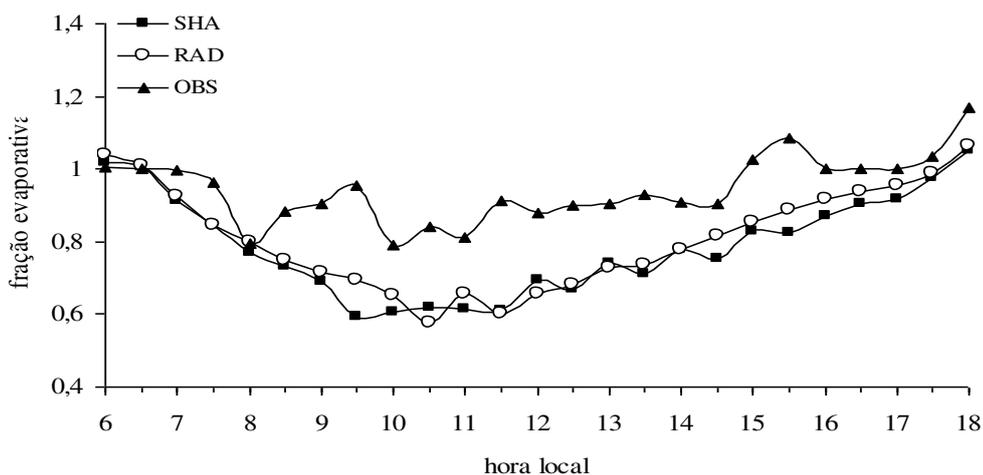


Figura 31 - Ciclo médio diurno da fração evaporativa para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

Observou-se que a razão de mistura dos dois experimentos para o  $W_2$  com 70% de umidade do solo (Figura 32) ficou mais próxima da observada. Principalmente, no período de maior atividade dos cúmulos rasos, a razão de mistura apresentou maior queda, devido à quantidade de água disponível no solo ser maior. O que se verifica no  $E_3$ , Figura 33, é que 20 % a mais de umidade do solo do modelo não teve nenhuma mudança significativa na razão de mistura, o seu comportamento se assemelha com a simulação com 50 % de umidade do solo.

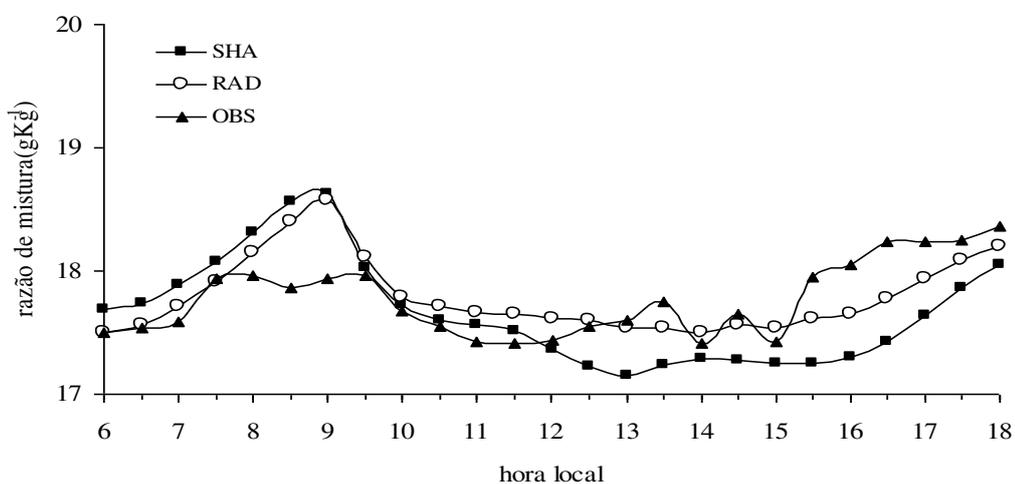


Figura 32 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

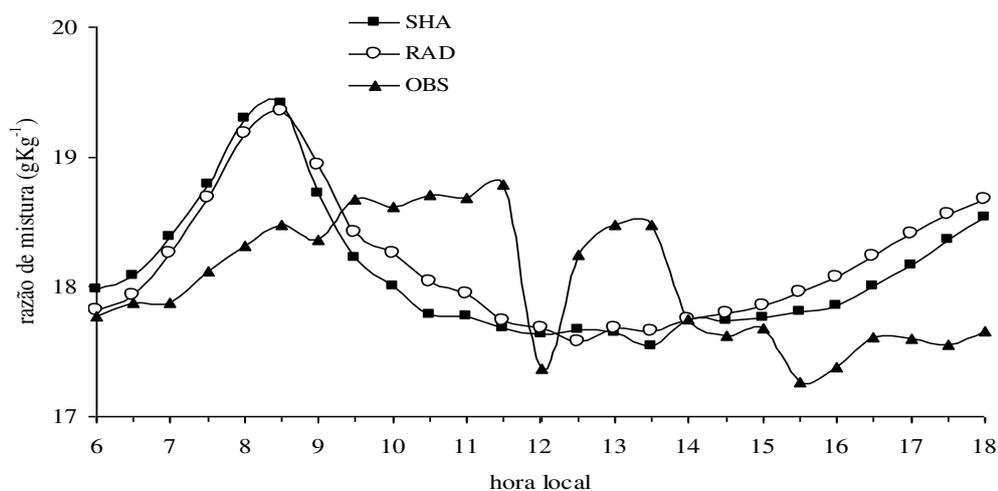


Figura 33 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

A temperatura potencial manifesta queda nos experimentos tanto no  $W_2$  (Figura 34) quanto no  $E_3$  (Figura 35) que tem redução superior a 1 K no experimento RAD, o que ocasionou diferença maior entre a temperatura do modelo e aquela observada, a diferença se torna menor no período de máxima atividade de cúmulos rasos. Os dois experimentos apresentam diferença maior do que a observa na simulação com 50 % de umidade do solo. A temperatura média do modelo foi menor que a observa no  $W_2$ . Porém, a temperatura do  $E_3$  na simulação de 50 % de umidade do solo é superior e na simulação com 70 % é inferior.

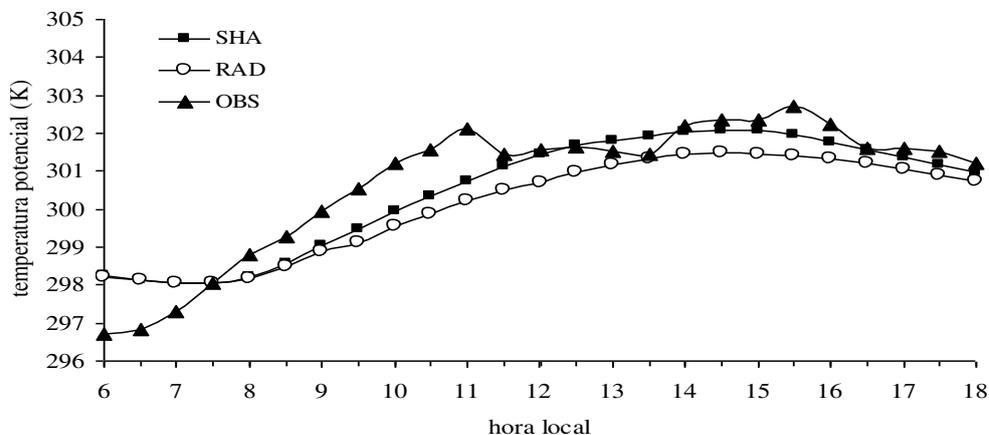


Figura 34 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

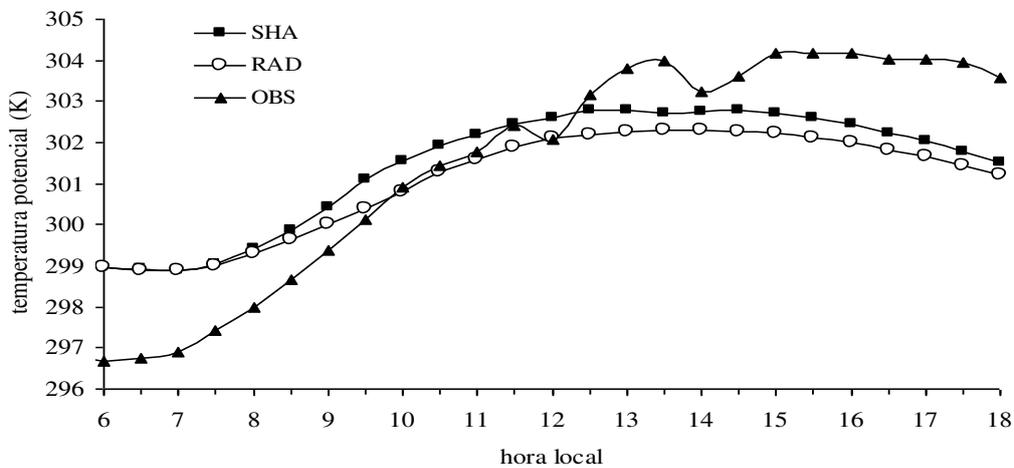


Figura 35 - Ciclo médio diurno da razão de mistura para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de leste com 50 % de umidade do solo.

A condensação na escala da grade diminuiu nos dois experimentos para o  $W_2$  (Figura 36). O experimento RAD não apresenta a pequena variação vista na simulação com 50 % de umidade, e existe uma defasagem com o decorrer do período com relação à simulação com  $U_{50}$ . Outra diferença é com relação ao horário do término da condensação de nuvem, que se antecipou duas horas. O experimento SHA tem também decréscimo na condensação de nuvem, a amplitude dos seus picos também diminuiu. No  $E_3$ , verifica-se uma amplitude menor em seus picos no experimento SHA. Já o experimento RAD tem um pequeno aumento na condensação de nuvem (Figura 37).

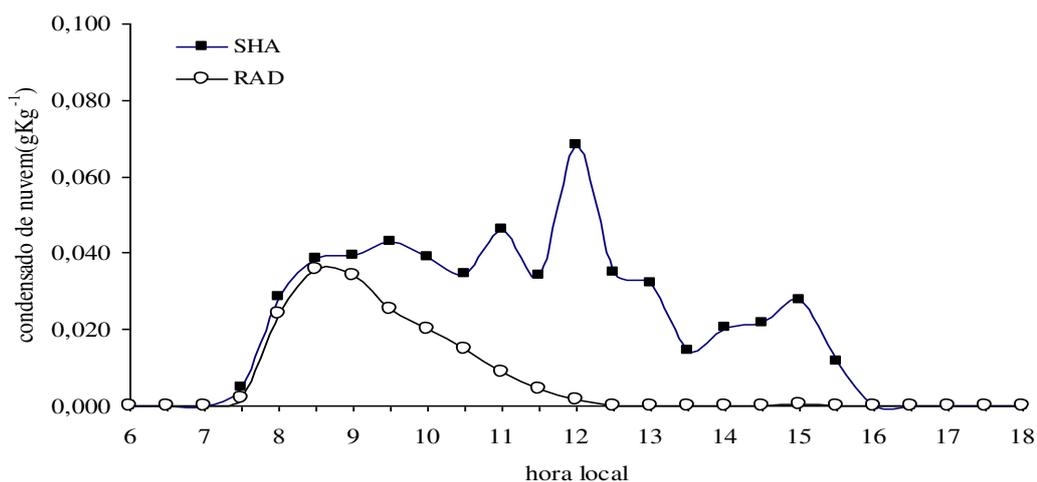


Figura 36 - Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grade do modelo para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo.

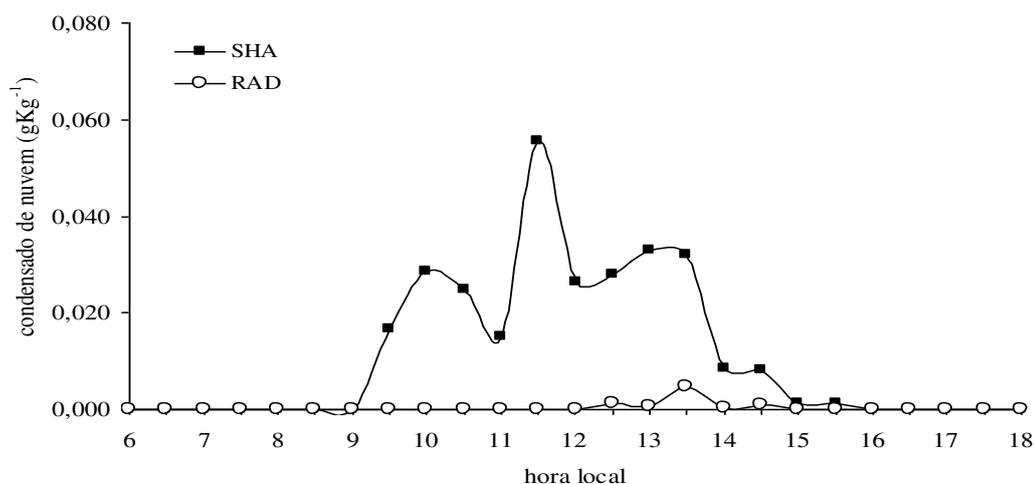


Figura 37 - Ciclo médio diurno da condensação formada na escala da grade do modelo para os experimentos SHA e RAD e observado para o regime de vento de oeste com 50 % de umidade do solo

Em geral o ciclo médio diurno do saldo de radiação, fluxos de calor sensível e latente e a temperatura potencial do modelo são maiores para o  $E_3$  do que de  $W_2$ . Por outro lado, a razão de mistura em média foi maior para o  $E_3$ , o que concorda com os resultados observados por Betts et al. (2002) em Ji-Paraná, na pastagem.

O  $W_2$  do modelo apresenta ciclo médio diurno do saldo de radiação e temperatura potencial (o último com diferença muito pequena) menor que o observado, no entanto, os fluxos de calor sensível e latente são maiores. A razão de mistura do modelo é praticamente igual à observada e a fração evaporativa, um pouco maior, nas duas simulações.

No  $E_3$  os Fluxos de calor sensível, latente e temperatura potencial são maiores no modelo do que aqueles observados. O saldo de radiação (RAD) e a fração evaporativa foram menores, com a simulação de 50 %. O que foi dito para a simulação com 50 % vale para a de 70 %, menos para a temperatura potencial, que apresentou queda de uma simulação para outra, proporcionando temperatura média quase igual a observa.

O modelo não tem boa correlação no início e término do ciclo diurno dos fluxos, ele tem discrepância de aproximadamente meia hora. Essa discordância pode se atribuída a ordem da parametrização da radiação acionada no modelo, a qual é feita a cada meia hora, implicando no aumento da cobertura de nuvem, que por sua vez , vai atenuar a radiação da próxima vez que for acionada. Pode-se atribuir também, a diferença de horário aos cúmulos que são observados no início do ciclo diurno, os quais são formados por turbulência mecânica, e tem ciclo de vida de algumas horas, até que o processo de formação de nuvem passa a ser por turbulência térmica. Essas nuvens interagem bastante com a radiação e o modelo ainda não simula os cúmulos formados por processo de turbulência mecânica.

Com relação às simulações, os fluxos do  $W_2$  foi melhor representado com a simulação com 50 % de umidade do solo. No  $E_3$  a simulação com 70 % de umidade do solo produziu fluxos mais realistas. No entanto, tanto no ponto de vista qualitativo quanto quantitativo, o  $E_3$  foi o que produziu os melhores resultados.

De maneira geral, os resultados mostraram que quando a interação entre a convecção rasa e a radiação foi acionada, os fluxos tendem a ficar mais próximo do observado, principalmente, em torno de meio dia e início da tarde, período em que a atividade de cúmulos rasos está mais intensa. Os valores médios para as duas simulações e observados estão na Tabela 3.

Tabela 3 - Valores médios para as duas simulações para os regimes de vento de oeste, de leste e observado.

	simulação com 50 % de umidade do solo				simulação com 70 % de umidade do solo				observado	
	regime de oeste		regime de leste		regime de oeste		regime de leste		regime de oeste	regime de leste
	SHA	RAD	SHA	RAD	SHA	RAD	SHA	RAD	OBS	OBS
CC (%)	13,4	7,2	23,9	15,1	15,3	7,7	23,3	12	-	-
$R_n$ ( $Wm^{-2}$ )	275,6	213,0	386,9	358,8	284,5	200,5	389,1	295,4	309,6	320,9
$H$ ( $Wm^{-2}$ )	66,9	46,5	104,8	93,2	60,9	35,7	100,3	69,6	23,9	18,6
$LE$ ( $Wm^{-2}$ )	191,9	172,8	236,7	223,4	180,7	133,3	248,0	191,3	105,8	162,7
FE	0,82	0,86	0,77	0,74	0,82	0,85	0,79	0,81	0,72	0,94
$r$ ( $gKg^{-1}$ )	17,7	17,8	18,1	18,66	17,6	17,8	18,1	18,2	17,78	18,04
$\theta$ (K)	300,5	300,4	302,4	302,7	300,9	300,1	301,5	301,1	300,7	301,5

## **CAPÍTULO 5**

### **5 – CONCLUSÃO**

Este trabalho foi desenvolvido no intuito de averiguar o efeito do sombreamento dos cúmulos rasos na configuração do forçante convectivo a superfície. Para as simulações, foi utilizado o modelo BRAMS e para a validação dos seus resultados foram utilizados dados observados na Reserva Biológica de Jarú, no Estado de Rondônia, para os regimes de vento de baixos níveis de oeste e de leste.

Os fluxos foram bastante sensíveis à cobertura de cúmulos rasos. Isso foi mais destacado no regime de oeste quando se mudou a umidade do solo de 50 % para 70 %. Quando houve a mudança na umidade do solo, o sombreamento foi bem maior, principalmente, no experimento com interação entre nuvem e radiação, que diminuiu ainda mais seus fluxos a superfície devido a grande atenuação no forçante convectivo.

No caso do regime de leste, a mudança na umidade do solo, não alterou a cobertura de cúmulos rasos com relação ao ponto de vista quantitativo. Em termos qualitativos a simulação com 70 % de umidade do solo proporcionou fluxos mais semelhantes aos obser-

vados, isso foi mais evidente no experimento com interação entre nuvem e radiação, devido à reciprocidade entre os dois.

A diferença entre os dois regimes no que tange ao impacto dos cúmulos rasos, nos fluxos a superfície, pode ser explicada pela diferença entre a atmosfera observada nos dois regimes. O regime de vento de oeste era típico de céu nublado e mais umidade no solo inibiu o desenvolvimento da convecção, devido maior atenuação na radiação. Enquanto o regime de leste era típico de céu claro, a mudança de umidade de 50 % para 70 % favoreceu o desenvolvimento da convecção, porque a radiação de onda longa foi predominante, isso foi refletido nos fluxos a superfície. Motivo pelo qual, o experimento com interação entre convecção forçada termicamente e a radiação representaram melhor o regime de leste, e o sem interação, o regime de oeste.

Embora a interação entre convecção rasa e radiação melhore os fluxos a superfície no ponto de vista qualitativo, principalmente, na sua atividade máxima, ficou evidente a deficiência do modelo em representar esses fluxos, nas primeiras e últimas horas do ciclo diurno. A radiação tem discrepância de aproximadamente meia hora, motivo pelo qual, pode-se atribuir a ordem da parametrização a qual é acionada no modelo, que tem frequência de meia hora, o que implica em um aumento simultâneo na cobertura de nuvem, que por sua vez atenua a radiação da próxima vez que ela for acionada. Pode-se também atribuir a discordância entre dos fluxos do modelo com relação aos observados, a má representação dos cúmulos rasos que são gerados por turbulência mecânica e permanecem na atmosfera por algumas horas, até que a formação da convecção rasa passa a ser formada por turbulência térmica, esses cúmulos interagem bastante com a radiação.

De maneira geral os resultados indicaram que a interação entre nuvem cúmulos rasos e radiação tende a produzir elementos do balanço de energia mais realistas. Isso foi

mais pronunciado por volta do meio dia local e início da tarde, quando a cobertura de cúmulos rasos foi máxima. Nesse período o saldo de radiação foi parecido com o observado, especialmente, no experimento com interação entre a radiação e a convecção rasa, que produziu fluxos mais semelhantes aos observados.

### **5.1 – Sugestões para trabalhos futuros**

Alguns pontos emergiram deste trabalho e, por falta de tempo para abordá-los agora, ficam como sugestões para trabalhos futuros.

1 – Que a pesquisa seja repetida para a mesma região, mas para outra campanha observacional, como o DRY-TO-WET/AMC-LBA. É interessante que o estudo seja feito, também, para outras regiões.

2 – Adaptar o esquema de cúmulos rasos para que reproduza as nuvens forçadas por convecção mecânica, o que permite que se estude a importância das nuvens do fim-da-madrugada/início-da-manhã na configuração do ciclo diurno.

3 – Finalmente, que se reforce a qualidade do cálculo de cobertura das nuvens, utilizando diferentes parametrizações para cálculo da cobertura de nuvens e que se façam comparações com dados observacionais de cobertura obtidos através de imagens de satélite.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, B.A. Parameterization of trade-cumulus cloud amounts. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.38, p.97-105, 1981.

ALBRECHT, B.A.; RAMANATHAN, V.; BOVILLE, B.A. The effects of cumulus moisture transports on the simulation of climate with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 43, p.2443-2462, 1986.

ARAKAWA, A; SCHUBERT, W.H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the Large-scale Environment. Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.31, p.674-701, 1974.

BALDOCCHI, D. D; MEYERS, T. P. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.90. p. 1-25,1998.

BARBOSA, T. F. Efeitos da cobertura de cúmulos rasos sobre o balanço de energia à superfície. *Relatório Final de Iniciação Científica PIBIC/CNPq/UFPB*. Campina Grande, 2003.

BERBERY, E.H; MITCHELL, K.E; BEJAMIN, S; SMIRNOVA, T; HOUGE, R; RADEVA, E. Assessment of and-surface energy budgets from regional and global Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.104, N°.D16, p.19,329 – 19,348, 1999.

BEESELEY, J.A. Estimating the effect of clouds on the arctic surface energy budget. *Journal of Geophysical Research*: v. 105 (8), p.10103-10117, 2000

BETTS, A.K. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.32, p.1934-1945,1975.

BETTS, A.K.; FUENTES, J.D.; GARSTANG, M.; BALL, J.H. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over rondonia during the rainy season. *Journal of Geophysical Research*: v.107, N°.D20.8065, doi:10.1029/2001JD000356, 2002.

BETTS, A.K; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ecmwf model using LBA data. *Journal of Geophysical Research*: v. 107, N°.D20.8045, doi:10.1029/2001JD000427, 2002.

CESS *et al.*; Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *Journal of Geophysical Research*: v.95, p.16,601-16,615, 1990.

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

CULF, A.D.; ESTEVES, J. L. ; MARQUES FILHO, A. O and ROCHA, H.R. Radiation, temperature and 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*, John Wiley & Sons, Chichester, England. p.175–191,1996.

DEARDORFF, J. W. Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 27, p.1211-1213, 1970.

DENG, A.J; SEAMAN, N.L; KAIN, J.S . A Shallow-convection parameterization for mesoscale models. part II: verification and sensitivity studies. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.60, p.57-78, 2003

ELTAHIR, E.A.B; HUMPHRIES JR, E.J. The Role of in the surface energy balance over the Amazon forest. *International Journal Climatology*: v.18, p.1575-1591, 1998

GANDÚ, A.W; SILVA DIAS, P.L. Impacto of tropical heat sources on the south american tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*: v 103. p.6001-6015, 1998.

GARRATT, JR; KRUMMEL, P.B; KOWALCZYK, E.A. the surface-energy balance at local and regional scales - a comparison of general-circulation model results with observations. *Journal of Climate*: v.6 n.6, p. 1090-1109,1993 .

HADEN, T. Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v.53, p.3164-3167, 1996.

HERDIES, D. L; A. DA SILVA, e M. A. F. SILVA DIAS. The bi-modal pattern of the summer circulation over South America. *Journal of Geophysical Research*:v.107, 10.1029/2001JD000997, 2002.

HODNET, M. G *et al*; Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England.p. 57-77, 1996.

JARVIS, P. G *et al*; Seasonal variation of carbon dioxide, water vapor, and energy exchanges of a boreal black spruce forest. *Journal of Geophysical Research*. v.102, p. 28953-28966,1997

KUO, H. L. Further Studies of the Parametrizations of the influence of cumulus convective on large-scale flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.31, p.1232-1240, 1974.

LEITÃO, M. M. V. B. Balanço de radiação em três ecossistemas da floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa. 1994. 153p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

LIU, K-N. An introduction to atmospheric radiation. New York: Academic Press, 1980. 392p.

MACHADO, L.A.T. The amazon energy budget using the ABLE-2B and fluamazon data. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v.57, p.3131-3144, 2000.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; LIMA, A.A. The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. *Journal Geophysical Research*: v.107, N°.D10.1029/2001JD000338, 2002.

McCAA, J.R.; BRETHERTON, C.S. A New parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part II: Regional Simulations of Marine Boundary Layer Clouds. *Monthly Weather Review*: v.132, p.883-896, 2004.

MELLOR, G.L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. *Rev. Geophysics Space Physics*: v.20, p.851-857, 1986.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*. vol. 113, 1411-1416, 1985.

MOLINARI, J.; CORSETTI, T., Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parametrization: results of one – and three-dimensional integrations. *Monthly Weather Review*: v.113, p.485-501, 1985.

MOLION, L.C.B.; VISWADNADHAN, Y.; MANZI, A.O.; NOBRE, C.A.; SÁ, L.D.A.; FISCH, G.; RIBEIRO, M.N.G.; JANUÁRIO, M.; CABRAL, D.M.R.; PATEL, R.S.; MORAES, J.C.; AGUIAR, L.F.. Resultados preliminares do experimento micrometeorológico na floresta amazônica. *Anais do III Congresso Brasileiro de Meteorologia*. v.2. p.13-20. Belo Horizonte - Minas Gerais, 1984.

MOTA, M.A.S. *Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala*. 2004. 111 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, 2004.

NOBRE, C.A.; FISCH, G.; DA ROCHA, H.R.; DA F.LYRA, R.F.; DA ROCHA, E.P.; DA COSTA, A.C.L.; UBARANA, V.N. Observations of the atmospheric boundary layer in rondônia. *Amazonian Deforestation and Climate*. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). *Amazonian Deforestation and Climate*, John Wiley & Sons, Chichester, England.p. 413-424,1996.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS. *Meteorology and Atmospheric Physics*. v. 49, p.69-91, 1992.

RANDALL, D.A; CESS, R.D; BLANCHET, J.P; BOER, G.J; DAZLICH, D.A; DEL GÊNIO, A.D; DEQUE, M; DYMNIKOV.V; GALIN, V; MITCHELL, J.F.B; MORCRETTE, J.-J; POTTER, G.L; RIKUS, L; ROECKNER, E; ROYER, J.R; SCHLESE, U; SHEININ, D.A; SLINGO, J; SOKOLOV, A.P; TAYLOR, K.E; WASHINGTON, W.M; WETHERALD, R.T; YAGAI, I; ZHANG, M.-H. Intercomparison and interpretation of surface energy fluxes in atmospheric general circulation models. intercomparison and interpretation of surface energy fluxes in atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research*: v.97. Nº. D4. p.3711-3724, 1992.

RENNÓ, N. O. and INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 53, p.572-585, 1996.

RENNÓ, N. O.; WILLIAMS, E. R. Quasi-Lagrangian measurements in convective boundary layer plumes and their implications for calculation of CAPE. *Monthly Weather Review*. v. 123, p.2733-2742, 1995.

RICKENBACH, T. M., R. N.; FERREIRA, J.; HALVERSON, and SILVA DIAS, M. A. F.. Mesoscale properties of convection in western Amazonia in the context of large-scale wind regimes. . *Journal of Geophysical Research*.v 107, 10.1029/ 2000JD000263, 2002.

SILVA DIAS, M.AF.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P.L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A.J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.; FUENTES, J.D.; ROCHA, H.R.; MARENGO, J.; PLANA-FOTTORI, A.; SÁ, L.D.A.; ALVALÁ, R.C.S.; ANDREAE, M.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; and GATTI, L. Clouds and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the amazon region: *Journal of Geophysical Research*. v.107. Nº. D20.8072, doi:10.1029/2001JD000335, 2002.

SIEBESMA, A. P *et al*; A Large Eddy Simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*: v. 60 n.10, p. 1201-1219,2003.

SONG, J.; WILLMOTT, C.J.; HANSON, B. Simulating the surface energy budget over the Konza Prairie with a Mesoscale Model . *Agricultural and Forest Meteorology*: v.87 (2-3), p.105-118, 1997.

SOUZA, E. P. *Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica*. 1999. 121 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

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*: v.18, p.33-42, 2003.

SOUZA, E.P; SILVA DIAS, P.L. Interação entre nuvens convectivas não precipitantes e radiação. *Anais do XIII Congresso Brasileiro Meteorologia*. Fortaleza – Ceará, 2004.

STULL, R. B., A fair-weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layer studies. *Journal. Climate Apply. Meteorological*: v.24, p. 49-56, 1985.

WALKO, R. L., COTTON, W.R., MEYERS, M.P., HARRINGTON, J.Y. New rams cloud microphysics parameterization. 1. The Single-Moment Scheme. *Atmospheric Research*: v.38, p.29-62, 1995.

WALKO,R.L. BAND, L.E., BARON, J., KITTEL, T.G.F, LAMMERS, R., LEE, T.J., OJIMA, D., PIELKE Sr, R., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C.J., VIDALE, P.L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. *Journal of Applied meteorology*. v. 39, p. 931-944, 2000.

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, p.611-627, 1973.

ZHANG, T.; STAMNES, K.; BOWLING, S.A . Impact of clouds on surface radiative fluxes and snowmelt in the arctic and subarctic. *Journal of Climate*: v. 9, p.2110-2123, 1996.

ZHU, P.; BRETHERTON, C.S. A Simulation study of shallow moist convection and its impact on the atmospheric boundary layer. *Monthly Weather Review*: v.132 n.10, p.2391-2406, 2004.