



Universidade Federal de Campina Grande – UFCG
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN
Unidade Acadêmica de Ciências Naturais – UACA
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**INFLUÊNCIA DA COBERTURA DE CÚMULOS RASOS NO
BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE UTILIZANDO
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM O BRAMS**

LEANDRO GOMES DE SOUSA

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande – PB

Julho de 2009

**INFLUÊNCIA DA COBERTURA DE CÚMULOS RASOS NO
BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE UTILIZANDO
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM O BRAMS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para a obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala
Sub-área: Modelagem Numérica da Atmosfera

Orientador: Dr. Enio Pereira de Souza

Aluno: Leandro Gomes de Sousa

Campina Grande – PB

Julho de 2009

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

S729i
2009

Souza, Leandro Gomes de.

Influência da cobertura de cúmulos rasos no balanço de energia em superfície utilizando simulações numéricas com o BRAMS / Leandro Gomes de Souza. — Campina Grande, 2009.

68 f. : il. Col.

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

Referências.

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza.

1. Simulação Numérica. 2. Modelagem Numérica. 3. Modelo BRAMS - Implementações. 4. Balanço de Energia. 5. Modelagem da Atmosfera. I. Título.

CDU – 519.876.5(043)

LEANDRO GOMES DE SOUSA

INFLUÊNCIA DA COBERTURA DE CÚMULUS RASOS NO BALANÇO DE ENERGIA EM
SUPERFÍCIE UTILIZANDO SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM O BRAMS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 31/7/2009

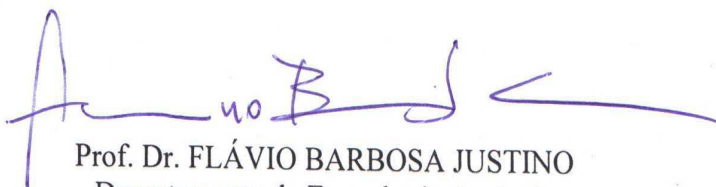
BANCA EXAMINADORA



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



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



Prof. Dr. FLÁVIO BARBOSA JUSTINO
Departamento de Engenharia Agrícola
Universidade Federal de Vicosa

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família em Cristo Jesus, que tanto amo.

“Ainda que eu falasse as línguas dos homens e dos anjos, e não tivesse amor, seria como o metal que soa ou como o sino que tine. E ainda que tivesse o dom de profecia, e conhecesse todos os mistérios e toda ciência, e ainda que tivesse toda a fé, de maneira tal que transportasse os montes, e não tivesse amor, nada seria. E ainda que distribuísse toda a minha fortuna para sustento dos pobres, e ainda que entregasse meu corpo para ser queimado, e não tivesse amor, nada disso me aproveitaria. O amor é sofredor, é benigno; o amor não é invejoso; o amor não trata com leviandade, não se ensoberbece. Não se porta com indecência, não busca os seus interesses, não se irrita, não suspeita mal; não folga com a injustiça, mas folga com a verdade; tudo sofre, tudo crê, tudo espera, tudo suporta. O amor nunca falha; mas havendo profecias, serão aniquiladas; havendo línguas, cessarão; havendo ciências, desaparecerá; porque em parte, conhecemos, e em parte profetizamos; mas, quando vier o que é perfeito, então o que o é em parte será aniquilado. Quando eu era menino, falava como menino, sentia como menino, discorria como menino, mas, logo que cheguei a ser homem, acabei com as coisas de menino. Porque agora vemos por espelho em enigma, mas então veremos face a face; agora conheço em parte, mas então conhecerei como também sou conhecido. Agora, pois, permanecem a fé, a esperança e o amor, estes três, mas o maior destes é o amor.” I Coríntios 13: 1-13.

AGRADECIMENTOS

Há muitas coisas dentro do meu coração, que gostaria de dividir com todos, coisas que o Senhor Deus tem colocado dentro de mim, verdades que me sustentam e me fazem confiar cada dia mais neste Deus maravilhoso. Senhor é para Ti todo o meu amor, louvor e gratidão por mais uma vitória e por tudo que o Senhor é. A Deus toda a honra e toda a glória, somente a ele.

À minha família, que confiou em mim, especialmente minha avó, Maria José de Souza Bezerra, minha mãe, Maria de Lourdes de Souza Bezerra, meu pai, Lourival Gomes de Sousa, aos meus irmãos, Levi e Leonardo que sempre me apoiaram.

Ao professor Dr. Enio Pereira de Souza, meu orientador, muito obrigado pelo conhecimento transmitido, pelo companheirismo, pelos conselhos e dedicação ao longo desse período da minha vida, principalmente nos momentos mais difíceis.

Aos membros da banca examinadora que contribuíram para elevar a qualidade desse trabalho.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia que se empenharam na nobre causa de ensinar.

Aos todos os meus colegas de turma, em particular Winícius dos Santos Araújo, Joherlan Campos de Freitas, Ailton Marcolino Liberato e Soetânea Santos de Oliveira, que considero meus amigos.

À doutoranda em Meteorologia Fabiane Regina da Cunha Dantas, que contribuiu com esclarecimentos importantes em algumas disciplinas.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior), pela bolsa de estudos concedida durante o curso.

Enfim, gostaria de citar todos que me ajudaram, mas, como não é possível, deixo aqui minha sincera e humilde gratidão a todos. Que o Senhor Deus nos Abençoe.

RESUMO

Foram implementados no modelo BRAMS quatro novas maneiras de calcular a cobertura de cúmulos rasos e sua interação com a radiação, usando modelagem e simulação numérica. Os esquemas implementados foram: Roeckner (1996), do qual foi produzido o experimento ROEK; Xu e Randall (1996), do qual foi produzido o experimento XURA; e Teixeira (2001), do qual foram produzidos os experimentos TEI1 e TEI2, diferenciados pelo valor da taxa de desentranhamento. O modelo foi integrado para a Região Amazônica e os resultados sobre a floresta e sobre pastagem foram comparados com dados observacionais. Os resultados obtidos para a cobertura de nuvens são coerentes com os encontrados na literatura. O saldo de radiação apresenta valores mais realistas quando a interação entre nuvens e radiação é permitida. O fluxo de calor sensível apresenta os resultados mais fracos e o calor latente se aproxima bastante da observação quando as nuvens interagem com a radiação. Os resultados são mais realistas sobre a floresta do que sobre a pastagem. Isso indica que o papel da superfície nesse processo precisa ser mais bem representado para estudo do balanço de energia.

Palavras-chave: Simulação numérica, modelagem numérica, modelo BRAMS- implementações, balanço de energia, modelagem da atmosfera

ABSTRACT

Four alternative ways of calculating the shallow cumulus cloud cover were implemented in the BRAMS model using numerical simulation and modeling. The schemes are: Roeckner (1996), from what the ROEK experiment was run; Xu e Randall (1996), from what the XURA experiment was run; and Teixeira (2001), from what the TEI1 and TEI2 experiment were run. The difference between TEI1 and TEI2 is the value of the detrainment rate. The model was run for the Amazon region and results for a forest and a pasture area were compared against observed data. The results of the cloud cover are in agreement with those of the literature. The net radiation values are more realistic when the interaction between clouds and radiation is allowed. Sensible heat flux presents the poorest result while latent heat results are very close the observations when the interaction between cloud and radiation is present. In general, the results are more realistic over the forest than over the pasture. This suggests that the role of the surface in this process need to be better represented to study the energy budget.

Keywords: Numerical simulation, numerical modeling, BRAMS model-
implementations, energy budget, atmospheric modeling

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE TABELAS.....	xiv
CAPÍTULO 1– INTRODUÇÃO.....	15
1.1 – Objetivo Geral.....	17
1.2 – Objetivos Específicos.....	17
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	18
2.1 – A importância da cobertura de nuvens.....	18
2.2 – Convecção de cúmulos rasos.....	19
2.3 – Balanço de energia.....	20
2.4 – Ciclo diurno da camada convectiva.....	25
CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS.....	27
3.1 – Esquema de Convecção Rasa.....	27
3.2 – Parametrização da Cobertura de Cúmulos Rasos.....	29
3.2.1 – Um esquema baseado na umidade relativa.....	30
3.2.2 – Esquema de nuvem prognostico.....	30
3.3 – Descrição do Modelo BRAMS.....	31
3.4 – Dados e Experimentos.....	32
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	35
4.1 – Cobertura de cúmulos rasos.....	35
4.1.1 – Cobertura de nuvens para uma área de floresta.....	35
4.1.2 – Cobertura de nuvens para uma área de pastagem.....	38
4.2 – Saldo de Radiação.....	42
4.2.1 – Saldo de Radiação para uma área de floresta.....	42
4.2.2 – Saldo de Radiação para uma área de pastagem.....	44
4.3 – Fluxo de Calor Sensível.....	48
4.3.1 – Fluxo de Calor Sensível para uma área de floresta.....	48
4.3.2 – Fluxo de Calor Sensível para uma área de pastagem.....	50

4.4 – Fluxo de Calor Latente.....	54
4.4.1 – Fluxo de Calor Latente para uma área de floresta.....	54
4.4.2 – Fluxo de Calor Latente para uma área de pastagem.....	56
CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES.....	60
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	62

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1 – Representação esquemática do ciclo diurno da camada limite convectiva....	26
Figura 2 – Localização da área de estudo.....	33
Figura 3 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento ROEK para uma área de floresta.....	36
Figura 4 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI1 para uma área de floresta.....	37
Figura 5 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI2 para uma área de floresta.....	37
Figura 6 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento XURA para uma área de floresta.....	38
Figura 7 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento ROEK para uma área de pastagem.....	39
Figura 8 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.....	39
Figura 9 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.....	40
Figura 10 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento XURA para uma área de pastagem.....	40
Figura 11 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento ROEK para uma área de floresta.....	43

Figura 12 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI1 para uma área de floresta.....	43
Figura 13 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI2 para uma área de floresta.....	44
Figura 14 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento XURA para uma área de floresta.....	44
Figura 15 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento ROEK para uma área de pastagem.....	45
Figura 16 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.....	45
Figura 17 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.....	46
Figura 18 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento XURA para uma área de pastagem.....	46
Figura 19 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento ROEK para uma área de floresta.....	48
Figura 20 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI1 para uma área de floresta.....	49
Figura 21 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI2 para uma área de floresta.....	49
Figura 22 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento XURA para uma área de floresta.....	50

Figura 23 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento ROEK para uma área de pastagem.....	51
Figura 24 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.....	51
Figura 25 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.....	52
Figura 26 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento XURA para uma área de pastagem.....	52
Figura 27 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento ROEK para uma área de floresta.....	54
Figura 28 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI1 para uma área de floresta.....	55
Figura 29 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI2 para uma área de floresta.....	55
Figura 30 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento XURA para uma área de floresta.....	56
Figura 31 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento ROEK para uma área de pastagem.....	57
Figura 32– Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.....	57
Figura 33 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.....	58

Figura 34 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento XURA para uma área de pastagem.....58

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1 – Descrição dos experimentos.....	34
Tabela 2 – Valores médios da cobertura de cúmulos rasos (%).....	41
Tabela 3 – Valores máximos da cobertura de cúmulos rasos (%).....	41
Tabela 4 – Valores médios do Saldo de radiação ($W.m^{-2}$).....	47
Tabela 5 – Valores máximos do Saldo de radiação ($W.m^{-2}$).....	47
Tabela 6 – Valores médios de Calor Sensível ($W.m^{-2}$).....	53
Tabela 7 – Valores máximos de Calor Sensível ($W.m^{-2}$).....	53
Tabela 8 – Valores médios de Calor Latente ($W.m^{-2}$).....	59
Tabela 9 – Valores máximos de Calor Latente ($W.m^{-2}$).....	59

CAPÍTULO 1

1 – INTRODUÇÃO

A energia solar que chega ao topo da atmosfera interage com as moléculas e partículas que compõem a atmosfera e como resultado sofre uma modulação em função de diversos fatores. A intensidade desta modulação depende das condições climáticas, meteorológicas locais, e do ângulo de elevação solar no horário de observação. Os dois maiores fenômenos de interação da energia solar antes de chegar à superfície são a absorção e o espalhamento e ocorrem com a energia ao longo de todo o espectro solar. A atmosfera é um sistema dinâmico em constante movimentação. Essa movimentação transporta estes elementos atmosféricos (gases, aerossóis, vapor de água e nuvens) entre regiões diferentes, seja por advecção horizontal seja por turbulência. Essa dinâmica controla, em última instância, a modulação da radiação solar incidente na superfície (Neto, 2005).

Excetuando-se os fenômenos de modulação de energia causados pela rotação (diurnais) e declinação da Terra (sazonais), as nuvens são o elemento de maior importância na modulação da energia solar incidente. Por essa razão as nuvens necessitam de uma quantificação mais rigorosa para poderem ser parametrizadas e incorporadas em modelos atmosféricos que dependem das condições do céu (Colle e Pereira, 1998). A observação das nuvens a partir de satélites é muito limitada para as camadas intermediárias, e sofre limitações de distorção geométrica, conforme ressaltado por Rossow (1982) e Raschke e Preus (1979). A observação das nuvens a partir da superfície feita por operadores meteorológicos possui limitações como análise subjetiva visibilidade entre as camadas, distorção no horizonte, conforme apontado por Hoyt (1978) e Holle e Mackay (1975). A observação automática e contínua utilizando-se câmeras digitais depende dos sistemas utilizados e do método de interpretação das imagens. As câmeras CCD (Charge Coupled Device) digitais têm-se tornado cada vez mais populares, tornando os custos cada vez mais acessíveis, mas, os sistemas de interpretação automática de análise de imagens de nuvens são raros e ainda têm muito que evoluir. Uma maneira mais adequada de se estudar os efeitos das nuvens, e seu papel no balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera dá-se através de simulações

numéricas de alta resolução, essa técnica é conhecida como Simulação de Grandes Turbilhões LES – Large Eddy Simulation (Siebesma et al., 2003; Neggers et al., 2004).

O balanço de energia à superfície é uma maneira de investigar os efeitos devido à convecção. A grande quantidade de vapor d'água e energia solar absorvida pela superfície 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. Outra faceta importante sobre a cobertura de cúmulos rasos é a característica de aumento, observada em regiões de desmatamento em mesoescala (Wang et al., 2009).

Para representar bem as características da atmosfera é necessário que os fenômenos mais relevantes que atuam numa região estejam incorporados em um modelo atmosférico. O Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) tem um esquema de cúmulos rasos que representa a atenuação da radiação solar por essas nuvens (Souza, 1999; Souza e Silva, 2002). O principal problema que afeta a qualidade das simulações atualmente é a representação do ciclo diurno do balanço de energia em superfície. O foco deste trabalho é no papel da convecção como causa/efeito desse balanço interagindo com a cobertura de nuvens, identificando assim a qualidade dos esquemas que simulam essa cobertura.

O uso do BRAMS tem sido disseminado nos centros operacionais e de pesquisa do Brasil. O uso de modelos para uma Região como a Norte, por exemplo, requer conhecimento e calibração do modelo para que simule de forma realista as características da Região. Os resultados desta pesquisa devem contribuir nessa direção. Com isso pode-se compreender melhor o papel das nuvens para a atmosfera. O presente trabalho pretende contribuir nesta área, favorecendo uma melhor precisão na determinação na quantidade de nuvens presente no céu através de simulações que facilitam o estudo do balanço de energia. Lopes (2005), estudou a interação da convecção rasa com a radiação de onda longa e de onda curta através da implementação dos esquemas de cobertura de Albrecht (1981) e de Haiden (1996).

1.1 – Objetivo Geral

O objetivo geral da pesquisa é investigar a interação entre convecção rasa e radiação e seu impacto no balanço de energia à superfície, e na configuração do ciclo diurno do modelo BRAMS.

1.2 – Objetivos Específicos

Os específicos são:

- 1- Introduzir novos esquemas de cobertura de cúmulos rasos no BRAMS;
- 2- Integrar o modelo para uma região com diferentes coberturas de solo (floresta e pastagem);
- 3- Discutir como a cobertura de cúmulos rasos afeta o balanço de energia em superfície.

CAPÍTULO 2

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 - A importância da cobertura de nuvens

A cobertura de nuvens é o principal agente da atmosfera nos processos de absorção e espalhamento da luz solar que incide sobre a Terra, seguido pelos gases e pelos aerossóis. Assim, informações sobre a cobertura de nuvens são importantes, pois, favorecem a compreensão de várias questões que ainda não foram entendidas totalmente, em diversas áreas das ciências atmosféricas e meio ambiente (Souza Echer, 2006).

A grande relevância deste componente atmosférico nos processos de absorção e espalhamento da radiação solar é justificada por sua abrangência que pode chegar a 50% da área total da terra. A radiação solar na região visível (0,39-0,77 μm) do espectro eletromagnético (Onda curta) ao interagir com uma nuvem penetra em seu interior. Parte da radiação consegue atravessar a nuvem enquanto outra parte é retida na nuvem ou refletida de volta ao espaço em decorrência dos sucessivos processos radiativos que ocorrem entre a radiação solar, os cristais e as gotículas. O componente da radiação que é transmitido através da nuvem atinge à superfície terrestre que absorve a radiação solar incidente e reemite a radiação na faixa espectral do infravermelho (0,77-1000 μm , Onda longa). O efeito combinado de retenção – reflexão - transmissão da radiação em toda a faixa do espectro eletromagnético pelas nuvens é conhecido como forçante das nuvens. Diversos estudos sobre esse efeito e suas implicações no clima foram publicados mostrando a importância do *cloud-forcing* para o planeta (Souza Echer, 2004).

As nuvens podem fornecer informações importantes ao estudo das relações Sol - Terra - Clima. Um dos mecanismos propostos para explicar a relação que se observa entre mudanças no clima da Terra e a atividade solar é a modulação da cobertura de nuvens por íons atmosféricos, produzidos por raios cósmicos (Marsh et al, 2004). O Sol possui um ciclo de aproximadamente 11 anos, e durante sua fase de máxima atividade, a radiação cósmica é bastante atenuada nas camadas superiores de nossa atmosfera por uma espécie de bloqueio magnético. Quando o Sol entra em seu período de menor atividade, esse bloqueio é enfraquecido e ocorre maior incidência de raios cósmicos até

a região da alta troposfera. Alguns estudos indicam que a radiação cósmica pode produzir íons que atuam como núcleos para condensação de nuvens (Hoyt e Schatten, 1997).

O conhecimento da cobertura de nuvens tem outras aplicações importantes na área energética, com destaque na otimização do despacho de carga em linhas de transmissão e otimização da operação de sistemas de iluminação pública (Martins et al, 2004).

2.2 – Convecção de cúmulos rasos

A convecção abrange uma diversidade de escalas de tempo e espaço, que vão desde os processos turbulentos de pequena escala com duração de minutos a horas, até grandes aglomerados convectivos da ordem de milhares de quilômetros com ciclo de vida na ordem de dias. Uma classificação dos sistemas convectivos em função de suas escalas espaciais e temporais pode ser encontrada em Orlanski (1975).

Em escalas maiores, por conveniência, as várias formas de convecção associadas diretamente às nuvens de precipitação são divididas em duas categorias: convecção profunda, que gera precipitação, e convecção rasa, que não gera. A evolução dos sistemas está frequentemente associada à convecção profunda. Enquanto a convecção profunda possui um papel muito importante na circulação de grande escala, dirigindo o ramo ascendente das células de Hadley e Walker, a convecção rasa tem o papel de promover mistura de propriedades (termodinâmicas e dinâmicas) na vertical. A convecção profunda é constituída de componente convectiva (células individuais) e componente estratiforme e a convecção rasa constituída somente da componente convectiva. Outra divisão da convecção é baseada nos processos de formação associados ao ciclo diurno de aquecimento da superfície: convecção diurna, quando há aquecimento da superfície e instabilização do perfil em baixos níveis; e noturna, quando há resfriamento e estabilização das camadas mais próximas da superfície com outros processos, ou seja, processos associados à formação de jato em baixos níveis, ao resfriamento radiativo no topo das nuvens, para sustentar a convecção.

A convecção rasa está associada a mecanismos de retroalimentação (dinâmica, termodinâmica e radiativa), que podem ser positivos ou negativos, para a configuração da estabilidade local, com implicações na dinâmica da circulação atmosférica. A forma

de como a energia é disponibilizada e distribuída entre calor latente e calor sensível, provenientes da superfície, constitui-se em uma importante fonte de erro em simulações numéricas de tempo e clima. Quando a energia solar é absorvida em excesso na superfície, acontece uma grande secagem do solo, com diminuição de precipitação. Além disso, para a obtenção de simulações mais realistas, é necessária uma boa simulação do ciclo diurno em superfície. Esse é um dos enfoques principais para a melhoria dos modelos no momento.

Wang e McFarquhar (2008), usando um modelo não-hidrostático 3-D (EULAG – Eulerian/semi-LAGrangian numerical model for fluids), com microfísica de chuva quente, para estudar o ciclo diurno da convecção rasa e da nebulosidade na camada limite dos ventos alísios sobre o Oceano Índico, verificaram através de simulações iniciadas com sondagens obtidas durante o INDOEX (Indian Ocean Experiment) que, na ausência do forçante de grande escala, os ciclos diurnos simulados das velocidades verticais, dos fluxos turbulentos, da taxa de condensação e da nebulosidade foram caracterizados por reduções distintas do dia. O aquecimento solar na camada limite estabilizou o ar, diminuindo a umidade relativa e, por isso, suprimiu a turbulência da camada de nuvem e a convecção de cúmulos rasos. Em consequência, a taxa de condensação e a quantidade de nuvem foram reduzidas. As correntes térmicas mais fortes e os fluxos turbulentos causados pelo aquecimento solar na camada de mistura provocaram a recuperação da nebulosidade na tarde em que a instabilidade na camada da nuvem aumentou. No entanto, eles afirmam que, dependendo de seu sentido e valor, o movimento vertical em grande escala pode modular muito o ciclo diurno conduzido pelo aquecimento solar, implicando em uma grande incerteza em representar o ciclo diurno de cúmulos rasos.

2.3 – Balanço de energia

Silva (1998) utilizando as medidas de superfície e da Camada Limite Planetária (CLP) realizadas nas áreas de floresta ($10^{\circ} 05'S - 10^{\circ} 19'S$ e $61^{\circ}35'W - 61^{\circ} 57'W$) e de pastagem ($10^{\circ} 45'S$ e $62^{\circ} 22'W$) na região de Ji-Paraná, RO, durante o experimento da camada limite de Rondônia (Rondônia Boundary Layer Experiment – RBLE), nas estações secas de julho/1993 (RBLE2) e de agosto/1994 (RBLE3), pode analisar a estrutura e evolução da CLP e também estimar os fluxos de calores sensível e latente.

Essas estimativas foram comparadas com as medidas dos fluxos de superfície de calores sensível e latente feitas pelo instrumento de correlações de vórtices turbulentos (HYDRA). Perfis de temperatura potencial e de umidade específica foram obtidos por meio de radiossonda e de balão cativo. As medidas feitas por esses equipamentos foram representativas das características de cada tipo de cobertura de superfície. Durante o ciclo diurno, a estrutura e evolução da CLP sobre a área de pastagem foi bem mais significativa que sobre a área de floresta. As taxas de crescimento entre 11 e 14 HL na área de pastagem chegaram a ser 65% maiores que na área de floresta durante o RBLE3, com valores de 351,5 m/h e 229,2 m/h, respectivamente. Séries temporais e médias diárias da altura da CLP e das temperatura potencial e umidade específica foram analisadas para as áreas de floresta e de pastagem durante o RBLE2 e RBLE3. As alturas da CLP foram maiores na área de pastagem, além de que, a camada residual para essas áreas manteve-se durante todo ciclo diurno. As estimativas regionais dos fluxos de calor sensível e de calor latente foram feitas através da inversão de um modelo simples de camada bem misturada, o qual usa os parâmetros obtidos dos perfis das propriedades da CLP. Dois modelos simples, baseados nas equações de conservação para a CLP, foram usados para estimar estes fluxos. Um desses modelos inclui em suas equações um termo para estimar a advecção horizontal. Os resultados mostraram que, para o caso das estimativas dos fluxos de calor sensível, o modelo sem advecção tendeu a superestimar os fluxos medidos pelo HYDRA, tanto na área de floresta quanto em área de pastagem. Neste caso, o Desvio Médio Quadrático (DMQ) e o Viés médio global das estimativas do fluxo de calor sensível, na floresta, foram $45,1 \text{ W/m}^2$ e -20 W/m^2 e, para a pastagem, foram de $67,2 \text{ W/m}^2$ e $-28,5 \text{ W/m}^2$. Para o caso dos fluxos de calor latente, o modelo sem advecção superestimou grosseiramente os fluxos medidos. Já o modelo que inclui o termo de advecção simula melhor os valores medidos tanto de calor sensível (floresta: DMQ $39,5 \text{ W/m}^2$ e Viés $-8,5 \text{ W/m}^2$; pastagem: DMQ $55,0 \text{ W/m}^2$ e Viés $-11,62 \text{ W/m}^2$) como de calor latente (floresta: DMQ $64,8 \text{ W/m}^2$ e Viés $5,9 \text{ W/m}^2$; pastagem: DMQ $137,7 \text{ W/m}^2$ e Viés $-29,8 \text{ W/m}^2$). Esses resultados sugerem que houve uma diferença significativa entre as estimativas em escala regional dos fluxos e aqueles medidos em único ponto. Apesar da simplicidade dos modelos, estes fornecem uma alternativa para estimar fluxos de superfície, conhecidas propriedades da CLP obtidas através de radiossonda e balão cativo.

Berbery et al. (1999) analisaram o balanço de energia em modelos globais e regionais para um mês de verão (agosto/1997) e outro de inverno (janeiro/1998), sobre a

América do Norte. Eles utilizaram quatro modelos: 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). 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 Wm^{-2} maior que as estimativas de satélites, enquanto a radiação solar do modelo GEM foi muito menor, com valores menores a 25 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 no saldo de radiação 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.

Ainda segundo Berbery et al. (1999), os resultados da partição de energia 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 o 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 o 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 maior 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 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.

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.

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 (Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia) 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 o 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 convecção rasa e outra para a convecção profunda, pode não ser a solução mais adequada no ponto de vista dos resultados obtidos.

Lopes (2005) investigou 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 developments on the Regional Atmospheric Modelling 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 tempo de integração do modelo foi de 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.

2.4 – Ciclo diurno da camada limite convectiva

A interação entre a superfície e a camada limite (CL) relacionada com o transporte vertical influencia diretamente o tempo local e regional, e a circulação geral da atmosfera. A compreensão da fenomenologia que ocorre na CL atmosférica tem relevância em inúmeros domínios: na parametrização dos efeitos associados à CL nos modelos numéricos de larga escala e de área limitada, na dispersão de poluentes, na previsão de temperatura, umidade e vento à superfície, na ocorrência de nuvens, na ligação entre a própria CL e tempestades, bem como na previsão de ventos fortes. Existem ramos de atividade que estão particularmente dependentes da monitorização da CL, de que é exemplo a aeronáutica, especialmente, nas manobras de decolagem e aterrissagens de aviões.

Numa situação anticiclônica de bom tempo, o ciclo diurno solar de aquecimento e arrefecimento da superfície determina a evolução temporal da estrutura vertical da CL. A evolução temporal típica de uma camada limite convectiva (CLC) pode ser observada na figura 1. Ao nascer-do-sol a terra começa a ser aquecida, o calor é transferido para o ar sobrejacente de uma forma heterogênea, provocando mistura turbulenta de propriedades do ar. Esse transporte turbulento depende da diferença de densidade entre parcelas de ar vizinhas de que resultam movimentos convectivos. Qualquer movimento num fluido que resulte da ação de um campo gravítico sobre variações da densidade pode designar-se por movimento convectivo. Durante a manhã, a mistura turbulenta diminui a estabilidade térmica observada no período noturno. Ao longo do dia, as estruturas convectivas intensificam-se provocando o crescimento da CL. Devido a esta intensa mistura a CLC é também chamada de camada de mistura. Os turbilhões que contém mais energia têm uma dimensão vertical da ordem de grandeza da própria altura da CL; são apelidados de correntes ascendentes ou térmicas, e podem atingir mais de 2 km. As térmicas penetram na atmosfera livre e transportam ar desta para CL contribuindo para o crescimento vertical desta última – processo de mistura-de-topo (*top-entrainment*). A região onde tem lugar este tipo de mistura é a zona da inversão da CL, que durante o dia também é conhecida por região de mistura-de-topo (Camada de Entranhamento). No caso de uma CL sem nuvens, depois do pôr-do-sol, o solo arrefece por emissão de radiação de grande comprimento de onda. Esse arrefecimento inibe a turbulência, originando uma CL estável que se desenvolve verticalmente.

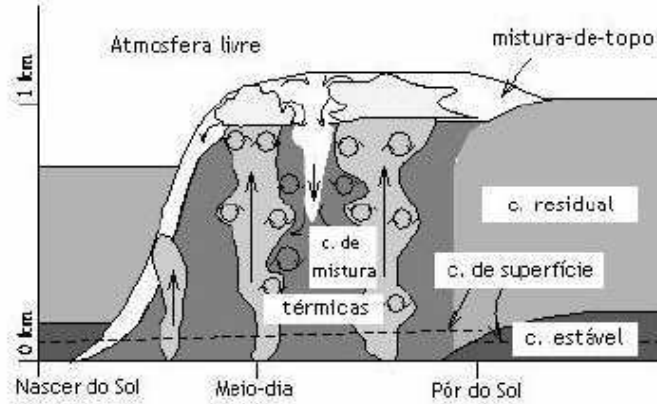


Figura 1 – Representação esquemática do ciclo diurno da camada limite convectiva (adaptado de Garratt, 1992).

O entranhamento, também chamado de “Convecção Penetrativa” (Stull, 1988), caracteriza-se por ser um processo de pequena escala e ocorre através da penetração de parcelas de ar turbulento da Camada de Mistura (CM) no ar estável sobreposto da atmosfera livre. Com isso ocorre um aumento do cisalhamento local do vento, formando distúrbios tipo onda, que provocam a mistura do ar não turbulento no interior da região turbulenta. Portanto, a Camada de Entranhamento (CE) aprofunda-se e sua espessura dependerá da amplitude das ondulações causadas pelas parcelas turbulentas (correntes térmicas), que por sua vez depende tanto da velocidade de impacto destas parcelas na interface, quanto da estabilidade do ar da atmosfera livre.

Jacobson (1999) fala que entranhamento é uma mistura relativamente fria. O ar frio e seco, a partir do exterior (ambiente), é forçado a entrar numa nuvem cujo ar é úmido e quente, causando evaporação e resfriamento nos lados da nuvem e forçando suas bordas se estenderem e subir lentamente. Um modelo simples dos efeitos do entranhamento em nuvens *cumulus* foi desenvolvido por Stommel (1947). O modelo admite que o entranhamento afeta as temperaturas da nuvem de duas maneiras: a primeira, força as nuvens a gastar energia aquecendo o ar entranhado para a temperatura virtual da nuvem; e a segunda maneira, o entranhamento força as nuvens a gastar energia evaporando a água líquida para manter a saturação do ar seco entranhado.

CAPÍTULO 3

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 – Esquema de Convecção Rasa

O esquema proposto por Souza (1999) é do tipo fluxo de massa e combina dois tipos de modelo: o modelo de nuvens é do tipo Arakawa e Schubert (1974) e o fluxo de massa segue a teoria da máquina térmica de Rennó e Ingersoll (1996). O fluxo de massa baseia-se no princípio de que uma vez que a atmosfera é forçada pelo fluxo de energia à superfície, um fluxo de massa é necessário para que a atmosfera tente restabelecer seu perfil de equilíbrio *radiativo-convectivo* local. Isso estabelece uma relação direta entre o fluxo de massa convectivo e o forçante de superfície, reproduzindo uma característica observacional (Minnis e Harrison, 1984; Wilde et al., 1985).

As equações prognósticas para entalpia (s) e umidade específica total (q_t) são:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' s_l')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (s_c - Lq_l - \bar{s}) \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' q_t')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (q_{lc} + q_{vc} - \bar{q}_t) \right) \quad (2)$$

nas quais, $s = c_p T + gz$ é a energia estática seca, c_p o calor específico do ar seco sob pressão constante, T a temperatura absoluta, g a aceleração da gravidade, z a altura hidrostática, $q_t = q_v + q_l$ a umidade específica total, q_l é a umidade específica da água líquida, q_v é a umidade específica do vapor, $s_l = s - Lq_l$ a energia estática da água líquida e L o calor latente específico de vaporização. As quantidades marcadas com uma linha referem-se a perturbações causadas pela presença de convecção.

O fluxo de massa convectivo é obtido por argumentos termodinâmicos:

$$M_c = \rho \sigma w_c = \frac{\eta F_{abs}}{TCAPE} \quad (3)$$

em que ρ é a densidade do ar, σ a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem e w_c a velocidade vertical, η é a eficiência termodinâmica, F_{abs} é o fluxo de energia absorvida pelo sistema, e $TCAPE$ a energia potencial convectiva disponível total.

A eficiência termodinâmica η é dada por:

$$\eta = \frac{T_Q - T_F}{T_Q}, \quad (4)$$

em que, T_Q 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 uma média na camada convectiva).

$TCAPE$ pode ser obtido a partir da aproximação $TCAPE=2xCAPE$ (Rennó e Ingersoll, 1996) com $CAPE$ escrita na forma:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NPE} \left(\frac{T_{vc} - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} \right) dz, \quad (5)$$

em que, NCE é o nível de convecção espontânea NPE é o nível de perda de empuxo para convecção rasa e T_{vc} é a temperatura virtual da nuvem para um processo no qual há *entrainment*. Na formulação de $TCAPE$, está implícita a contribuição do trabalho convectivo realizado por correntes descendentes e por convecção não saturada.

As propriedades da nuvem, caracterizadas pelo símbolo c , são obtidas a partir das equações de Arakawa e Schubert(1974).

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

$$\frac{\partial h_c}{\partial z} = -\lambda_z (h_c - \bar{h}), \quad (6)$$

em que $h=c_p T+gz+Lq_v$ é a energia estática úmida. E λ_z é a taxa de *entrainment*, definido como uma função da altura de forma que se leva em consideração o fato da maior parte do *entrainment* ocorrer nas partes superiores das nuvens (Paluch, 1979). Portanto λ_z é escrito como:

$$\lambda_z = \lambda_0 \times 10^{\frac{z}{Z^*}} \quad (7)$$

em que λ_0 é um valor inicial 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 10.

Os perfis de energia estática úmida e umidade específica são determinados a partir das equações:

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1 + \gamma_v} (h_c - \bar{h}_s) , \quad (8)$$

$$q_{vc} = \bar{q}_s + \frac{\gamma_v}{(1 + \gamma_v)L} (h_c - h_s) , \quad (9)$$

nas quais, $\gamma_v \equiv \left(\frac{L}{c_p} \frac{\partial q_{vs}}{\partial T} \right)_p$. O perfil de q_{lc} é obtido de:

$$\frac{\partial q_{lc}}{\partial z} = -\frac{\partial q_{vc}}{\partial z} = -\lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda q_{lc} . \quad (10)$$

3.2 – Parametrizações de Cobertura de Cúmulos Rasos

A cobertura de nuvem já é determinada segundo Albrecht (1981) e Haiden (1996), conforme descrito por Lopes (2005). Serão descritos agora, os esquemas usados no presente trabalho.

3.2.1 – Um esquema baseado na umidade relativa

Um típico esquema baseado na umidade relativa é aquele usado no modelo climático ECHAM-4 (Roeckner et al. 1996). Neste esquema uma cobertura de nuvens (cúmulos rasos) não-nula é parametrizada como uma função não-linear da umidade relativa média RH :

$$a_{cl} = 1 - \sqrt{1 - \frac{RH - RH_{cr}}{1 - RH_{cr}}} \quad (11)$$

em que, uma entrada da condensação crítica RH_{cr} é especificada como uma função da altura, baseada nos resultados de Xu e Krueger (1991):

$$RH_{cr} = RH_{0,top} + RH_{0,surf} - RH_{0,top} \exp[1 - (p/p_s)^n] \quad (12)$$

em que p é a pressão, p_s é a pressão de superfície, $RH_{0,top} = 0.6$ e $RH_{0,surf} = 0.99$ são valores de umidade relativa crítica superior e inferior, e $n = 4$ é um parâmetro de ajuste.

3.2.2 – Esquema de nuvem prognostico

Baseado em simulações com um modelo conjunto bi-dimensional de nuvem Xu e Randall (1996) demonstraram uma forte correlação entre a água líquida \bar{q}_l e a cobertura de nuvem a_{cl} e propuseram uma parametrização baseada em ambos, umidade relativa RH e conteúdo de água líquida:

$$a_{cl} = RH^p - \left\{ 1 - \exp \left[- \alpha_0 \bar{q}_l / ((1 - RH) q_{sat})^\gamma \right] \right\} \quad (13)$$

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

Segundo estudos da coluna-individual deste esquema (Teixeira 2001) mostrou que para muitas situações a equação prognostica da fração de nuvem é dominada por dois termos:

$$\frac{\partial a_{cl}}{\partial t} \cong D(1 - a_{cl}) - \frac{a_{cl}}{q_{l,cl}} K_{er} (q_{sat} - q_v), \quad (14)$$

em que $D = M\delta$ é a razão de desentranhamento, e K_{er} é um coeficiente de erosão. Para condição de estado-fixo este resultado pode ser reescrito como uma relação diagnóstica para a cobertura de nuvem (Teixeira 2001):

$$a_{cl} = \frac{1}{1 + \frac{K_{er} q_{sat}}{D q_{l,cl}} (1 - RH)}, \quad (15)$$

O perfil da cobertura de nuvem baseado em (15) será dado com $K_{er} = 2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (que é a razão de erosão operacional corrente usada no modelo ECMWF para simulações envolvendo cúmulos rasos). Neste trabalho a razão de desentranhamento é testada com dois valores de δ : ou seja, $\delta = 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ e $\delta = 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (Siebesma et al, 1993).

3.3 – Descrição do Modelo BRAMS

O comportamento da atmosfera é governado por leis físicas que podem ser expressas por equações matemáticas. Tais equações, entretanto, são muito complexas e não possuem soluções exatas para os valores futuros. Por esta razão, técnicas de modelagem numérica são utilizadas, dando origem aos "Modelos Numéricos de Previsão do Tempo".

Os modelos de previsão numérica do tempo podem ser globais ou de área limitada. Quando as equações que governam a atmosfera são resolvidas sobre todo o globo, temos os modelos globais. Estes utilizam técnicas espectrais na solução das equações, e fazem previsões para mais de 10 dias. Os modelos globais consideram todos os fenômenos atmosféricos que ocorrem no globo terrestre sem, entretanto, ater-se às peculiaridades de cada região.

O BRAMS é baseado na integração das equações diferenciais de conservação da quantidade de movimento, de massa e de energia, com referimento a um sistema de coordenadas ideais para simulação em áreas de orografia complexas. O modelo é equipado com um sistema de múltiplas grades aninhadas que permite a simulação de

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

3.4 – Dados e Experimentos

O BRAMS foi integrado por 4 dias, com início a 00 UTC do dia 09 de fevereiro de 2002. Esse período corresponde ao regime E₃, ou seja, vento de leste e sem Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS, segundo Rickenbach et al. (2002). 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 é do tipo Grell. A interação superfície-atmosfera foi feita no BRAMS através do modelo LEAF-2 (Walko et al., 2000).

O modelo foi integrado com 42 níveis na vertical e duas grades aninhadas. A resolução da primeira grade foi de 80 km (com 40 pontos) e a resolução da segunda grade foi de 20 km (com 78 pontos). Ambas as grades foram centradas em 12 °S e 62 °W. Foram considerados nove níveis do solo e dois casos foram analisados, o primeiro denominado de SHAF com convecção rasa e sem interação com a radiação solar, o segundo denominado de RADF, a convecção e a interação com a radiação foi ativada. O modelo foi integrado na versão 4.2. Para garantir que a média fosse feita sobre a floresta foi feita a média de 1° deslocado para o norte da região.

Os dados utilizados são os da campanha do WETAMC/LBA, realizado no período de 10 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999 (Silva Dias et al., 2002). Esses dados foram da torre micrometeorológica (10°4.706'S; 61°56.027'W). As Figuras a seguir foram produzidas através da média a cada 30 minutos. Os resultados analisados são os

que se referem à grade de 20 km, que é centrada no estado de Rondônia. Uma descrição sobre a região pode ser encontrada em Lopes (2005).



Figura 2 – Localização da área de estudo (Ji-Paraná). Fonte: Raphael Lorenzeto de Abreu's Map of Rondonia.

Os experimentos ROEK, TEI1, TEI2 e XURA estão descritos conforme a Tabela1.

Tabela1 – Descrição dos experimentos

Experimento	Descrição
ROEK/SHAF	Calcula a cobertura com a equação (11), sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
ROEK/RADF	Calcula a cobertura com a equação (11), com interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
ROEK/SHAP	Calcula a cobertura com a equação (11), sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
ROEK/RADP	Calcula a cobertura com a equação (11), com interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
XURA/SHAF	Calcula a cobertura com a equação (13), sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
XURA/RHAF	Calcula a cobertura com a equação (13), com interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
XURA/SHAP	Calcula a cobertura com a equação (13), sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
XURA/RHAP	Calcula a cobertura com a equação (13), com interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
TEI1/SHAF	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-4}m^{-1}$, sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
TEI1/RADF	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-4}m^{-1}$, com interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
TEI1/SHAP	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-4}m^{-1}$, sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
TEI1/RADP	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-4}m^{-1}$, com interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
TEI2/SHAF	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-3}m^{-1}$, sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
TEI2/RADF	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-3}m^{-1}$, com interação entre radiação e convecção rasa numa área de floresta
TEI2/SHAP	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-3}m^{-1}$, sem interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem
TEI2/RADP	Calcula a cobertura com a equação (15) em que $\delta=10^{-3}m^{-1}$, com interação entre radiação e convecção rasa numa área de pastagem

CAPÍTULO 4

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

A seguir apresenta-se uma análise dos quatro experimentos ROEK, TEI1, TEI2 e XURA, cada um com dois casos para floresta, SHAF (sem interação entre radiação e convecção rasa) e RADF (com interação entre radiação e convecção rasa) e com dois casos para pastagem, SHAP (sem interação entre radiação e convecção rasa) e RADP (com interação entre radiação e convecção rasa). As figuras foram baseadas nos esquemas para cálculo dos campos da cobertura de nuvens, no saldo de radiação, no fluxo de calor sensível e no fluxo de calor latente. Uma comparação foi feita entre os experimentos para área de floresta e uma para área de pastagem, considerando a influência da interação entre a radiação e a convecção rasa. Os dados simulados foram gerados a cada meia hora, para um período de 4 dias, sendo que as médias foram para os três últimos dias, uma vez que no primeiro dia o modelo ainda está se ajustando. As saídas do modelo estão em UTC e podem ser passadas para hora local (hl), subtraindo-se 4 horas da hora considerada.

4.1 – Cobertura de cúmulos rasos

4.1.1 – Cobertura de cúmulos rasos para uma área de floresta

Para a área de floresta pode-se ver que a cobertura surge a partir das 6:30 hl, para todos os experimentos considerando RADF e às 7 hl, nos experimentos SHAF.

A Figura 3 mostra a cobertura média para o esquema Roeckner (1996). O valor máximo da cobertura de cúmulos foi de 41,2 % às 8:30 horas e o valor médio foi de 9,12% no caso SHAF. Para o caso RADF, a cobertura média foi 8% e 28,13 % para a máxima às 8:30 horas. Vê-se que as primeiras nuvens surgem a partir a de 6:30 horas no caso RADF, isto é, meia hora antes que no caso SHAF. Nas horas iniciais há uma tendência de crescimento até o valor máximo, seguido de um decréscimo. Isso mostra que, no caso do esquema de Roeckner (1996), existe uma tendência de fornecer

valores pequenos de fração de cobertura nas últimas horas do ciclo, isso quando comparado com o valor máximo.

Nas Figuras 4 e 5, a cobertura de cúmulos rasos é calculada de acordo com Teixeira (2001). Para o experimento TEI1 (Figura 4), a cobertura de cúmulos rasos média para SHAF e RADF foi, respectivamente, de 10,62 % e 6,42 % e a máxima de 35,1 % e 17,22 %. A Figura 5 mostra que a cobertura de cúmulos rasos média para SHAF e RADF, para o experimento TEI2, foi, respectivamente, de 16,84 % e 11,25 % e a máxima de 53,3 % e 26,03 %. Pode-se ver que o aumento do desentranhamento em uma ordem de magnitude causou um aumento significativo da cobertura de cúmulos rasos. Esse é um ponto interessante que pode dar margem de ajuste para o esquema. Uma vez que a cobertura de nuvens afeta diretamente o estudo do ciclo diurno, faz-se necessário um melhor ajuste desse esquema.

A Figura 6 mostra que para o esquema Xu e Randall (1996), a cobertura de cúmulos rasos média para SHAF e RADF foi, respectivamente, de 10,59 % e 6,59 % e a máxima de 34,5 % e 18,35 %. Uma característica comum aos experimentos, foi o máximo da cobertura acontecer por volta das 10 hl e esse valor diminuir ao longo do restante da simulação. Outra característica foram os valores abaixo de 30%. Essas características estão de acordo com o que foi encontrado por Lenderink et al. (2004), através de um estudo de intercomparação usando modelos de coluna e Siebesma et al. (2004), através de LES.

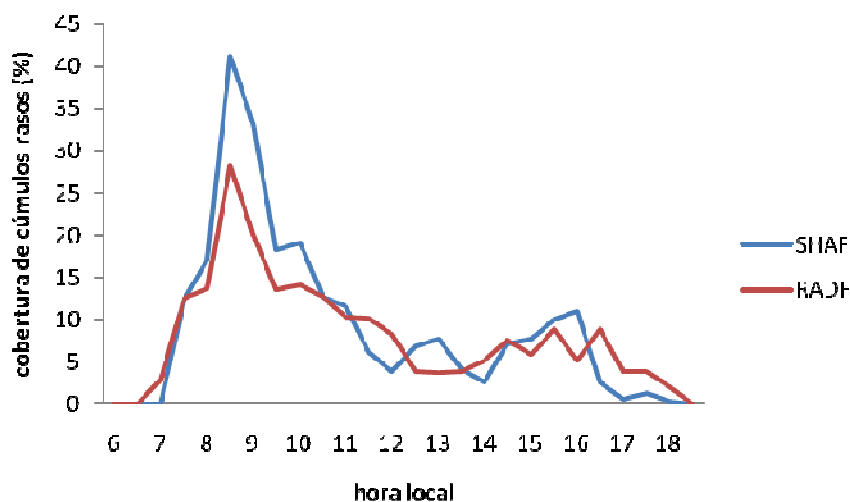


Figura 3 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento ROEK para uma área de floresta.

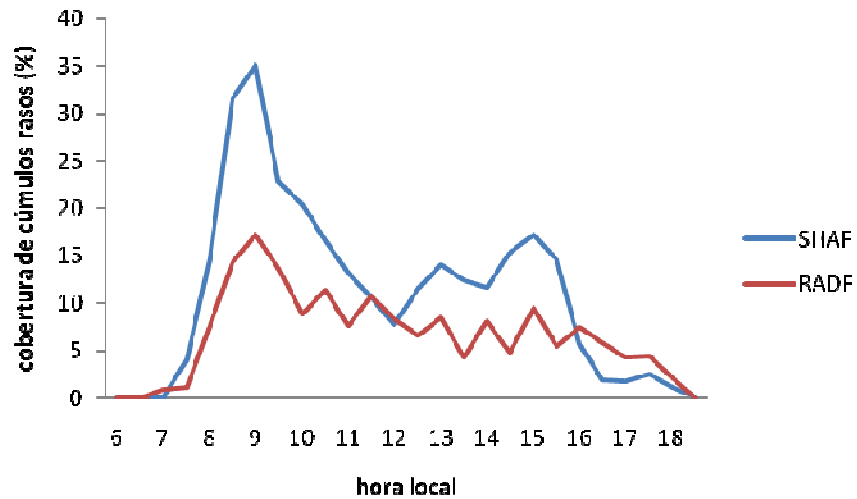


Figura 4 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI1 para uma área de floresta.

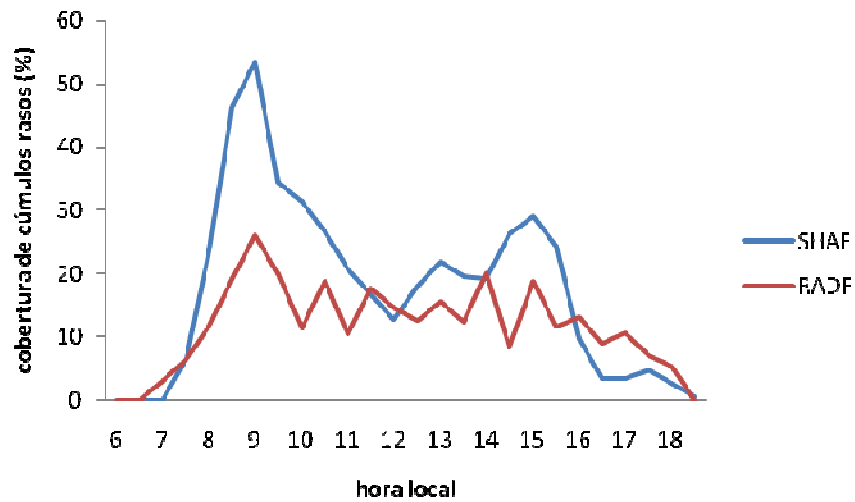


Figura 5 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI2 para uma área de floresta.

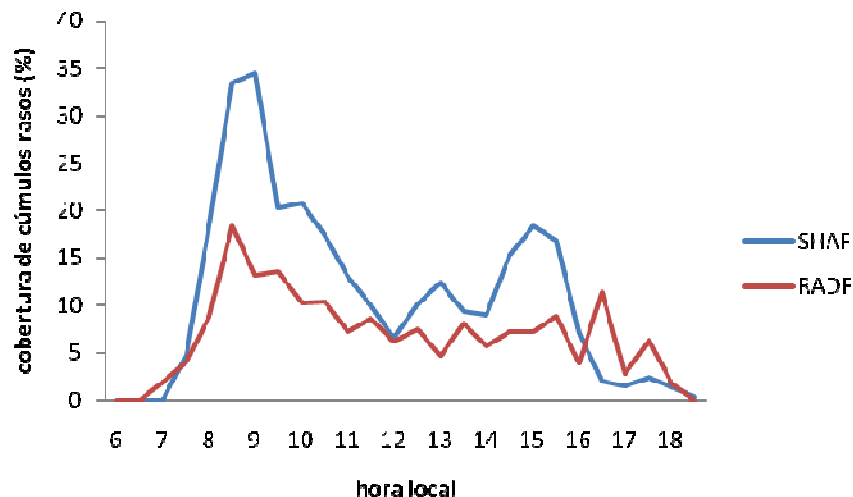


Figura 6 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento XURA para uma área de floresta.

4.1.2 – Cobertura de nuvens para uma área de pastagem

Para a área de pastagem vê-se que a cobertura surge a partir das 08:30 hl, para todos os experimentos em ambos os casos RADP e SHAP. Na Figura 7 (Roeckner, 1996), o valor máximo da cobertura de cúmulos foi de 1,26 % às 09:00 hl e o valor médio foi de 2,47 % no caso SHAP. Para o caso RADP, a cobertura média foi 2,8 % e 1,32 % para a máxima às 09:00 hl. Pode-se ver que as primeiras nuvens surgem a partir de 08:30 hl nos casos RADP e SHAP.

A Figura 8 (para o experimento TEI1) mostra que a diferença entre os valores dos experimentos RADP e SHAP é menor do que no caso da floresta. Isso pode ser atribuído aos menores valores fornecidos para o modelo sobre a pastagem, em relação à floresta, ou seja, como os valores são menores, o efeito de interação das nuvens com a radiação também é menor. A Figura 9 mostra que os valores da cobertura de nuvens do experimento TEI2 na área de pastagem, são ligeiramente maiores do que os do TEI1, assim como acontece na área de floresta, isso também pode ser justificado pelo aumento do desentranhamento. Outra característica que chama atenção é uma tendência de aumento da cobertura para as últimas horas do dia.

Para o experimento XURA, os valores são ligeiramente menores do que para TEI1 e TEI2. O experimento XURA também tende a apresentar os maiores valores de cobertura no fim do ciclo. Outro ponto que chama a atenção é o aumento da cobertura

do experimento RADP, em relação ao SHAP, e esse é um comportamento diferente dos outros experimentos nas horas finais. Parece que o efeito sobre a pastagem tende a ser diferente em relação ao que acontece sobre a floresta.

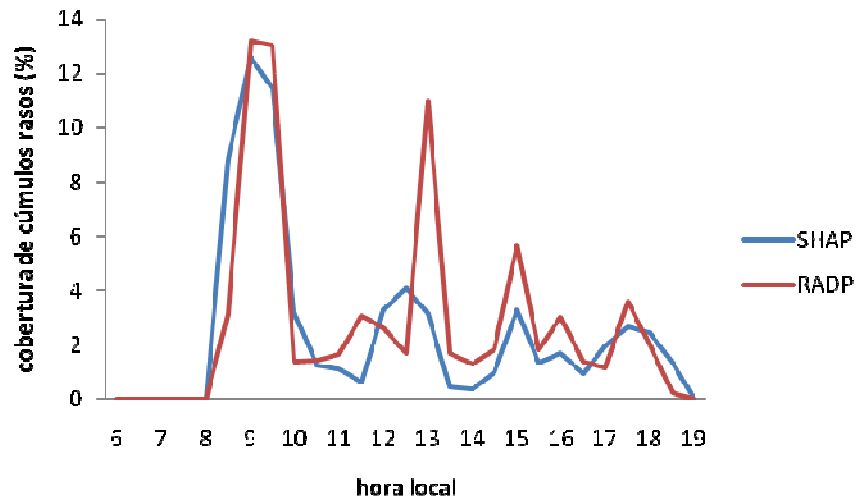


Figura 7 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento ROEK para uma área de Pastagem.

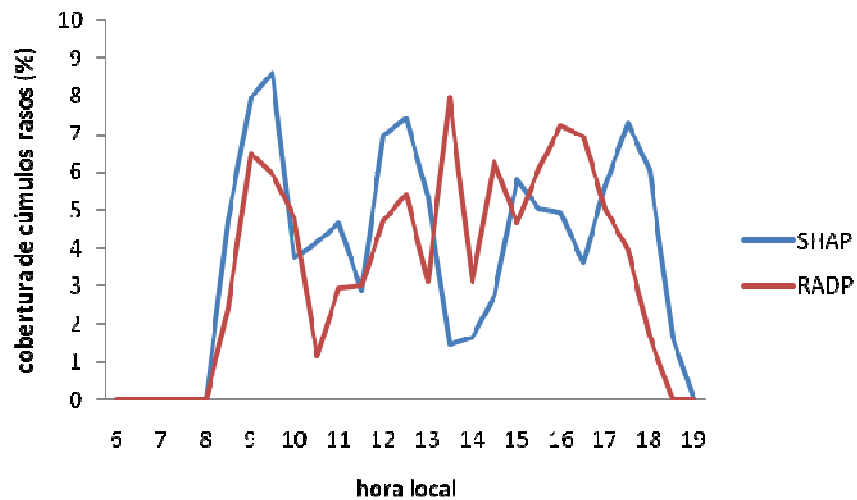


Figura 8 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI1 para uma área de Pastagem.

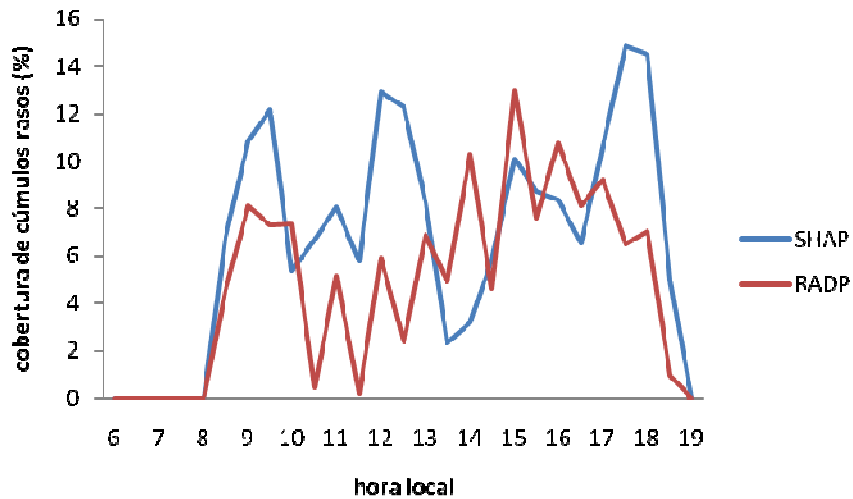


Figura 9 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.

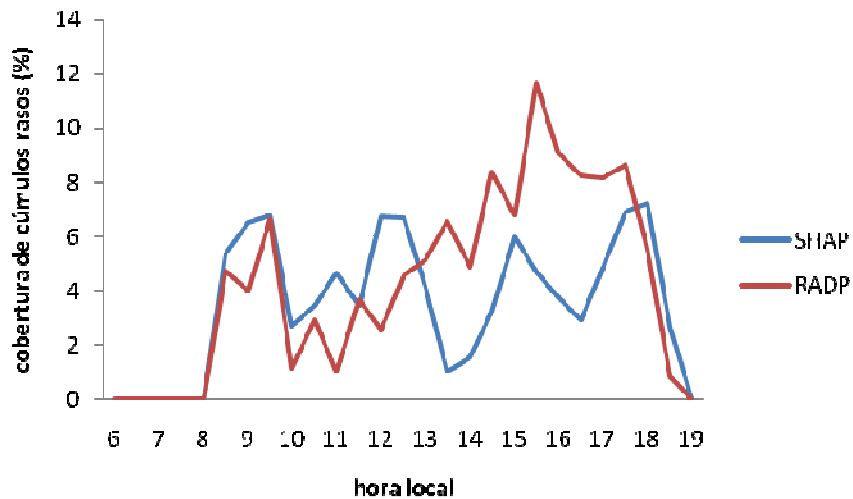


Figura 10 – Ciclo médio diurno da cobertura de cúmulos rasos para o experimento XURA para uma área de pastagem.

Pelas Tabelas 1 e 2, observa-se para os casos SHAF (sem interação entre a radiação e a convecção) e RADF (com interação entre a radiação e a convecção) que os experimentos TEI1 e XURA apresentaram maior proximidade entre seus valores médios e máximos para a cobertura de cúmulos rasos. O experimento ROEK subestimou a cobertura em valores médios e máximos e o experimento TEI2 superestimou os demais. Há regularidade em todos os experimentos, observando-se que a cobertura de nuvens é

maior para o caso SHAF. Para os casos sobre a pastagem, observa-se para os casos SHAP e RADP que os experimentos TEI1 e XURA também apresentaram maior proximidade entre seus valores médios e máximos para a cobertura de cúmulos rasos. O experimento ROEK subestimou a cobertura em valores médios e máximos e o experimento TEI2 superestimou os demais.

Tabela 2 – Valores médios da cobertura de cúmulos rasos (%)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	DIFERENÇA	SHAP	RADP	DIFERENÇA
ROEK	9,12	8,00	1,12	2,47	2,80	- 0,33
TEI1	10,62	6,42	4,20	3,78	3,43	0,35
TEI2	16,84	11,25	5,59	6,62	4,85	1,77
XURA	10,59	6,59	4,00	3,51	4,27	- 0,76

Tabela 3 – Valores máximos da cobertura de cúmulos rasos (%)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	DIFERENÇA	SHAP	RADP	DIFERENÇA
ROEK	41,20	28,13	13,07	12,60	13,20	- 0,60
TEI1	35,10	17,22	17,88	8,60	7,97	0,63
TEI2	53,30	26,03	27,27	14,83	12,95	1,88
XURA	34,50	18,35	16,15	7,19	11,67	- 4,48

4.2 – Saldo de Radiação

Ataíde et al (2006) introduziram seu trabalho dizendo que o saldo de radiação (Rn) representa a energia disponível aos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre. O Saldo de radiação (Rn) na superfície pode ser expresso em termos de seus componentes como

$$Rn = R_{c\downarrow} - R_{c\uparrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (16)$$

Em que, $R_{c\downarrow}$ e $R_{c\uparrow}$ são fluxos de radiação de onda curta incidente e emitida (Wm^{-2}), respectivamente e $R_{L\downarrow}$ e $R_{L\uparrow}$ são fluxos de radiação de onda longa incidente e emitida (Wm^{-2}), respectivamente.

4.2.1 – Saldo de Radiação para uma área de floresta

As Figuras 11-14 mostram o saldo de radiação em superfície para os quatro esquemas, sobre a floresta. No caso SHAF, não houve variação no saldo de radiação entre os experimentos. Isso porque quando não há interação entre radiação e convecção rasa há uma tendência que os resultados sejam parecidos. O Saldo de radiação máximo para o caso SHAF ocorreu uma hora antes do observado e superestima o mesmo. Há uma tendência em superestimar os valores observados ao longo de todo o período diurno. A interação entre radiação e a convecção atenua o saldo de radiação como pode ser visto no caso RADF em todos os experimentos, isto é, ela tende a aproximar a simulação dos valores observados. Na primeira parte do ciclo os valores RADF do saldo de radiação tendem a superestimar os observados, porém, na segunda eles subestimam os observados até coincidirem em um momento e acabam superestimando no final do ciclo. O saldo médio se correlaciona melhor entre os experimentos ROEK e TEI2, mesmo ambos superestimando o observado.

Na Figura 11, o saldo de radiação médio para os casos SHAF, RADF e OBSF foram, respectivamente $430,15 Wm^{-2}$, $293,91 Wm^{-2}$ e $294,98 Wm^{-2}$. Assim, o caso RADF tem valores mais próximos aos que foram observados. As mesmas características são observadas para os outros experimentos. Apesar da melhoria que a interação entre

convecção e radiação traz para a simulação do saldo de radiação para o ciclo inteiro, pode-se ver que o que acontece nas primeiras horas ainda é crucial. Enquanto o valor observado após duas horas de insolação (por volta das 08:00 hl) está por volta de 150 Wm^{-2} , o modelo simula valores acima de 350 Wm^{-2} . Isso se deve aos baixos valores de nebulosidade nas primeiras horas de insolação. Esse excesso de energia é apontado por Betts e Jakobs (2002) como um dos responsáveis pela formação de chuva nos modelos mais cedo do que o que é observado.

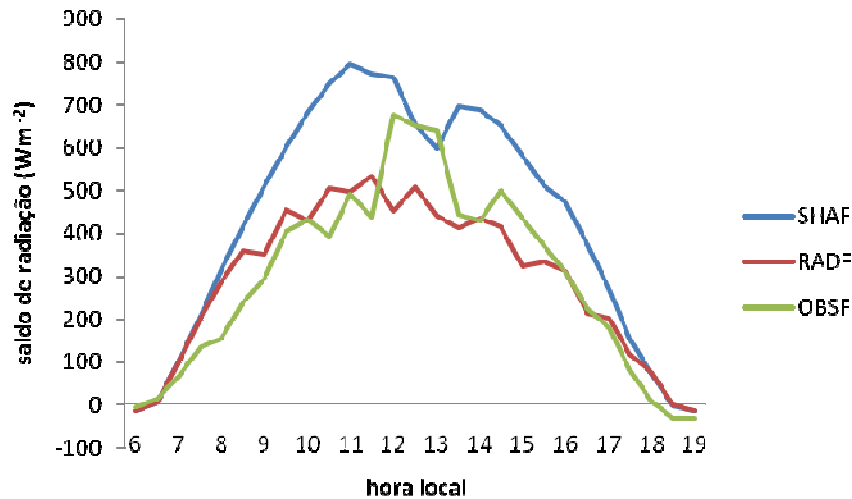


Figura 11 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento ROEK para uma área de floresta.

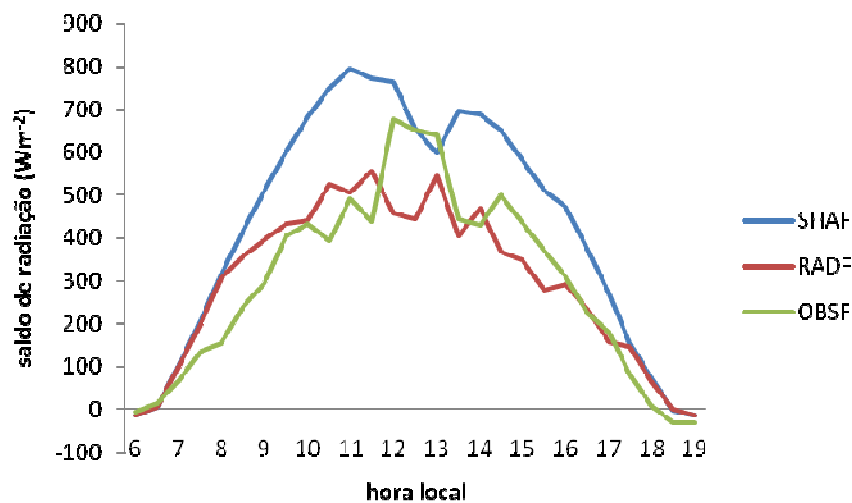


Figura 12 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI1 para uma área de floresta.

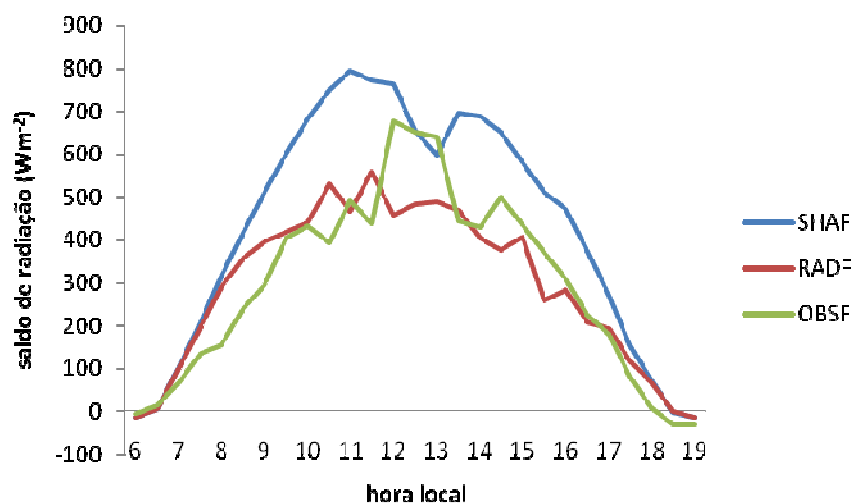


Figura 13 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI2 para uma área de floresta.

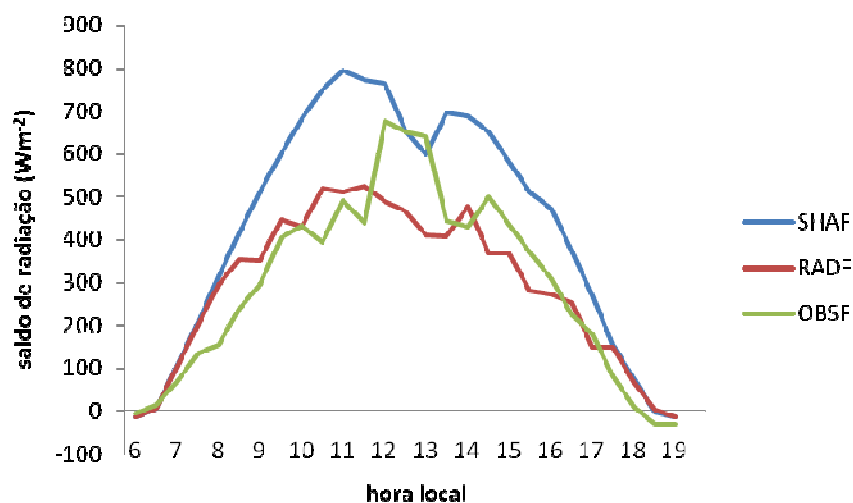


Figura 14 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento XURA para uma área de floresta.

4.2.2 – Saldo de Radiação para uma área de pastagem

O Saldo de radiação sobre a pastagem é mostrado nas Figuras 15-18. De forma geral, os experimentos SHAP e RADP superestimam substancialmente os valores observados durante a primeira metade do ciclo diário. Na segunda metade, os valores

são mais próximos, sendo os resultados de RADP mais próximos das observações. Pode-se especular que essa diferença entre os valores simulados e observados seja resultado da pouca destreza do modelo em representar a cobertura de nuvens típica da pastagem no início do ciclo.

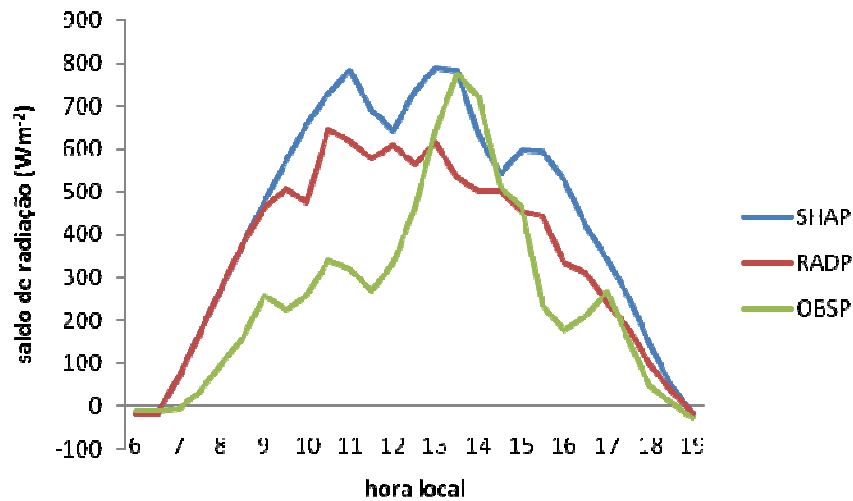


Figura 15 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento ROEK para uma área de pastagem.

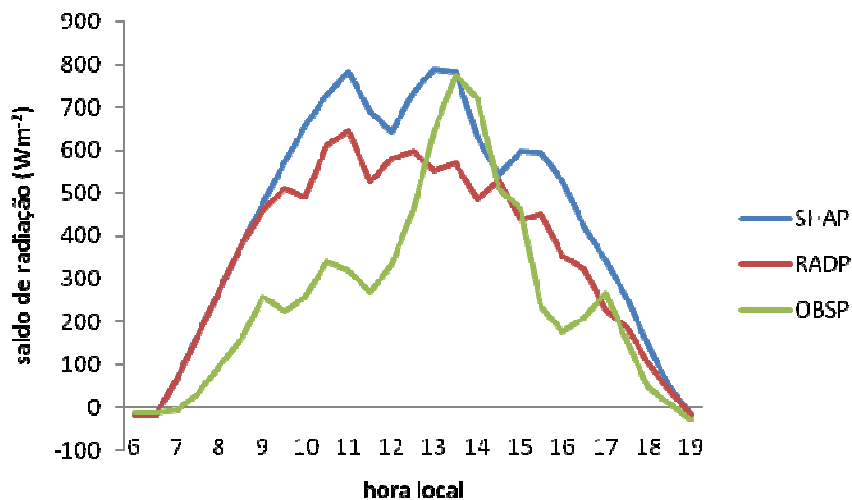


Figura 16 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.

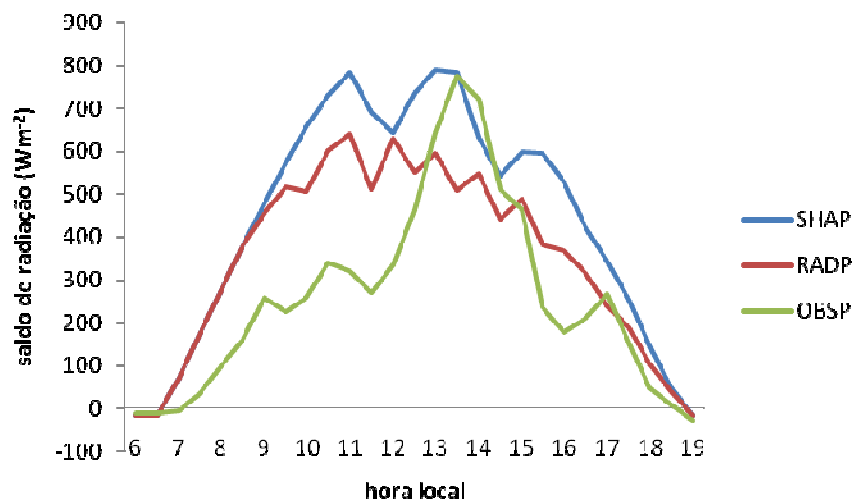


Figura 17 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.

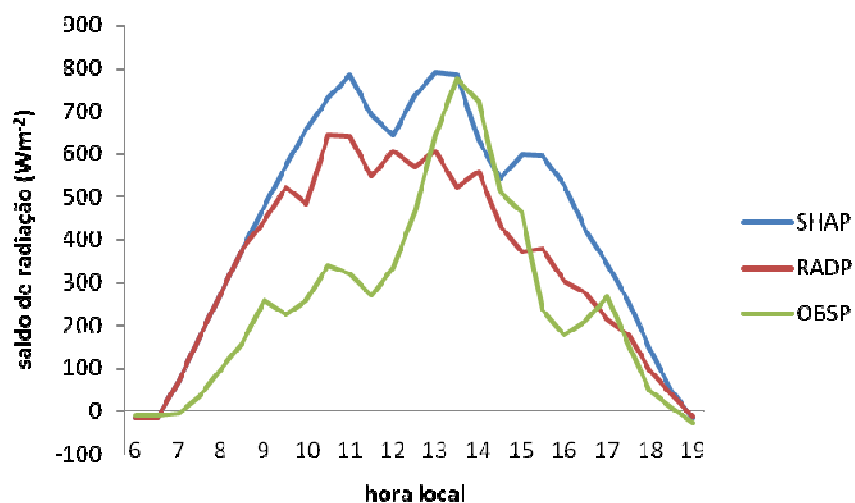


Figura 18 – Ciclo médio diurno do saldo de radiação para o experimento XURA para uma área de pastagem.

O desempenho dos experimentos é impressionante, por sua proximidade nos casos RADF e RADP que pode ser observado nas tabelas 4 e 5. O Saldo se radiação é maior na pastagem, provavelmente, devido à diferença de umidade em cada área.

Tabela 4 – Valores médios do Saldo de radiação ($W.m^{-2}$)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBS	SHAP	RADP	OBS
ROEK	430,15	293,91	294,98	436,13	354,56	254,91
TEI1	430,15	295,93	294,98	436,13	353,68	254,91
TEI2	430,15	293,98	294,98	436,13	350,78	254,91
XURA	430,15	290,49	294,98	436,13	342,58	254,91

Tabela 5 – Valores máximos do Saldo de radiação ($W.m^{-2}$)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBS	SHAP	RADP	OBS
ROEK	795,13	533,09	677,23	786,73	646,37	773,68
TEI1	795,13	555,27	677,23	786,73	646,19	773,68
TEI2	795,13	558,17	677,23	786,73	639,64	773,68
XURA	795,13	523,53	677,23	786,73	640,89	773,68

4.3 – Fluxo de Calor Sensível

4.3.1 – Fluxo de Calor Sensível para uma área de floresta

Os fluxos de calor sensível sobre a floresta são apresentados nas Figuras 19-22. Pode-se ver que os experimentos SHAF e RADF apresentam valores próximos para todos os esquemas. Além disso, o modelo superestima em muito as observações. Essa tendência de aumento não é um bom resultado. Principalmente se for considerado o papel do fluxo de calor sensível na dinâmica da camada limite planetária. Pode-se realizar a calibração do calor sensível pela simulação com a unidade, isso devido ao fato de que os esquemas tem sensibilidade à umidade relativa do ar o que interfere diretamente nos resultados de saída

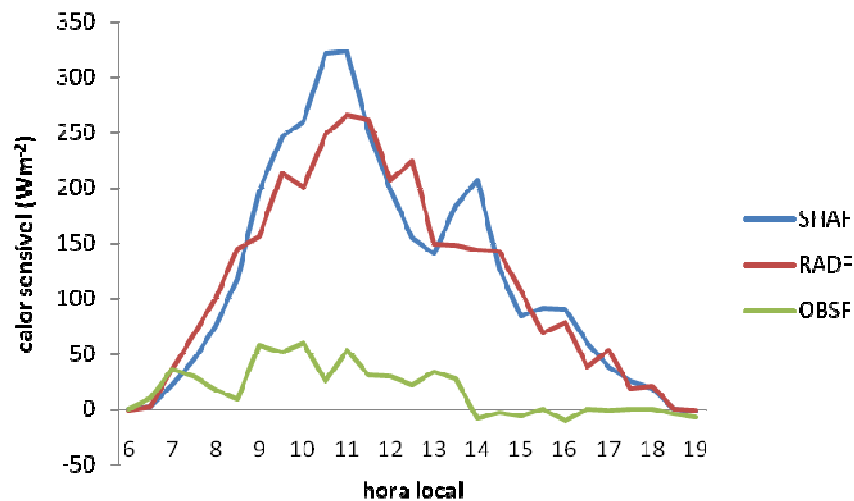


Figura 19 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento ROEK para uma área de floresta.

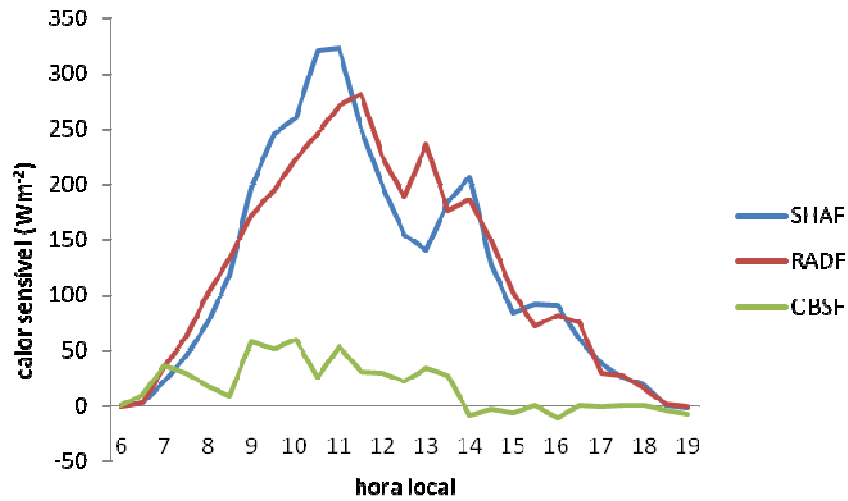


Figura 20 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI1 para uma área de floresta.

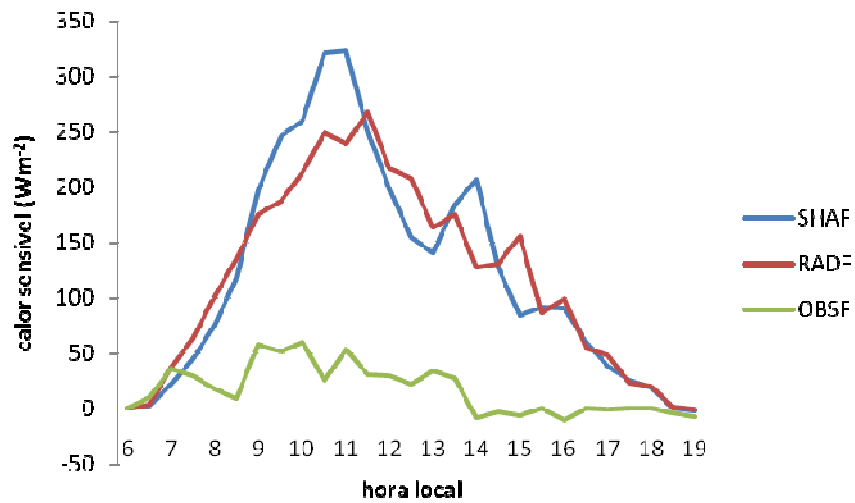


Figura 21 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI2 para uma área de floresta.

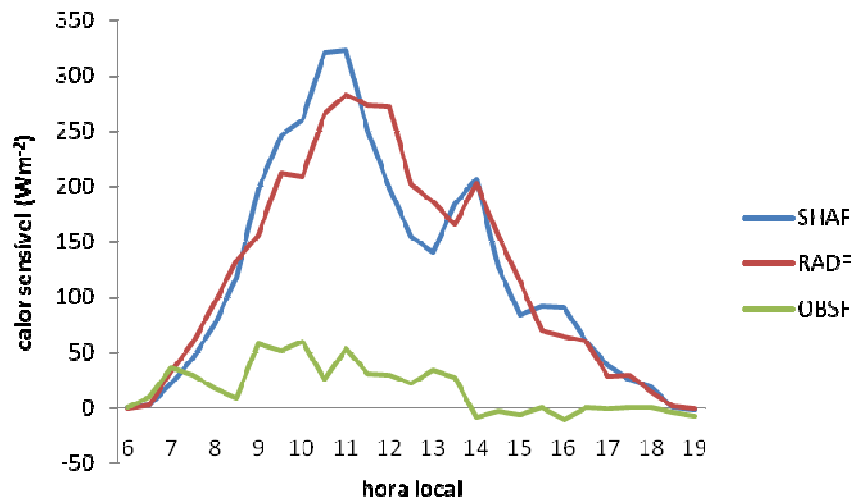


Figura 22 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento XURA para uma área de floresta.

4.3.2 – Fluxo de Calor Sensível para uma área de pastagem

O fluxo de calor sensível para a área de pastagem é mostrado nas Figuras 23-26. O fluxo observado na área de pastagem é maior que na área de floresta. O pico observado na segunda parte do ciclo, por volta das 14 h, corresponde ao aumento no saldo de radiação observado nas Figuras 14-17. A interação da radiação com a convecção rasa não teve muita influência no resultado dos experimentos, mas percebe-se um efeito considerável nas horas intermediárias e finais do ciclo em cada experimento. A exemplo dos experimentos RADF e SHAF, os experimentos RADP e SHAP também superestimaram a observação. O único detalhe que diferencia os experimentos é que no experimento XURA (Figura 26), o valor do fluxo com atenuação (RADP) se aproxima dos valores observados no final do ciclo, diferentemente do fluxo do experimento sem atenuação (SHAP). Esse resultado é coerente com o aumento da cobertura de cúmulos rasos no experimento RADP, em relação ao do experimento SHAP, observado na Figura 10.

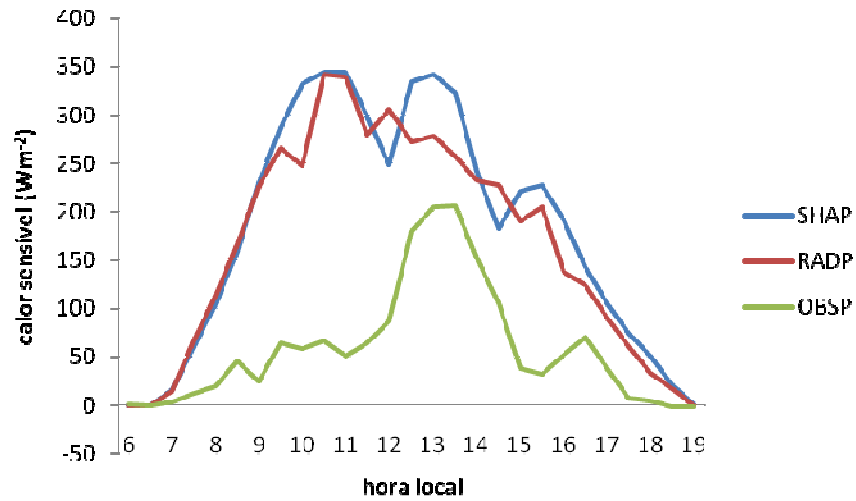


Figura 23 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento ROEK para uma área de pastagem.

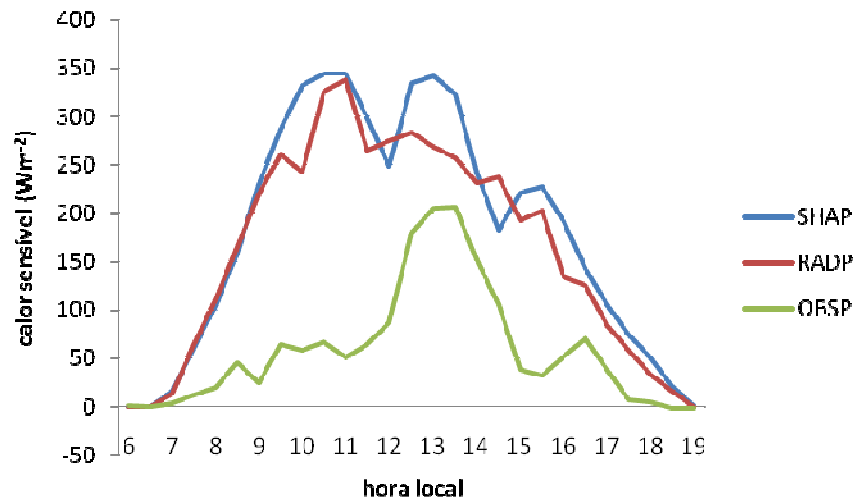


Figura 24 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.

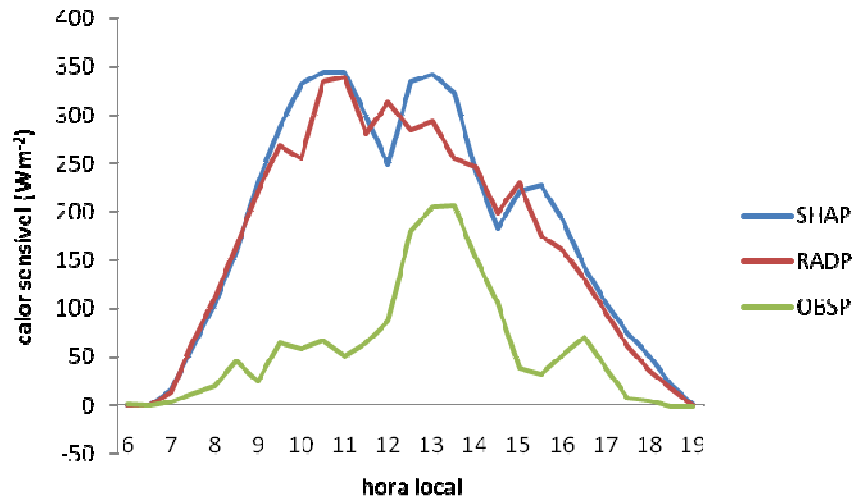


Figura 25 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.

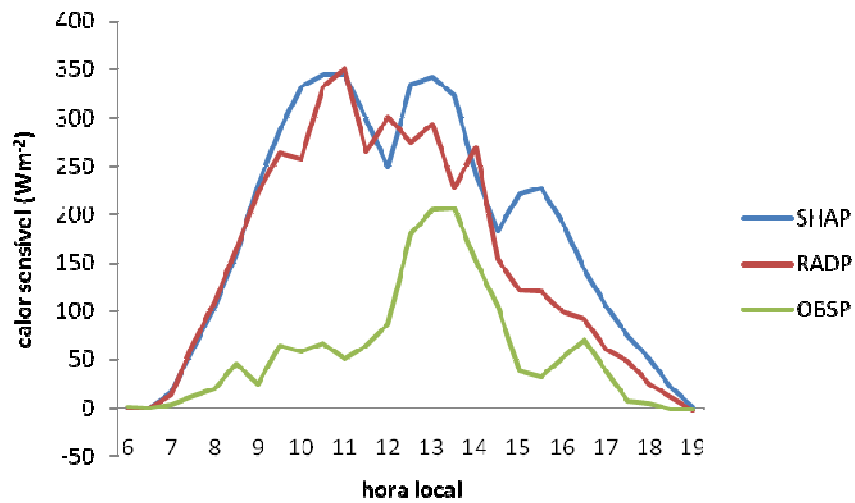


Figura 26 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor sensível para o experimento XURA para uma área de pastagem.

Tabela 6 – Valores médios de Calor Sensível (W.m⁻²)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBSF	SHAP	RADP	OBSP
ROEK	121,12	114,75	16,85	180,47	166,08	58,10
TEI1	121,12	121,61	16,85	180,47	162,81	58,10
TEI2	121,12	117,73	16,85	180,47	167,93	58,10
XURA	121,12	121,47	16,85	180,47	152,70	58,10

Tabela 7 – Valores máximos de Calor Sensível (W.m⁻²)

	Valores máximos de Calor Sensível (W.m ⁻²)					
	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBSF	SHAP	RADP	OBSP
ROEK	323,03	265,87	60,43	344,07	341,39	205,36
TEI1	323,03	281,80	60,43	344,07	337,54	205,36
TEI2	323,03	267,77	60,43	344,07	338,81	205,36
XURA	323,03	282,30	60,43	344,07	350,04	205,36

4.4 – Fluxo de Calor Latente

4.4.1 – Fluxo de Calor Latente para uma área de floresta

Os fluxos de calor latente sobre a floresta são apresentados nas Figuras 27-30. Pode-se ver que os experimentos SHAF e RADF apresentam valores bem distintos para todos os esquemas. Todos os esquemas produziram resultados bastante realistas quando houve interação das nuvens com a radiação. Os dados observados mostram que o fluxo de calor latente tende a zero a partir do meio da tarde, quando a umidade relativa é menor, lembrando que o modelo é sensível à umidade. Nenhum dos esquemas conseguiu reproduzir essa característica. É interessante notar que os experimentos SHAF e RADF foram os que apresentaram a maior diferença entre si, entre todas as variáveis analisados. A temperatura influencia diretamente em cada simulação, como já foi enfatizada a sensibilidade dos esquemas à umidade, podendo esta ser um forte fator na precisão dos dados simulados em relação aos observados.

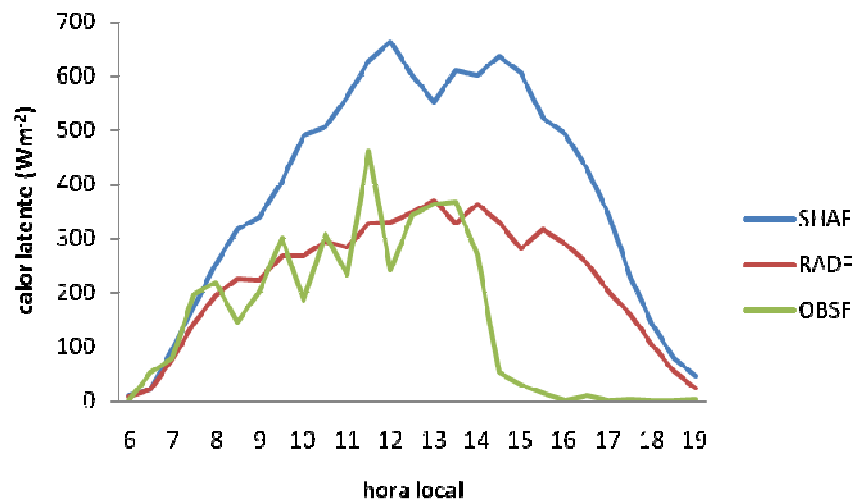


Figura 27 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento ROEK para uma área de floresta.

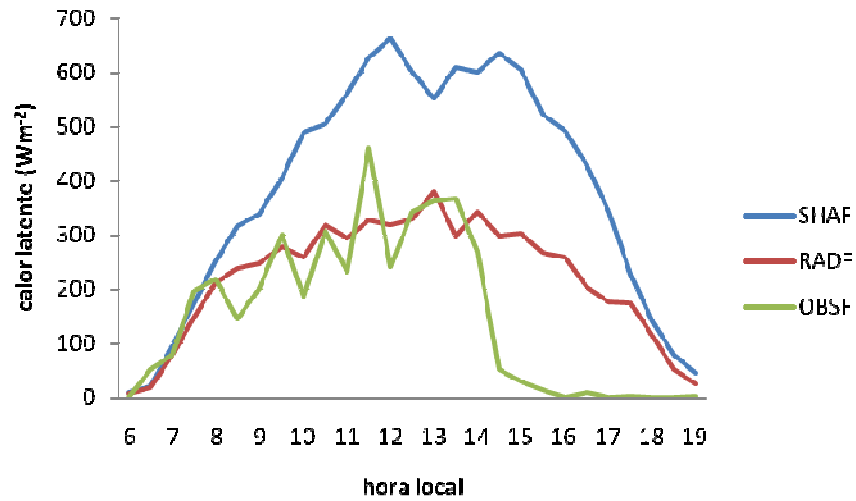


Figura 28 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI1 para uma área de floresta.

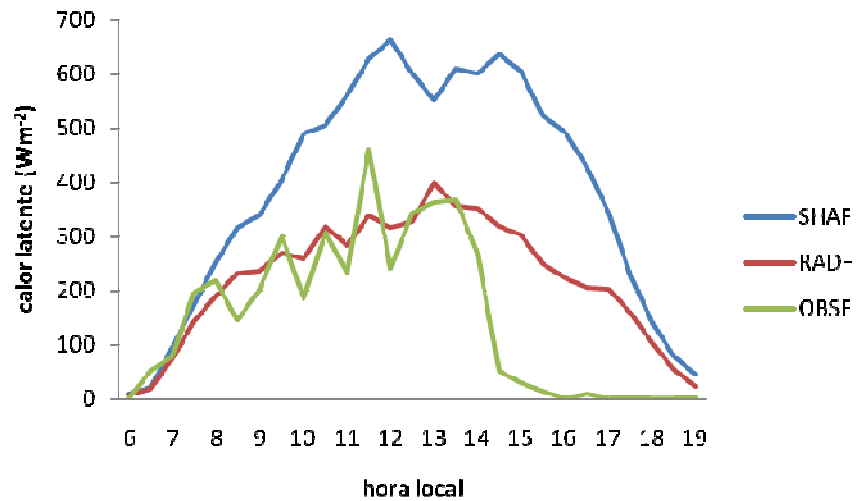


Figura 29 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI2 para uma área de floresta.

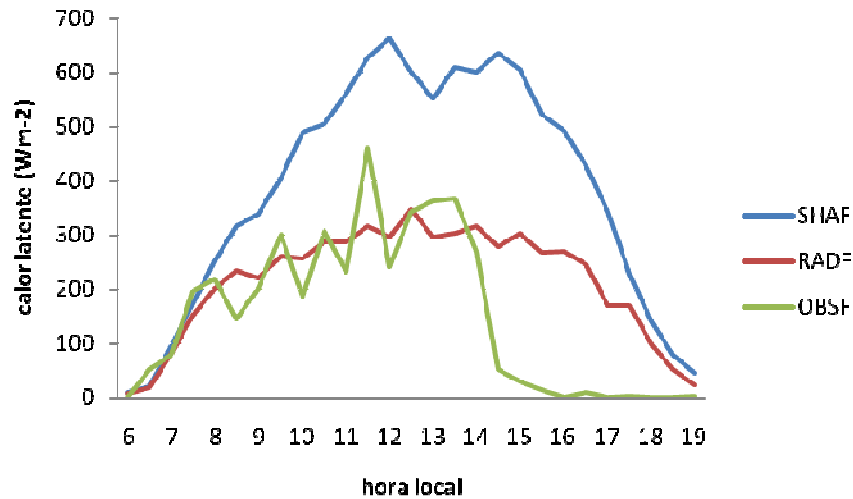


Figura 30 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento XURA para uma área de floresta.

4.4.2 – Fluxo de Calor Latente para uma área de pastagem

O fluxo de calor latente para a área de pastagem é mostrado nas Figuras 31-34. O fluxo de calor latente observado na área de pastagem é menor do que o observado na área de floresta. Essa característica é bem simulada tanto pelo experimento RADP quanto pelo SHAP. Os resultados do experimento RADP para as quatro simulações com os esquemas fornecem valores bastante inferiores aos correspondentes SHAP. Não obstante, os resultados do RADP tendem a superestimar as observações.

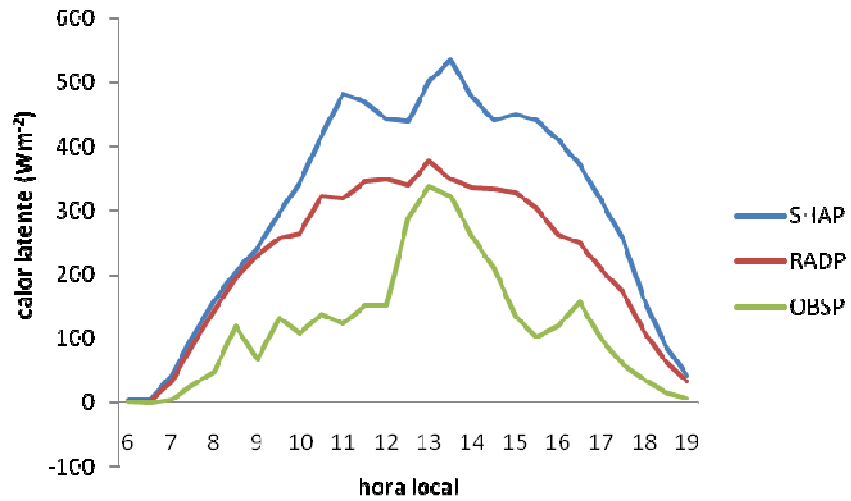


Figura 31 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento ROEK para uma área de pastagem.

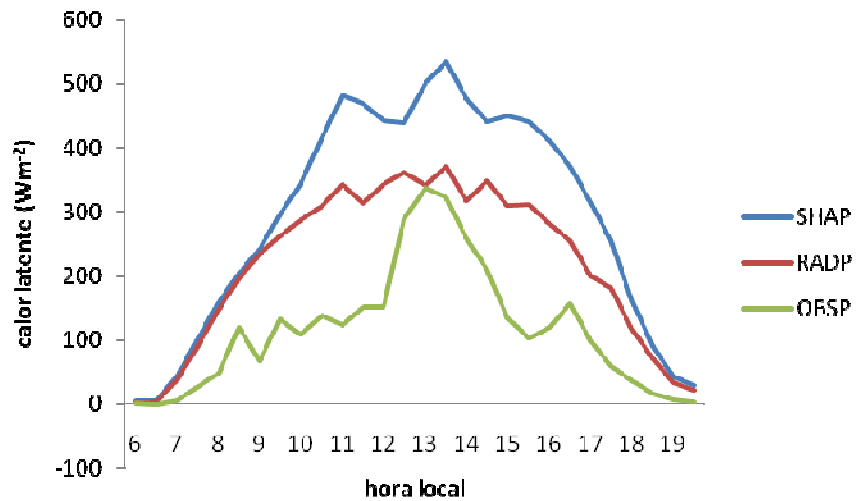


Figura 32– Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI1 para uma área de pastagem.

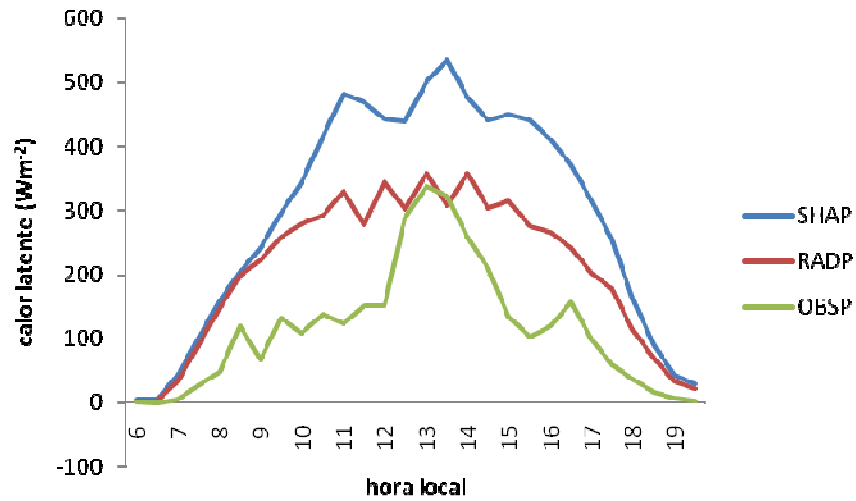


Figura 33 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento TEI2 para uma área de pastagem.

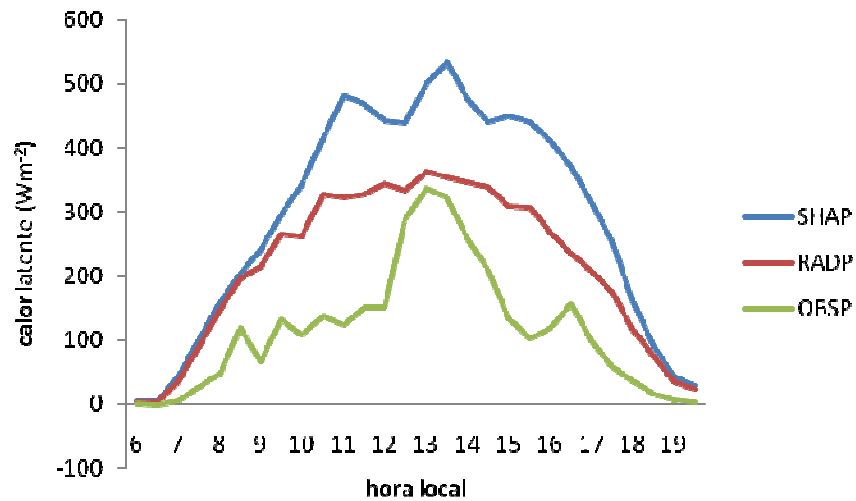


Figura 34 – Ciclo médio diurno do fluxo de calor latente para o experimento XURA para uma área de pastagem.

Tabela 8 – Valores médios de Calor Latente ($W.m^{-2}$)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBSF	SHAP	RADP	OBSP
ROEK	381,94	224,67	150,36	290,75	215,56	114,66
TEI1	381,94	219,92	150,36	290,75	217,36	114,66
TEI2	381,94	220,38	150,36	290,75	207,84	114,66
XURA	381,94	212,23	150,36	290,75	215,35	114,66

Tabela 9 – Valores máximos de Calor Latente ($W.m^{-2}$)

	Floresta			Pastagem		
	SHAF	RADF	OBSF	SHAP	RADP	OBSP
ROEK	661,49	369,73	460,70	534,08	377,25	336,93
TEI1	661,49	379,33	460,70	534,08	371,36	336,93
TEI2	661,49	398,54	460,70	534,08	358,17	336,93
XURA	661,49	346,04	460,70	534,08	363,57	336,93

CAPÍTULO 5

5 – CONCLUSÃO

Foram implementados no modelo BRAMS quatro novas maneiras de calcular a cobertura de cúmulos rasos e sua interação com a radiação. Os esquemas implementados foram: Roeckner (1996), do qual foi produzido o experimento ROEK; Xu e Randall (1996), do qual foi produzido o experimento XURA; e Teixeira (2001), do qual foram produzidos os experimentos TEI1 e TEI2, diferenciados pelo valor da taxa de desentranhamento. Através de simulações com e sem ativação dessa interação, tomando como base regiões de floresta e de pastagem, foi possível chegar às seguintes conclusões.

Os esquemas testados produzem cobertura com padrão temporal e valores de cobertura coerentes com valores encontrados na literatura, principalmente quando a interação entre nuvens e radiação é permitida.

O modelo apresentou, em geral, resultados melhores sobre a floresta, em comparação com a pastagem.

O saldo de radiação é utilizado para evaporar (fluxo de calor latente) ou aquecer a atmosfera (fluxo de calor sensível). Se há umidade suficiente no solo esta é preferivelmente usada para evaporação.

A melhoria do saldo de radiação sobre a floresta foi apreciável. Sobre a pastagem, a introdução dos esquemas produziu resultados mais realistas. Mesmo assim, os valores superestimaram as observações.

O fluxo de calor sensível foi mal representado tanto sobre a floresta quanto sobre a pastagem, para todas as formulações. Isso sugere que o modelo necessita de ajustes para melhorar esse fluxo.

O fluxo de calor latente foi bem simulado, principalmente sobre a floresta. A diferença entre os experimentos sem e com a interação radiação/nuvem, foi a maior encontrada entre todas as variáveis analisadas.

Pesquisa futura inclui estudar com maior profundidade cada esquema com vista a um melhor desempenho do modelo, sendo interessante fazer um *ajuste* da umidade para o fluxo de calor sensível, que teve valores pequenos, enfatizando que cada modelo apresenta sensibilidade à umidade relativa RH no cálculo da cobertura de nuvens. Além

disso, a possibilidade de fazer um “ensemble” de coberturas, usando as novas formulações e as já existentes pode ser um caminho promissor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

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

ATAÍDE, K.R.P.; SILVA, B.B.; CAVALCANTE, E.P. Resultados preliminares da estimativa do saldo de radiação diurno usando imagens do sensor MODIS (Terra e Aqua) para dias de céu claro. *Revista SODEBRAS*, v.1, Nº1, 2006.

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.

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, Nº.D16, p.19,329 – 19,348, 1999.

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, Nº.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, Nº.D20.8045, doi:10.1029/2001JD000427, 2002.

COLLE, S.; PEREIRA, E.B. Atlas de Irradiação Solar do Brasil. 1998. Editada por INMET– Instituto Nacional de Meteorologia, LABSOLAR – Laboratório de Energia Solar. Departamento de Engenharia Mecânica Universidade Federal de Santa Catarina Florianópolis SC, p.67, 1998.

CHEN, C.; COTTON, E.W.R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. *Bound.-L. Meteor.*, v.25, p.289-321, 1983.

GARRATT, JR. 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, 1992.

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

HOLLE L.R.; MACKAY S.A. Tropical Cloudiness from all-sky cameras on Barbados and adjacent Atlantic ocean area. *Journal of applied Meteorology*: v.14 p.1437-1450. 1975.

HOYT, D.V. Interannual cloud-cover variations in the contiguous United States. *Journal of Applied Meteorology*, v.17, p.354-357, 1978.

HOYT, D.V.; SCHATTEN K.H. The role of the sun in climate change – Oxford University Press, New York, 1997.

JACOBSON, M.Z. Fundamentals of atmospheric modeling. Cambridge University press. p.237, 1999.

LOPES, Z.F. Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diurno do balanço de energia á superfície. Campina Grande, 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2005.

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.

MARSH N.; SVENSMARK H. *Journal Geophysical Research*, Res.109:D14205, doi:10.1029/2003JD004063, 2004.

MARTINS F.R.; PEREIRA E.B.; SOUZA ECHER M.P. *Revista Brasileira de Ensino de Física* 26, p.145, 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.

MINNIS, P.; HARRISON, E.F. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 cloud distributions, *Journal Climate Applied Meteorology*, v.23, p.1012-1031, 1984.

NEGGERS, R.A.J.; SIEBESMA, A.P.; LENDERINK G. An Evaluation of Mass Flux Closures for Diurnal Cycles of Shallow Cumulus. *Monthly Weather Review*. v.132, p. 2525-2538, 2004.

NETO, S.L.M.; WANGENHEIN, A.V.; PEREIRA, E.B. Modelo preliminar de estimativa de cobertura de nuvens no espaço de cores RGB obtidas a partir de imageador automático. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia – INPE, p.4123-4131, 2005.

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

PALUCH, I. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.36, p.2467-2478, 1979.

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

RASCHKE, E.; PREUS H.J. The determination of the solar radiation budget at the Earth's surface from satellite measurements, *Meteor. Rundsch.* 32, 18-28, 1979.

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

RICKENBACH, T.M.; FERREIRA, R.N.; HALVERSON, J.; 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, p.10.1029/2000JD000263, 2002.

ROECKNER, E. and Coauthors, The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Tech. Rep. 218, Max-Planck Institut für Meteorologie, 1996.

ROSSOW, W.B. Clouds. Atlas of satellite observations related to Global change. International Satellite Cloud Climatology Project ISCCP, p.141-162, 1982.

SIEBESMA, A.P.; CHRISTOPHER, S.B.; ANDREW, B.; ANDREAS, C.; JOAN, C.; PETER, G.D.; HONGLI, J.; MARAT, K.; DAVID, L.; CHIN-HOH, M.; ENRIQUE, S.; BJORN, S.; DAVID, E.S. A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *Journal Atmospheric Sciences*, v.60, n.10, p.1201-1219, 2003.

SILVA, J. T. Estimativa regional de fluxo de calor sensível e latente em área de floresta e pastagem na Amazônia. Dissertação (Mestrado) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1998.

SILVA DIAS, M.A.F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P. 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.

SOUZA, E.P. Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfícies heterogêneas na região amazônica. p.121 Tese (Doutorado) – 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 meso escala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.18, n.1, p.33-42, 2002.

SOUZA ECHER, M.P. Desenvolvimento de um sistema de mapeamento automático de fração de cobertura de nuvens. Tese de Doutorado em Geofísica Espacial, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2004.

SOUZA ECHER, M.P.; MARTINS F.R.; PEREIRA E.B. A importância dos dados da cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. *Revista Brasileira do ensino de física*, v.28, n.3, p.341-352, 2006.

STOMMEL, H. Entrainment of air into a cumulus cloud. Part I. *Journal Applied Meteorological* 4, p.91-94, 1947.

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p.666, 1988.

TEIXEIRA, J. Cloud fraction and relative humidity in a prognostic cloud fraction scheme. *Monthly Weather Review*, v.129, p.1750–1753, 2001.

WANG, F.; CHAGNON F.J.F.; WILLIAMS E.R.; BETTS A.K.; RENNO N.O.; MACHADO L.A.T.; BISHT G.; KNOX R.; BRAS R.L. Why clouds follow deforestation over the Amazon. *Environmental Sciences*, PNAS Early Edition, p.1-5, 2009.

WANG, H.; MCFARQUHAR, G.M. Large-eddy simulations of the diurnal cycle of shallow convection and cloudiness over the tropical Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.134, n.632, p.643-661, 2008.

WILDE, N.P.; STULL, R.B.; ELORANTA, E.W. The LCL zone and cumulus onset. *Journal Climate Applied Meteorology*, v.24, p.640-65, 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, 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.

XU, K.M.; KRUEGER, S.K. Evaluation of cloudiness parameterizations using a cumulus ensemble model. *Monthly Weather Review*, v.119, p.342–367, 1991.

XU, K.M.; RANDALL, D.A. A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v.53, p.3084–3102, 1996.