



UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA - UFPB

CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – CCT

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA

CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

**IMPACTO DA CONVECÇÃO RASA EM UM MODELO DE MESO-
ESCALA: SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DO ESQUEMA DE
PARAMETRIZAÇÃO**

EMERSON MARIANO DA SILVA

Campina Grande – PB
Julho de 2001

EMERSON MARIANO DA SILVA

**IMPACTO DA CONVECÇÃO RASA EM UM MODELO DE MESO-
ESCALA: SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DO ESQUEMA DE
PARAMETRIZAÇÃO**

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

Área de Concentração: **METEOROLOGIA DE MESO E GRANDE ESCALAS**

Sub-área: **SINÓTICA – DINÂMICA DA ATMOSFERA TROPICAL**

Orientador: **Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA**

Campina Grande – PB
Julho de 2001



S586i Silva, Emerson Mariano da
Impacto da convecção rasa em um modelo de meso-escala :
sensibilidade aos parâmetros do esquema de parametrização /
Emerson Mariano da Silva. - Campina Grande, 2001.
69 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
Federal da Paraíba, Centro de Ciências e Tecnologia.

1. Meteorologia 2. Modelagem Numérica 3. Parametrização
de Cumulus 4. Dissertação - Meteorologia I. Souza, Enio
Pereira de II. Universidade Federal da Paraíba - Campina
Grande (PB) III. Título

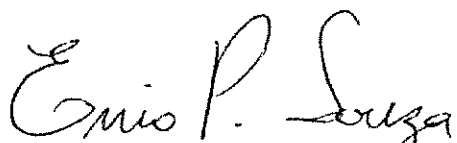
CDU 551.510(043)

EMERSON MARIANO DA SILVA

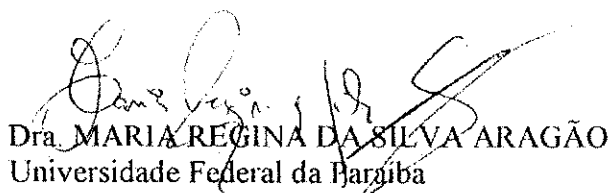
IMPACTO DA CONVECÇÃO RASA EM UM MODELO DE MESO-ESCALA:
SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DO ESQUEMA DE
PARAMETRIZAÇÃO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 25/7/01

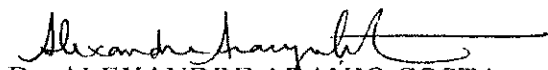
BANCA EXAMINADORA



Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Universidade Federal da Paraíba



Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Universidade Federal da Paraíba



Dr. ALEXANDRE ARAÚJO COSTA
FUNCEME

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Dr. Enio Pereira de Souza pela atenção, dedicação, incentivo e paciência ao longo desse período.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, CAPES, pelo suporte financeiro.

Agradeço aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas, DCA, da Universidade Federal da Paraíba, UFPB, em especial ao professor Enilson Palmeira Cavalcanti.

Agradeço a minha esposa Eliana e a minha família, em especial, a meus pais Francisco Mariano da Silva e Maria do Socorro da Silva pelo carinho e incentivo ao longo da minha carreira acadêmica.

ABSTRACT

In this study, we investigate the impact of implementing a shallow cumulus parameterization scheme in the meso-scale model RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). The model was run in its original configuration and in the new configuration containing the parameterization scheme. The model was integrated for a 48 h period starting on 00:00 UTC, 01 March 1986.

The results show that implementing the shallow cumulus scheme in the model causes a significant impact in the thermodynamic profiles (temperature and moisture) of the atmosphere, along the model run. Furthermore, the convective precipitation increases substantially in the model's domain, as a result of the increased surface latent heat flux.

Model sensitivities to the parameters of the scheme were tested through numerical experiments in which the total buoyancy and the cloud depth was modified (changing the entrainment rate). Results show that the model has a greater sensitivity to changes in the entrainment rate that produce shallower clouds, the sensitivity to changes that produces deeper clouds is low. In addition, we show that modifications in the total buoyancy are important because they can intensify or attenuate areas of warming and cooling near the clouds, changing atmospheric stability.

RESUMO

Neste estudo é investigado o impacto da implementação de uma parametrização de cúmulos rasos no modelo de meso-escala RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). O modelo foi integrado na sua forma original e na nova configuração, contendo a parametrização de convecção rasa, para um período de 48 h a partir de 00:00 UTC do dia 01 de março de 1986.

Os resultados mostram que a implementação do esquema de cúmulos rasos, no modelo, causa um impacto apreciável nos perfis termodinâmicos (temperatura e umidade) da atmosfera ao longo do período de integração. Além do mais, a precipitação convectiva na região do domínio do modelo aumenta substancialmente, como resultado do aumento do fluxo de calor latente à superfície.

A sensibilidade do modelo aos parâmetros do esquema foi testada através de experimentos realizados com modificações na espessura das nuvens, através da taxa de entranhamento e no valor do empuxo total. Os resultados indicam que o modelo é mais sensível a variações no entranhamento que produzam nuvens mais rasas, enquanto que tende a ser menos sensível a variações que produzam nuvens mais profundas. Em adição, mostrou-se que modificações no valor do empuxo total são importantes pelo fato de intensificarem ou atenuarem áreas de aquecimento e de resfriamento, situadas próximo às nuvens, alterando a estabilidade atmosférica.

SUMÁRIO

Lista de Figuras	ix
Lista de Símbolos	xiii
1 Introdução	1
2 Revisão Bibliográfica	4
3 Materiais e Métodos	11
3.1 Parametrização da Convecção Rasa.....	11
3.1.1 Equações Básicas.....	11
3.1.2 Determinação das Propriedades das Nuvens.....	12
3.1.3 Determinação do Fluxo de Massa Convectivo.....	14
3.2 Descrição do Modelo Numérico(RAMS) Utilizado nos Experimentos....	18
3.3 Descrição dos Experimentos.....	18
4 Resultados e Discussão	20
4.1 Impacto da Convecção Rasa (EXPCR).....	20
4.2 Sensibilidade aos Parâmetros do Esquema.....	36
4.2.1 Sensibilidade à Taxa de Entranhamento.....	36
4.2.2 Sensibilidade ao Valor de TCAPE.....	48
4.2.3 Fluxo de Massa Convectivo, TCAPE e Eficiência Termodinâmica..	58
5 Conclusões	62
Referências Bibliográficas	66
Apêndice	A1

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1	Precipitação convectiva acumulada (mm) após 48 horas de integração do modelo no experimento EXPCR. O retângulo mostra a área na qual os detalhes do esquema serão analisados.....	21
Figura 4.2	Diferença da precipitação convectiva acumulada (mm) após às 48 horas de integração do modelo entre os experimentos EXPCR e EXP00. Áreas sombreadas representam valores positivos b) diferença média percentual em toda a área de domínio de integração do modelo.....	22
Figura 4.3	Tendência média da temperatura ($K\text{dia}^{-1}$) devida à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.	22
Figura 4.4	Tendência média da umidade específica ($gkg^{-1}\text{dia}^{-1}$) devida à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.	24
Figura 4.5	Diferença da média de temperatura potencial (K) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.	25
Figura 4.6	Diferença da média de razão de mistura (gKg^{-1}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.	26
Figura 4.7	Diferença média da precipitação convectiva acumulada (mm) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.	27
Figura 4.8	Diferença média da taxa de precipitação convectiva (mmh^{-1}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.	28
Figura 4.9	Diferença média da radiação de onda curta à superfície (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.	29
Figura 4.10	Diferença média da radiação de onda longa à superfície (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	30

Figura 4.11	Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	31
Figura 4.12	Ciclo médio do Fluxo de massa convectivo devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.	32
Figura 4.13	Ciclo médio de TCAPE (ms^{-2}) devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	33
Figura 4.14	Ciclo médio da eficiência termodinâmica (%) devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	34
Figura 4.15	Diferença média entre as tendências de temperatura ($Kdia^{-1}$) dos experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo da integração.....	37
Figura 4.16	Diferença média entre as tendências de temperatura ($Kdia^{-1}$) dos experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo da integração.....	37
Figura 4.17	Diferença média entre as tendências de umidade específica ($gkg^{-1}dia^{-1}$) dos experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo da integração.....	39
Figura 4.18	Diferença média entre as tendências de umidade específica ($gkg^{-1}dia^{-1}$) dos experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo da integração.....	39
Figura 4.19	Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	40
Figura 4.20	Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	41
Figura 4.21	Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	42
Figura 4.22	Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	42
Figura 4.23	Diferença média da precipitação acumulada (mm) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).....	44
Figura 4.24	Diferença média da taxa de precipitação (mmh^{-1}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).....	44
Figura 4.25	Diferença média da radiação de onda curta (Wm^{-2}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado). ..	46

Figura 4.26	Diferença média da radiação de onda longa (Wm^{-2}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).....	46
Figura 4.27	Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).....	47
Figura 4.28	Diferença média entre as tendências de temperatura ($Kdia^{-1}$) dos experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo da integração.....	49
Figura 4.29	Diferença média entre as tendências de temperatura ($Kdia^{-1}$) dos experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo da integração.....	49
Figura 4.30	Diferença média entre as tendências de umidade específica ($gkg^{-1}dia^{-1}$) dos experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo da integração.....	51
Figura 4.31	Diferença média entre as tendências de umidade específica ($gkg^{-1}dia^{-1}$) dos experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo da integração.....	51
Figura 4.32	Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	52
Figura 4.33	Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	52
Figura 4.34	Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	53
Figura 4.35	Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.....	53
Figura 4.36	Diferença média da precipitação acumulada (mm) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).....	54
Figura 4.37	Diferença média da taxa de precipitação (mmh^{-1}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).....	55
Figura 4.38	Diferença média da radiação de onda curta (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).....	56
Figura 4.39	Diferença média da radiação de onda longa (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).....	56
Figura 4.40	Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).....	57

Figura 4.41	Fluxo de massa convectivo médio ao longo da integração ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).	59
Figura 4.42	TCAPE médio ao longo da integração (Jkg^{-1}) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).....	60
Figura 4.43	Eficiência termodinâmica média ao longo da integração (%) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).	61
Figura A1	Distribuição de precipitação observada (mm) nos dois primeiros dias de março de 1986, nos Estados: Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.....	A1
Figura A2	Linhas de Corrente em 900 hPa, às 12 h, do dia 02 de março de 1986.....	A2
Figura A3	Linhas de Corrente em 200 hPa, às 12 h, do dia 02 de março de 1986.....	A2
Figura A4	Topografia do Nordeste utilizada no modelo.....	A3

LISTA DE SÍMBOLOS

s	Energia estática seca
s_l	Energia estática da água líquida
q_t	Umidade específica total
q_v	Umidade específica do vapor d'água
q_l	Umidade específica da água líquida
c_p	Calor específico do ar seco sob pressão constante
L	Calor latente específico de vaporização
ρ	Densidade do ar seco
M_c	Fluxo de massa convectivo
σ	Área coberta por correntes ativas dentro das nuvens
h	Energia estática úmida
λ	Taxa de entranhamento
w	Velocidade vertical
ϕ	Entropia
η	Eficiência termodinâmica
TCAPE	Energia potencial convectiva disponível total

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

A convecção cúmulos é um processo de mistura úmida entre a camada de ar sob as nuvens e a camada de ar seco em volta. Dessa forma, por representar um processo intermediário entre a camada limite convectiva e a atmosfera livre, é um fator importante para o balanço de calor e umidade na atmosfera (Riehl & Malkus, 1958). A parametrização dessa convecção teve início com a necessidade de se representar fenômenos em escala de subgrade, como nuvens convectivas, em modelos numéricos da atmosfera. O grande problema nas simulações em modelos numéricos é o de estimar o efeito físico da convecção cúmulos, representando realisticamente fenômenos de condensação, transporte de calor, de umidade e de momentum, nas nuvens. Outro grande problema da parametrização da convecção cúmulos é que, em distúrbios atmosféricos de grande escala, podem ser encontradas nuvens cúmulos de diferentes tamanhos, interagindo cooperativamente, e o efeito cumulativo de pequenas nuvens cúmulos é importante na manutenção da estrutura termodinâmica da atmosfera (Betts, 1975). Portanto, a parametrização dessas pequenas nuvens, chamadas de cúmulos rasos, tornou-se uma das metas da parametrização da convecção cúmulos, já que sua representação pode possibilitar uma melhoria na capacidade de previsão de tempo.

Os cúmulos rasos (também chamados de cúmulos não-precipitantes) têm uma importante função na manutenção dos campos de temperatura e umidade na atmosfera (Yanai et al., 1973; Betts, 1973), de modo que, na região que atuam, todos os níveis de condensação por levantamento localizam-se sobre a mesma linha, definida por Betts (1985) como “linha de mistura”.

Na região da camada de mistura, essas nuvens criam uma fonte aparente de calor e um sumidouro aparente de umidade, no ambiente, causando aquecimento e secagem na região em torno da base das nuvens. Devido ao fato de os cúmulos rasos não precipitarem, a reevaporação causa resfriamento e umedecimento da parte superior da nuvem. Com isso, há um transporte líquido de calor para baixo e um transporte líquido de umidade para cima, na região em que a convecção rasa atua. O aquecimento adiabático e a secagem do ambiente devem-se, principalmente, à subsidência compensativa induzida, que por sua vez é causada pelo excesso do fluxo médio de massa nas nuvens sobre o fluxo médio de massa exigido pela convergência de grande escala.

Esse aquecimento é efeito indireto da condensação do vapor d'água e da liberação de calor latente nesta região. Já o resfriamento e umedecimento, que acontecem no ambiente, são consequência do desentranhamento e da subsequente reevaporação das gotículas de água nas nuvens (Arakawa & Schubert, 1974).

Diante da importância dos cúmulos rasos para os processos atmosféricos (Malkus, 1958; Yanai et al., 1973; Betts, 1973; Esbensen, 1978 e Tiedtke et al., 1988) e tendo em vista a necessidade de investigar suas influências no ambiente, Souza (1999) propôs uma parametrização simples para essa convecção rasa. O esquema é do tipo fluxo de massa e combinado com o modelo de nuvens proposto por Arakawa e Schubert (1974).

Na formulação do esquema, a determinação do fluxo de massa convectivo segue o princípio da convecção como uma máquina térmica (Rennó & Ingersoll, 1996), que se baseia no fato de as circulações convectivas serem forçadas por uma máquina operando entre dois reservatórios de calor. Diferentemente da solução que se tem adotado usualmente, que é estabelecer um certo valor crítico de alguma variável e ajustar esse valor até que uma representação razoável de um perfil termodinâmico, na presença de convecção rasa, seja obtido (Albrecht et al., 1986; Tiedtke, 1989), o esquema tem o fechamento baseado na Segunda Lei da Termodinâmica e considera os fluxos convectivos como um resultado da conversão de calor em trabalho. Entretanto, o fluxo de massa é dependente de três parâmetros: proporcional à eficiência termodinâmica e o forçante externo, e inversamente proporcional ao valor de uma variável que é função da energia potencial convectiva disponível – CAPE.

O principal objetivo deste trabalho é o de se investigar o impacto da parametrização de cúmulos rasos na atmosfera tropical, assim como testar a sensibilidade do modelo a algumas modificações nos parâmetros do esquema. Para isso, utiliza-se o esquema implementado por Souza (1999) no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System).

No Capítulo 2 pode-se ter uma idéia da cronologia dos estudos realizados envolvendo a parametrização e a importância da convecção de cúmulos rasos na atmosfera terrestre. No Capítulo 3, tem-se uma descrição do esquema de parametrização utilizado neste trabalho, bem como uma descrição sucinta do modelo RAMS e dos experimentos realizados.

No Capítulo 4, são apresentados os resultados das simulações numéricas realizadas neste estudo. São mostrados resultados de experimentos realizados com o modelo integrado sem e com o esquema da convecção de cúmulos rasos, bem como o resultado de algumas modificações realizadas nos parâmetros do esquema.

Por fim, são apresentadas, no Capítulo 5, as conclusões obtidas e as sugestões para futuros estudos nessa linha de pesquisa.

CAPÍTULO 2

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Com o objetivo principal de formular e testar um método de incorporação da transferência radiativa em modelos de circulação geral da atmosfera, Manabe & Strickler (1964) estudaram o equilíbrio térmico juntamente com o equilíbrio puramente radiativo da atmosfera, levando em consideração os efeitos causados por uma combinação de vários tipos de nuvens e gases, mantendo a estrutura térmica observada e desconsiderando totalmente os movimentos atmosféricos. Eles mostraram que, para se obter uma simulação realística do perfil vertical de temperatura da atmosfera, era necessário que se ajustasse a atmosfera para um perfil médio com taxa de resfriamento por volta de $6,5 \text{ }^\circ\text{Ckm}^{-1}$. Esse ajuste foi chamado de “ajuste convectivo” e é o modo mais simples de se parametrizar convecção em um modelo numérico da atmosfera.

Para determinação das propriedades de cobertura de nuvens e do balanço de aquecimento e umidade no ambiente, na região tropical, Yanai et al. (1973) utilizaram dados obtidos nas Ilhas Marshall (Pacífico) e desenvolveram um método que combina a quantidade de calor e umidade, em grande escala, sobre a área coberta por nuvens juntamente com um modelo de conjunto de cúmulos. Esse método ajuda a compreender o quanto o ar no ambiente é aquecido e misturado pela convecção cúmulos. O esquema é resolvido para o fluxo médio de massa nas nuvens, entranhamento e desentranhamento, energia estática seca e úmida, razão de mistura do vapor d'água e da água líquida, condensação, evaporação e razão de precipitação. A mais importante conclusão desse estudo é que o fluxo de massa nas nuvens cúmulos excede

o fluxo médio vertical de massa exigido pela convergência de grande escala, causando movimentos compensativos de aquecimento e secagem entre as nuvens e o ambiente.

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

Investigando como a convecção cúmulos modifica o ambiente, Arakawa & Schubert (1974) observam que essa modifica os campos de temperatura e umidade de grande escala. Primeiro, por causa do desentranhamento do ar nas nuvens, que causa um resfriamento e umedecimento do ambiente, e segundo, pelos movimentos compensativos induzidos entre as nuvens, que causam um aquecimento e uma secagem do ambiente. Eles apresentaram, também, uma teoria da interação do conjunto de nuvens cúmulos com o meio ambiente, na qual o controle deste mecanismo é formulado através do forçante de grande escala. Desse modo, o problema da parametrização da convecção cúmulos reduziu-se à determinação de alguns parâmetros, tais como a distribuição vertical do fluxo total de massa pelo conjunto, o total do desentranhamento de massa proveniente das nuvens e as propriedades termodinâmicas desta massa de ar. Entretanto, a implantação do esquema de Arakawa & Schubert (1974) não é simples e formulações simplificadas foram aplicadas para problemas práticos (Albrecht et al., 1986).

Outro parâmetro importante nos esquemas de parametrização de nuvens cúmulos é o entranhamento de ar nas nuvens. A região em que o ar do ambiente se mistura com o das nuvens é um fator importante na definição da profundidade das mesmas. Resultados observacionais indicam que a maior parte desse entranhamento ocorre na porção superior da nuvem, próximo ao topo (Squires, 1958). Em busca de confirmar essa hipótese Paluch (1979) analisou propriedades do ar nas nuvens e no ambiente. O método utilizado nesse estudo só é aplicado a regiões de nuvens que não contenham quantidade significativa de gelo ou de gotas precipitáveis. Ela concluiu que a maior parte do entranhamento origina-se no topo das nuvens, concordando com o mecanismo descendente penetrante de Squires (1958).

Utilizando o método sugerido por Paluch (1979) e dados coletados em vários níveis dentro das nuvens (coletados pelo avião B-26 do Desert Research Institute, em agosto de 1978) juntamente com dados coletados em sondagens de dias com céu aproximadamente claro. LaMontagne & Telford (1983) verificaram valores menores de razão de mistura da água líquida nas nuvens, o que indicou um entranhamento de ar seco nessa região. Isso os levou a concluir que o entranhamento de ar seco no topo das nuvens é o principal mecanismo de diluição do conteúdo de água líquida dentro de pequenos cúmulos. Porém, alguns autores mostram uma teoria mais moderna a que se refere a modelos de entranhamento do ar nas nuvens. Essa teoria consiste basicamente em se ter o entranhamento nas nuvens como produto da turbulência, sendo portanto discreto e heterogêneo, e tendo sua maior parte no flanco das nuvens, na direção do vetor cisalhamento do vento (Cotton & Anthes, 1989).

Molinari (1982) usou o esquema desenvolvido por Krishamurti et al. (1976) para propor uma modificação no parâmetro b (fração da umidade disponível), do esquema de parametrização desenvolvido por Kuo (1974). A mudança proposta produz uma aproximação para neutralidade úmida, em resposta ao forçante externo, dos campos de temperatura e de umidade. O fecho dessa mudança se dá na inclusão de entranhamento na taxa de resfriamento da camada de nuvens, embora mantendo a transição linear do aquecimento dentro do meio estável. O novo fecho conseguiu reproduzir, sob condições perturbadas, as variações observadas, em grande escala, da temperatura potencial equivalente (θ_e), levando-o a concluir que sua modificação, por ser simples e geral, pode ser adequada em modelos de grande escala e propõe o uso da parametrização modificada para modelos de meso-escala.

Nesta mesma linha de pesquisa, Molinari (1985) re-escreveu a parametrização de cúmulos desenvolvida por Kuo (1974) com perfis arbitrários da fonte aparente de calor (Q_1) e do sumidouro aparente de umidade (Q_2). Uma aproximação que requer poucos cálculos e contém um único parâmetro simplificado (a divisão da umidade disponível) para mostrar Q_1 e Q_2 . A formulação desse esquema elimina o paradoxo presente na formulação do método de Kuo apresentando, assim, explicitamente os efeitos da advecção vertical da temperatura e da umidade.

Minnis & Harrison (1984) usaram imagens de satélite para estudar o ciclo da convecção para a região amazônica durante o mês de novembro e encontraram valores

máximos de cobertura de nuvens rasas por volta do meio dia local. Contudo, ressaltaram que o seu método inclui também nuvens estratiformes, cujos valores máximos de cobertura ocorrem durante a manhã. Isso os levou a concluir que o máximo encontrado nas primeiras horas da tarde corresponde à presença de cúmulos rasos.

Wilde et al. (1984) baseados em dados do experimento BLX-83, em Oklahoma (EUA), documentaram a variação do nível de condensação por levantamento NCL do ar na camada superficial de mistura e determinaram a variação da altura desse nível, centrada na altura média. Eles mostraram o resultado importante de que a cobertura de cúmulos rasos é proporcional à diferença de altura entre a zona de entranhamento e a zona do NCL. Eles mostraram também que os cúmulos rasos forçados termicamente só se formam quando a zona de entranhamento torna-se mais alta que a zona do NCL.

Stull (1985) identificou três subtipos de nuvens cúmulus de bom tempo (forçados, ativos e passivos) baseado na natureza das interações do ar com a camada misturada.

Albrecht et al (1986) estudaram o efeito do transporte por cúmulos nos campos de aquecimento e transporte de umidade em simulações climáticas. A parametrização que propuseram consiste basicamente na representação do fluxo de massa convectivo médio nas nuvens cúmulos, através dos fluxos convectivos de calor e umidade, e da representação do aquecimento adiabático úmido, através da liberação do calor latente e da remoção da umidade pelos processos de precipitação. O fecho do esquema supõe que a convecção atua para remover umidade da camada de mistura sempre que a umidade relativa ultrapasse um certo valor crítico. Foram comparadas simulações realizadas com o esquema contendo a parametrização de cúmulos com simulações realizadas contendo um esquema padrão de ajuste convectivo úmido. Os resultados mostraram uma simulação mais realística da distribuição de precipitação, nas regiões tropicais, e sugerem que a troposfera tropical média, quando perturbada, é submetida a um certo tipo de ajuste radiativo-convectivo.

Betts (1986) e Betts & Miller (1986) propuseram um novo esquema de ajuste convectivo, baseado em relaxamentos simultâneos nos campos da temperatura e da umidade, sobre estruturas termodinâmicas observadas em quase equilíbrio. O esquema implementado teve como princípio manter a estrutura vertical local de temperatura e de umidade, que são modificadas naturalmente pela presença da convecção. A parametrização é projetada para ajustar parte dessas estruturas atmosféricas de temperatura e de umidade, em resposta à

presença dos processos convectivos e radiativos de grande escala, para a estrutura termodinâmica de referência, em quase-equilíbrio. A essência desse ajuste consiste em separar os campos de temperatura e umidade em duas tendências, implicando na determinação do transporte vertical de calor e de umidade para os campos convectivos.

Betts & Miller (1986) desenvolveram dois esquemas de ajuste para convecção rasa e profunda, separadamente. Esses esquemas foram introduzidos no modelo global do ECMWF e testados com um conjunto de dados experimentais. Em geral, eles encontraram uma boa resposta nesses esquemas e mostraram que em previsões globais os esquemas causam mudanças significativas nos fluxos de superfície e nas tendências médias de temperatura e de umidade na região tropical, quando comparados com o esquema de convecção de Kuo (1974). Além do mais, eles mostraram que o esquema de convecção rasa, no qual é introduzida a hipótese de que todos os níveis de condensação por levantamento localizam-se sobre uma mesma linha, chamada de linha de mistura, tem grande importância nessas mudanças pelo fato de transportar umidade para cima e para fora da camada de nuvens induzindo um aumento do fluxo de calor latente à superfície.

Tiedtke et al. (1988) realizaram mudanças no código da parametrização no modelo do ECMWF, em busca de melhorias na qualidade da previsão operacional do modelo para as regiões tropicais. As revisões incluíram a introdução da parametrização da convecção de cúmulos rasos, bem como modificações na parametrização da convecção de cúmulos profundos. Os resultados mostraram que as melhorias na previsão, para as regiões estudadas, são devidas principalmente à redução dos erros sistemáticos em resposta a um forçante adiabático mais realístico nos trópicos resultante da parametrização de cúmulos rasos que aumentou o fluxo de umidade saindo da camada limite nessas regiões.

Tiedtke (1989) afirma que estudos observacionais indicam que a aproximação do fluxo de massa nas nuvens pode produzir parametrizações realísticas em modelos numéricos e discute um esquema muito simples que produz valores significativos do forçante térmico pela convecção. Em seu estudo, vários tipos de convecção são representados, tais como: convecção penetrante em conexão com o escoamento convergente de grande escala, que é mantida pela convergência de umidade de grande escala, e a convecção rasa, que é mantida pelo suprimento de umidade devido à evaporação na superfície. Esta parametrização, apesar de simples, produziu campos realísticos do aquecimento convectivo na atmosfera.

Siebesma & Cuijpers (1995) utilizaram um modelo de simulação de grandes turbilhões (LES- Large-Eddy Simulation) para estudo de convecção rasa (não-precipitante) durante um período não perturbado do experimento BOMEX. O modelo fornece informações detalhadas a respeito da dinâmica das nuvens rasas e é usado para verificar parametrizações básicas dos fluxos turbulentos, taxas de entranhamento e de desentranhamento, usados em modelos de grande escala. Os resultados foram valores realísticos da evaporação à superfície, especialmente nos oceanos. Um importante resultado dessas simulações foi que a razão de desentranhamento é sistematicamente maior que a razão de entranhamento nas nuvens. Isso implica que o fluxo de massa decresce da base em direção ao topo das nuvens. Siebesma & Cuijpers (1995) mostraram, ainda, que o fluxo de massa convectivo vai para zero no topo da nuvens porque a área fracional coberta por nuvens vai para zero. Por fim, eles mostraram que o transporte de calor e umidade, devido a essas nuvens, aumenta a evaporação da superfície, especialmente nas regiões oceânicas.

Rennó & Ingerssol (1996) associaram a convecção atmosférica com uma máquina térmica natural que pode operar baseado no princípio da máquina de Carnot. Eles então desenvolveram uma teoria para calcular a quantidade de CAPE (energia potencial convectiva disponível) para a atmosfera terrestre em equilíbrio radiativo-convectivo. Nessa teoria, eles associam o fluxo de massa convectivo necessário para manter o equilíbrio radiativo-convectivo da atmosfera com variáveis como a eficiência termodinâmica, o forçante convectivo de superfície e introduziram o conceito de TCAPE (energia potencial convectiva disponível total).

Haiden (1996) reinvestigou a parametrização diagnóstica do total de nuvens cúmulos baseada no decaimento do material passivo das nuvens. Ele mostrou que suposições feitas previamente nas formulações dos esquemas podem ser relaxadas pelo cálculo da quantidade de calor liberada nos processos de decaimento e que, dentro da estrutura da parametrização, o efeito da quantidade de nuvens e da razão de resfriamento por radiação são equivalentes para uma região com déficit de saturação reduzido no ambiente.

Souza (1999) propôs uma parametrização simples para convecção de cúmulos rasos e mostrou ser essa uma boa ferramenta para a representação da interação da convecção rasa com os processos de superfície e com a convecção profunda. O esquema combina dois tipos de modelo: o modelo de nuvens proposto por Arakawa e Schubert (1974), e a formulação do

fluxo de massa que segue a teoria da máquina térmica de Rennó & Ingerssol (1996). A determinação do fluxo de massa segue o raciocínio de que esse fluxo é forçado por uma máquina térmica convectiva que, por sua vez é alimentada por fluxos energéticos provenientes da superfície. Souza (1999) mostra ainda que seu esquema é capaz de representar as propriedades da convecção rasa a um baixo custo operacional.

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

Diante dos diversos estudos citados anteriormente e da importância do tema proposto tem-se como objetivo nesse trabalho apresentar e testar um novo esquema de parametrização de convecção rasa (Souza,1999) visando avaliar os efeitos físicos causados pela presença dessas nuvens convectivas (não-precipitantes) nos perfis termodinâmicos da atmosfera.

CAPÍTULO 3

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo, será mostrada uma descrição do esquema de parametrização da convecção rasa, implementado por Souza (1999), e inserido no modelo numérico de meso-escala RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), bem como uma breve descrição do próprio modelo e dos experimentos realizados ao longo do estudo.

3.1 Parametrização da Convecção Rasa

3.1.1 Equações Básicas

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

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' s_t')} \quad , \quad (1)$$

e

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w' q_t')} \quad , \quad (2)$$

em que, s é a energia estática seca, dada por: $s = c_p T + gz$, na qual c_p é o calor específico do ar seco sob pressão constante, T a temperatura absoluta, g a aceleração da gravidade, z a altura

hidrostática. A umidade específica total é igual a $q_t = q_v + q_l$, em que q_v a umidade específica do vapor d'água, q_l a umidade específica da água líquida e $s_l = s - L q_l$ é 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 e as com uma barra representam valores médios do ambiente.

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

$$\overline{w' s_l'} = \frac{M_c}{\rho} (s_{lc} - \bar{s}) = \frac{M_c}{\rho} (s_c - L q_l - \bar{s}) \quad , \quad (3)$$

e

$$\overline{w' q_l'} = \frac{M_c}{\rho} (q_{lc} - \bar{q}_l) = \frac{M_c}{\rho} (q_{lc} + q_{lc} - \bar{q}_l) \quad , \quad (4)$$

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

$$M_c = \rho \sigma w_c \quad , \quad (5)$$

em que σ é a área fracional coberta por correntes ativas dentro da nuvem e w_c é a velocidade vertical correspondente. A partir da determinação dos termos das equações (3) e (4) as tendências de temperaturas e de umidade específica, devidas à convecção rasa, podem ser obtidas das equações (1) e (2).

3.1.2 Determinação das Propriedades da Nuvem

A fim de se obter os perfis verticais das propriedades da nuvem, serão usadas as equações do esquema de Arakawa & 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 :

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

em que, $h = c_p T + gz + Lq_v$ é a energia estática úmida, λ é uma taxa de entranhamento, sendo o único fator determinante da mistura entre propriedades da nuvem e do ambiente.

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

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1 + \gamma_v} (h_c - \bar{h}_s) \quad , \quad (7)$$

e

$$q_{vc} = \bar{q}_s + \frac{1}{(1 + \gamma_v)L} (h_c - \bar{h}_s) \quad , \quad (8)$$

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:

$$\frac{\partial q_{lc}}{\partial z} = -\frac{\partial q_{vc}}{\partial z} = -\lambda(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda q_{lc} \quad . \quad (9)$$

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 & 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 :

$$\frac{g}{c_p} \left[\int_{SUP}^{NCL} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz + \int_{NCL}^{TOPO} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz \right] = 0, \quad (10)$$

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 (10) pode ser dada por:

$$\frac{g}{c_p} \int_{SUP}^{NCL} \frac{(s_{vc} - \bar{s}_v)}{\bar{T}_v} dz = \frac{3}{4} \left[gz_{NCL} \frac{(w'T_v')}{\bar{T}_0} \right]^{\frac{2}{3}}, \quad (11)$$

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 (11), a segunda integral na equação (10) é resolvida usando-se o valor da primeira como condição de contorno. E se a integral na equação (11) é considerada nula, ou seja, o fluxo de calor da superfície ($w'T_v'$) for zero ou negativo, não há ativação de nuvem.

3.1.3 Determinação do Fluxo de Massa Convectivo

No esquema de Souza (1999), o fluxo de massa convectivo foi determinado a partir do princípio da convecção como uma máquina térmica (Rennó & Ingersoll, 1996). Esse princípio baseia-se no fato de que as circulações convectivas são forçadas por uma máquina operando entre dois reservatórios de calor: um quente, representado pela superfície da terra, e outro frio, representado pela região da atmosfera onde o calor é rejeitado. O fecho desse esquema está baseado no segundo princípio da termodinâmica e considera os fluxos convectivos como resultado da conversão de calor em trabalho.

Será considerado, nesta seção, que o fluxo efetivo de massa que aparece nas equações (1) e (2) é devido a essa circulação convectiva, ou seja, o fluxo de massa calculado em um

ponto é representativo para um conjunto de nuvens e a vizinhança na região de abrangência deste ponto. O princípio do quase equilíbrio, aplicado neste caso, implica que a convecção rasa está em equilíbrio com o forçante, que é o reservatório quente de calor. Então, para uma circulação convectiva em estado estacionário:

$$\oint Td\phi = -\oint \vec{f} \cdot d\vec{l} \quad (12)$$

A primeira integral na equação (12) corresponde ao trabalho realizado pelo sistema convectivo ao longo de um ciclo, por unidade de massa. Esse trabalho é definido como *energia potencial convectiva disponível total* ou, simplesmente, *TCAPE* (Rennó & Ingersoll, 1996). Neste esquema o termo *TCAPE* aparece como uma alternativa a *CAPE*, porque este último leva em conta apenas a contribuição do empuxo positivo das parcelas em relação ao ambiente, enquanto que *TCAPE* considera a contribuição do empuxo negativo das parcelas em subsidência em relação ao ambiente. Portanto,

$$\oint Td\phi = TCAPE \quad (13)$$

A segunda integral na equação (12) corresponde à energia dissipada pelo sistema convectivo ao longo de um ciclo, por unidade de massa. Multiplicando-se essa integral pelo fluxo de massa convectivo M_c , encontrado na equação (5), obtém-se o fluxo de energia dissipada pelo sistema convectivo (F_d).

$$\oint \vec{f} \cdot d\vec{l} = \frac{F_d}{M_c} \quad (14)$$

Em estado estacionário, o fluxo de energia dissipada pelo sistema convectivo equilibra o fluxo de energia disponibilizada pela máquina térmica, F_{av} , isto é: $F_d = -F_{av}$. De acordo com a segunda lei da termodinâmica,

$$F_{av} = F_{ab} - F_{rej} = \eta F_{ab} \quad (15)$$

em que F_{ab} é o fluxo de energia absorvida pelo sistema, F_{rej} é o fluxo de energia rejeitada pelo sistema convectivo, e η é a eficiência termodinâmica, dada por:

$$\eta = \frac{T_h - T_c}{T_h} \quad (16)$$

Com a combinação das equações (12), (13), (14) e (15), o fluxo de massa convectivo (M_c) na base da nuvem pode ser dado por:

$$M_c = \frac{\eta F_{ab}}{TCAPE} \quad (17)$$

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 (17), para zero no topo da nuvem. Portanto, para qualquer nível z_k entre a base z_b e o topo z_t , o fluxo de massa convectivo $M_{c(k)}$ é dado por:

$$M_{c(k)} = M_c \left(\frac{z_t - z_k}{z_t - z_b} \right) \quad (18)$$

Analisando a equação (17) pode-se verificar que o fluxo de massa convectivo depende diretamente de três termos: da eficiência termodinâmica (η), do valor do forçante convectivo externo (F_{ab}) que é definido a partir do balanço de energia à superfície e pode ser dado pela soma dos fluxos de calor sensível F_θ e de calor latente F_q . Isto é:

$$F_{ab} = F_\theta + F_q \quad (19)$$

e do valor $TCAPE$ obtido a partir da aproximação $TCAPE \approx 2 \times CAPE$ (Rennó & Ingersoll, 1996) em que $CAPE$ pode ser escrita na forma:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NPE} \left(\frac{T_{vc} - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} \right) dz , \quad (20)$$

em que, o NCE é o nível de condensação espontânea e NPE é o nível de perda de empuxo para convecção rasa. T_{vc} , é a temperatura da nuvem para um processo no qual há entranhamento. Na formulação de $TCAPE$, está implícita a contribuição do trabalho convectivo realizado por correntes descendentes e por convecção não-saturada (Rennó e Ingersoll, 1996).

Esquemas que usam o modelo de entranhamento contínuo, através da Equação (6), geralmente consideram λ como um parâmetro constante (Albrecht et al., 1986; Tiedtke 1989; Gregory & Rowntree, 1990). Uma taxa de entranhamento constante implica que, em cada nível da nuvem, a taxa com que o ar da vizinhança penetra na nuvem é constante. Entretanto, estudos observacionais indicam que, em nuvens cúmulos, a maior parte do entranhamento ocorre nas regiões próximas ao topo (Telford, 1975; Paluch, 1979; LaMontagne & Telford, 1983). Com o objetivo de representar melhor esse fato, Souza (1999) propôs uma taxa de entranhamento que aumentasse à medida em que se penetrasse na nuvem. Portanto, no esquema de Souza (1999), λ é uma função da altura z , na forma:

$$\lambda_z = \lambda_0 \times 10^{\frac{z}{Z^*}}, \quad (21)$$

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 dez. Isso garante que o entranhamento será maior nas partes mais altas das nuvens.

3.2 Descrição do Modelo Numérico (RAMS) utilizado nos experimentos

O esquema descrito anteriormente foi implementado por Souza (1999) no modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), na versão 3b, que foi desenvolvido na Colorado State University. Sua estrutura básica é descrita por Pielke et al. (1992). Porém, uma descrição sucinta e objetiva deste modelo pode ser encontrada em Cavalcanti (2001).

O RAMS é um modelo regional de mesoescala que se baseia nas equações básicas da dinâmica dos movimentos atmosféricos juntamente com as equações que regem a termodinâmica e a continuidade de massa da atmosfera. O modelo é integrado na versão não-hidrostática e inclui no seu código parametrizações complementares, como a de radiação de onda longa e de onda curta, que segue a formulação de Chen & Cotton (1983). A convecção profunda que é do tipo Kuo (Kuo, 1965; 1974), modificada por Molinari (1985) e Molinari & Corsetti (1985). A parametrização da convecção rasa implementada por Souza (1999) é acionada, no modelo, imediatamente antes da convecção profunda. Alguns parâmetros desse esquema podem ser alterados, a fim de se obter uma resposta que ajude a compreender melhor o funcionamento da mesma, assim como a sua interação com outras parametrizações.

3.3 Descrição dos Experimentos

Com o objetivo de observar o impacto do esquema de parametrização de cúmulos rasos, no modelo, alguns experimentos numéricos foram realizados ao longo deste estudo.

Na realização desses experimentos numéricos, o modelo foi inicializado, às 00:00 UTC do dia 01 de março de 1986, e integrado durante um período de 48 horas, ou seja, até as 00:00 UTC do dia 03 de março de 1986. Esse período foi escolhido porque apresenta uma razoável distribuição de precipitação sobre o NEB (Lucena, 2001) e um dos objetivos deste trabalho é o de se testar o impacto da convecção rasa sobre a formação de nuvens precipitantes (a distribuição de precipitação acumulada observada durante o período correspondente ao experimento é apresentada no Apêndice, assim como uma breve descrição da situação sinótica da atmosfera). A integração foi de forma heterogênea, na horizontal, com reanálises do NCAR/NCEP. As coordenadas centrais da grade com 70 pontos na direção x e 62 na y, espaçadas de 50Km, foram de 5 °S e 34 °W. O passo de tempo foi de 60 s, com assimilação de

reanálises a cada 6 horas. O “nudging”, forçante nos pontos laterais, foi de 1 hora e no centro do domínio de 6 horas. O tipo de vegetação utilizado nas simulações é do tipo arbusto temporário e o solo é do tipo franco, contendo 7 camadas, com umidade inicial de 80%. Durante essas simulações, a microfísica de nuvens, no modelo, foi ativada apenas no segundo nível, o que implica em remoção de supersaturação de grande escala. O modelo é integrado dessa forma para todos os experimentos descritos a seguir.

Primeiramente, foram realizados dois experimentos, que serão tomados como experimentos de referência. O experimento EXP00, no qual o modelo numérico (RAMS) é integrado na sua forma original, ou seja, sem a parametrização de cúmulos rasos. Depois, o experimento EXPCR, no qual o modelo é integrado para as mesmas condições que o experimento anterior, sendo que, agora, com a parametrização de cúmulos rasos ativada.

Na seqüência, com o objetivo de testar a sensibilidade aos parâmetros do esquema proposto, mais quatro experimentos foram realizados (ECRZ1, ECRZ2, ECRT1, ECRT2). Nesses experimentos, o modelo foi integrado para as mesmas condições que os demais experimentos descritos anteriormente. Em cada um deles foi feita modificação em um parâmetro do esquema. Nos experimentos ECRZ1 e ECRZ2, a modificação realizada foi no coeficiente de entranhamento (λz), através da profundidade da nuvem (z^*), ver equação 21. Já nos outros dois experimentos restantes, a modificação foi feita no valor do TCAPE. A tabela 3.1 mostra os respectivos parâmetros e suas modificações em cada um dos experimentos realizados no estudo.

Tabela 3.1 – Descrição dos parâmetros do esquema e suas modificações em cada experimento.

Experimento	Conv. Profunda	Conv. Rasa	Z(m)	TCAPE
EXP00	Sim	Não	----	----
EXPCR	Sim	Sim	700	2*CAPE
ECRZ1	Sim	Sim	500	2*CAPE
ECRZ2	Sim	Sim	1000	2*CAPE
ECRT1	Sim	Sim	700	1,5*CAPE
ECRT2	Sim	Sim	700	1,0*CAPE

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 IMPACTO DA CONVECÇÃO RASA (EXPCR)

Como um dos principais impactos da convecção não-precipitante é a sua interação com as nuvens convectivas precipitantes, a figura 4.1 traz a precipitação convectiva acumulada nas 48 horas de simulação do experimento EXPCR. A distribuição na parte norte do Nordeste é razoavelmente homogênea, com valores superiores a 10 mm. São observados vários núcleos com valores superiores a 20 mm, nessa região. Valores inferiores a 10 mm são observados na Bahia e sobre o oceano. Para melhor compreensão do desempenho do esquema de cúmulos rasos ao longo da simulação, uma área 2 x 2 graus foi selecionada, na qual médias de alguns parâmetros característicos do esquema serão obtidas. Essa área abrange uma região em torno do oeste da Paraíba e Rio Grande do Norte e leste do Ceará, e é mostrada como um quadrado na Figura 4.1. Essa área foi escolhida porque apresenta uma região onde houve um substancial aumento na precipitação após a implementação da convecção rasa. Por isso, ela é adequada para o estudo da interação entre a convecção rasa e a convecção profunda.

Na Figura 4.2a é mostrada a diferença da precipitação convectiva acumulada após o período de integração do modelo entre os experimentos EXPCR e EXP00. As regiões onde a precipitação do experimento EXPCR é maior aparecem sombreadas. Pode-se observar que, na maior parte da região oceânica, o modelo integrado contendo esquema de parametrização de cúmulos rasos produz mais precipitação convectiva. Alguns núcleos negativos são observados no sul da região oceânica.

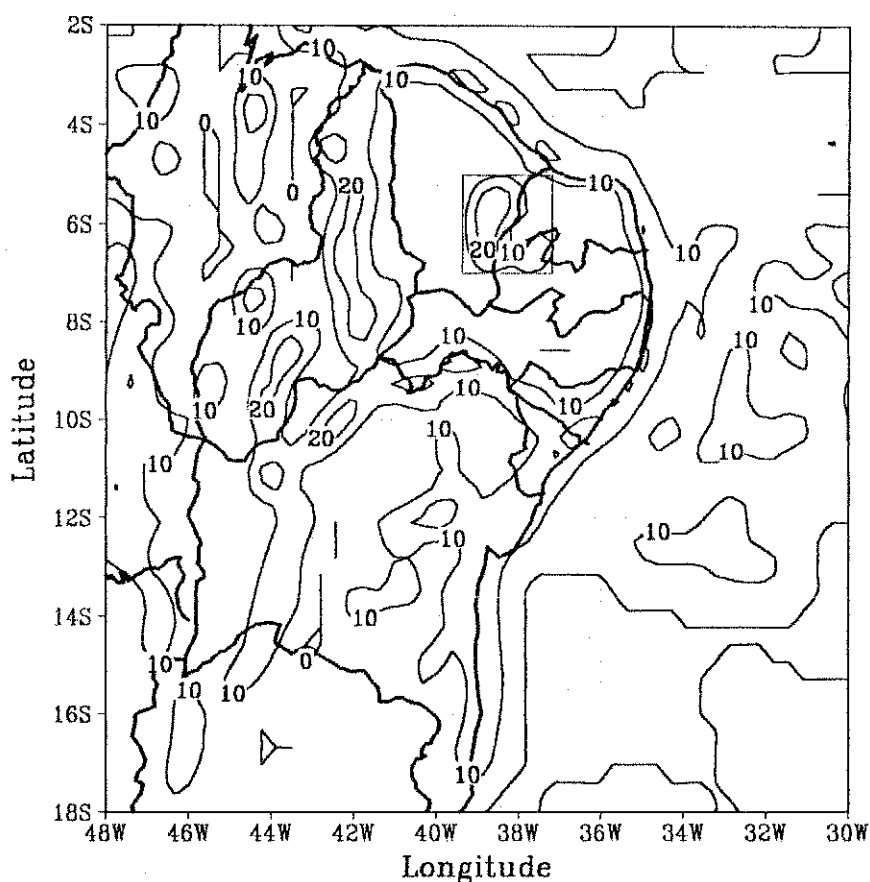
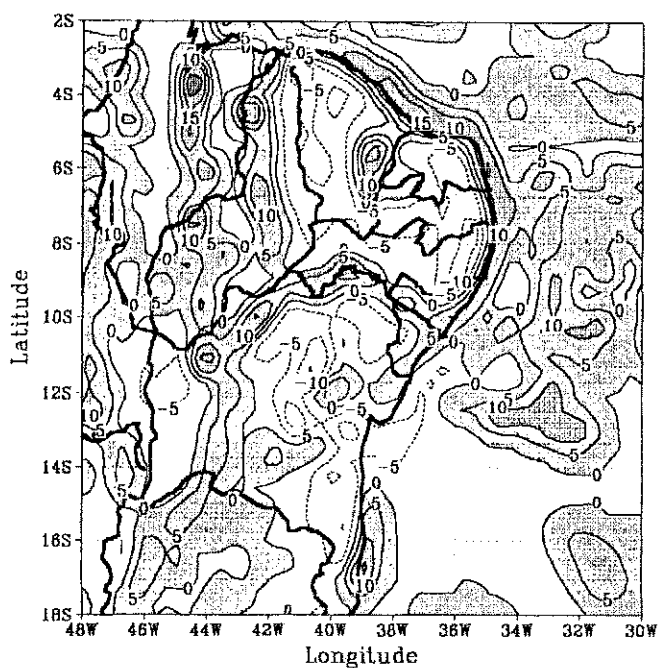


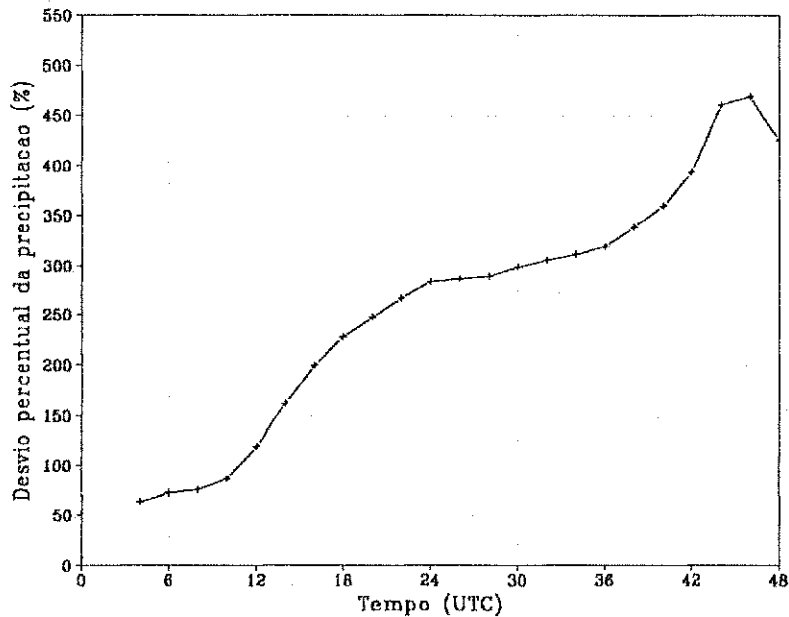
Figura 4.1 – Precipitação convectiva acumulada (mm) após 48 horas de integração do modelo no experimento EXPCR. O retângulo mostra a área na qual os detalhes do esquema serão analisados.

Sobre o continente, em toda sua extensão, o modelo alterna regiões positivas e negativas. Entretanto, os maiores valores positivos são superiores ao módulo dos maiores valores negativos. Isso pode ser comprovado pela Figura 4.2b, que mostra a diferença média percentual, em todo o domínio de integração, ao longo da simulação.

A precipitação do experimento EXPCR foi muito superior à do EXP00 na região selecionada para o estudo (quadrado na Figura 4.1). Outras áreas do domínio de integração experimentaram o mesmo efeito. Isso mostra que a convecção rasa, mesmo não causando precipitação diretamente, é um processo importante na determinação da quantidade de precipitação das nuvens convectivas profundas.



(a)



(b)

Figura 4.2 – a) Diferença da precipitação convectiva acumulada (mm) após às 48 horas de integração do modelo entre os experimentos EXPCR e EXP00. Áreas sombreadas representam valores positivos b) diferença média percentual em toda a área de domínio de integração do modelo.

Esses resultados estão de acordo com o proposto por Yanai et al. (1973), no qual a presença da convecção rasa, antes ou durante um evento chuvoso, atua para instabilizar a atmosfera favorecendo o desenvolvimento de nuvens convectivas de maior porte.

Serão apresentados ciclos diários médios, calculados na região destacada na Figura 4.1, das tendências de temperatura e de umidade específica, com o objetivo de se ter uma melhor compreensão de como a convecção rasa opera no sentido de alterar o perfil termodinâmico da atmosfera.

Na Figura 4.3 tem-se o ciclo diário médio da tendência de temperatura, ao longo do período de integração do modelo, devido à convecção rasa (experimento EXPCR). As regiões de máximo aquecimento ocorrem por volta de 900 hPa. O máximo aquecimento ocorre por volta das 15h UTC, aproximadamente meio-dia local, nos dois casos. Já as regiões de resfriamento ocorrem por volta de 750 hPa. Os valores máximos e mínimos são da mesma ordem dos encontrados por Betts & Miller (1986) para o oceano e por Souza (1999) para a região Amazônica.

O ciclo diário médio da tendência de umidade específica é mostrado na Figura 4.4. Essas tendências indicam que há uma simetria, em sinal, em relação às tendências de temperatura. Isso se explica já que regiões de aquecimento correspondem a regiões de secagem e regiões de resfriamento a regiões de umedecimento. A magnitude dessa quantidade também é similar à do estudo de Betts & Miller (1986).

Por tratar-se de uma média em uma área com a presença de convecção em uma parte e ausência em outras regiões, os valores pontuais das tendências de temperatura e de umidade tendem a ser maiores do que os observados para a região oceânica. Isso faz sentido porque sobre o oceano os fluxos convectivos saturados tendem a se formar tanto durante o dia quanto durante a noite. Por outro lado, sobre o continente os fluxos convectivos médios tendem a predominar no período diurno, devido à forte convecção térmica e, portanto, serem mais fortes, durante o dia, do que os que ocorrem sobre a região oceânica.

Nessas figuras pode-se observar a presença da convecção rasa nos dois dias em estudo e que a implementação do esquema de cúmulos rasos produz uma representação mais realística dos perfis de temperatura e de umidade ao longo da integração do modelo.

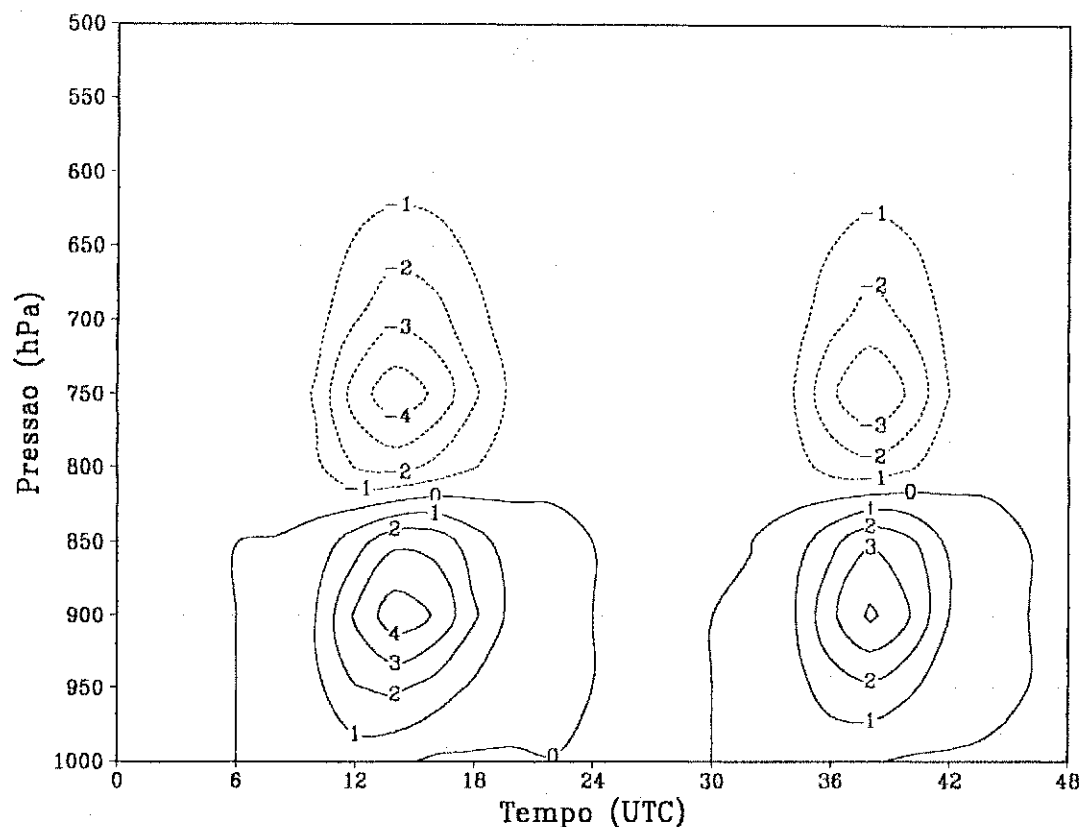


Figura 4.3 – Tendência média da temperatura (Kdia^{-1}) devida à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.

Para verificar-se o impacto causado pela implementação da parametrização de cúmulos rasos, nas simulações do modelo, são comparados os campos de temperatura potencial e de razão de mistura dos experimentos EXPCR e EXP00 (as figuras referem-se à região seleccionada na Figura 4.1).

A Figura 4.5 mostra o impacto da convecção rasa no ciclo médio da temperatura potencial (experimento EXPCR-EXP00). Valores negativos abaixo da base das nuvens (abaixo de 950 hPa) indicam que a presença da convecção aumenta o fluxo de calor dos baixos para os altos níveis. Note-se ainda que a região na qual a convecção rasa induz resfriamento, o efeito líquido é de aquecimento. Isso se deve ao fato de o aumento da intensidade das nuvens convectivas precipitantes produzir um aquecimento que supera o efeito de resfriamento das nuvens não precipitantes. No entanto, o maior impacto positivo (valores superiores a 0,9 K) é observado na região de aquecimento devido aos cúmulos rasos

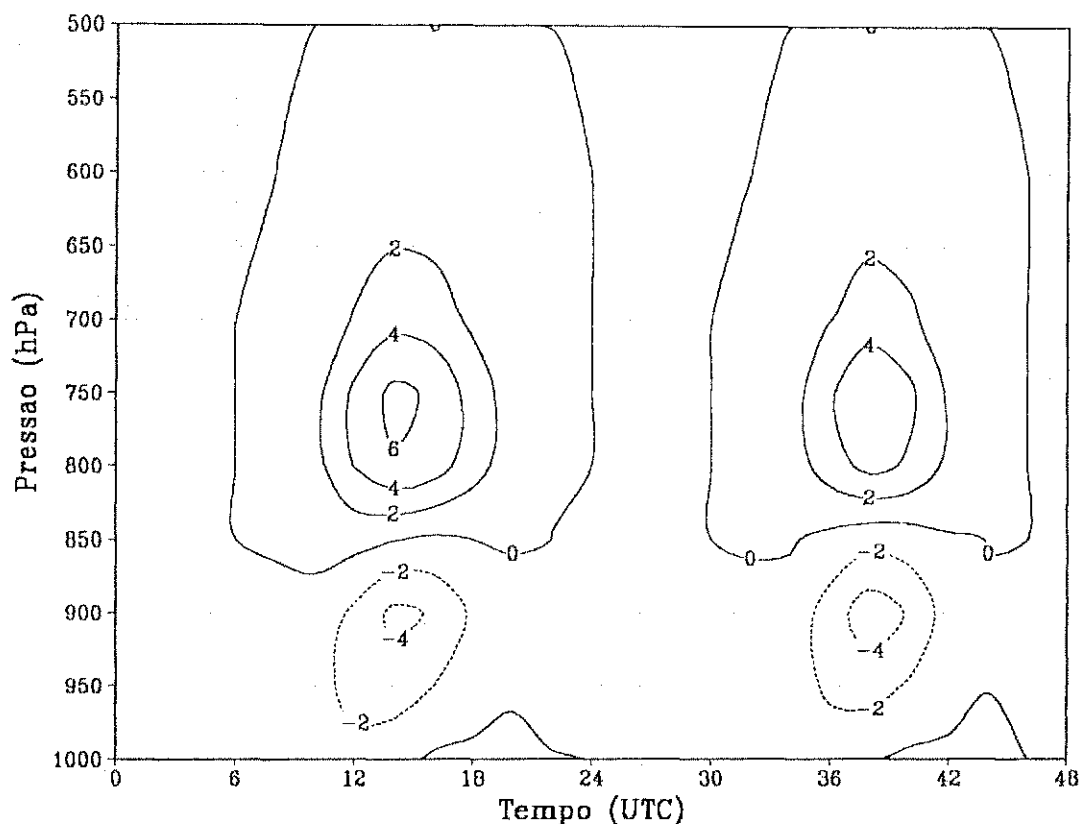


Figura 4.4 – Tendência média da umidade específica ($\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$) devida à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A Figura 4.6 traz a evolução da diferença de razão de mistura entre os experimentos EXPCR e EXP00. Pode-se verificar, nessa figura, que a convecção rasa age no sentido de provocar umedecimento acima de 800 hPa e secagem abaixo desse nível. Enquanto o efeito isolado da convecção rasa é razoavelmente simétrico (Figura 4.4) o efeito final observado na Figura 4.6 é que a secagem líquida que ocorre em baixos níveis é superior ao umedecimento. Isso se deve ao fato de tanto a convecção rasa quanto a profunda atuarem no sentido de secar a atmosfera em baixos níveis, enquanto que, acima de 800 hPa, a convecção profunda atua para secar e a convecção rasa para umedecer a atmosfera.

O efeito líquido de secagem é de três a quatro vezes maior que o de umedecimento, enquanto o efeito líquido de aquecimento, observado na Figura 4.5, é da mesma ordem do resfriamento.

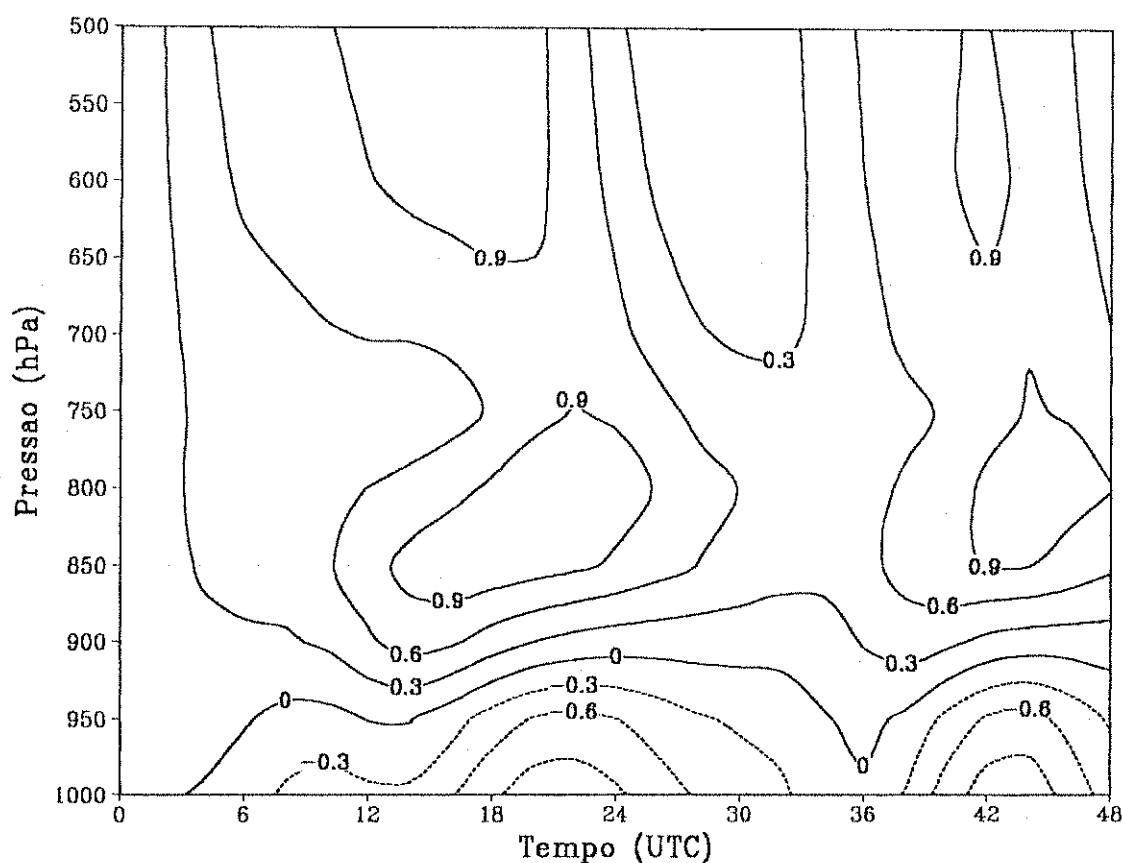


Figura 4.5 – Diferença da média de temperatura potencial (K) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

Alguns aspectos interessantes do impacto da convecção rasa merecem consideração. As tendências mostradas nas Figuras 4.3 e 4.4 dão o aquecimento/resfriamento e o umedecimento/secagem que aconteceria em um dia se a tendência de um certo instante fosse mantida. As maiores tendências ocorrem por volta do meio-dia local, indicando um máximo no forçante devido aos cúmulos rasos. Entretanto, o maior impacto líquido ocorre três horas depois, por volta das 15 HL e se mantém por várias horas.

É interessante observar-se que o impacto final mostrado nas Figuras 4.5 e 4.6 contém o efeito da interação dos cúmulos rasos com a dinâmica e com a radiação de onda longa e de onda curta e que o resultado final, apesar de mostrar um padrão consistente nos dois dias, traz o resultado da interação não-linear entre esses vários aspectos da atmosfera.

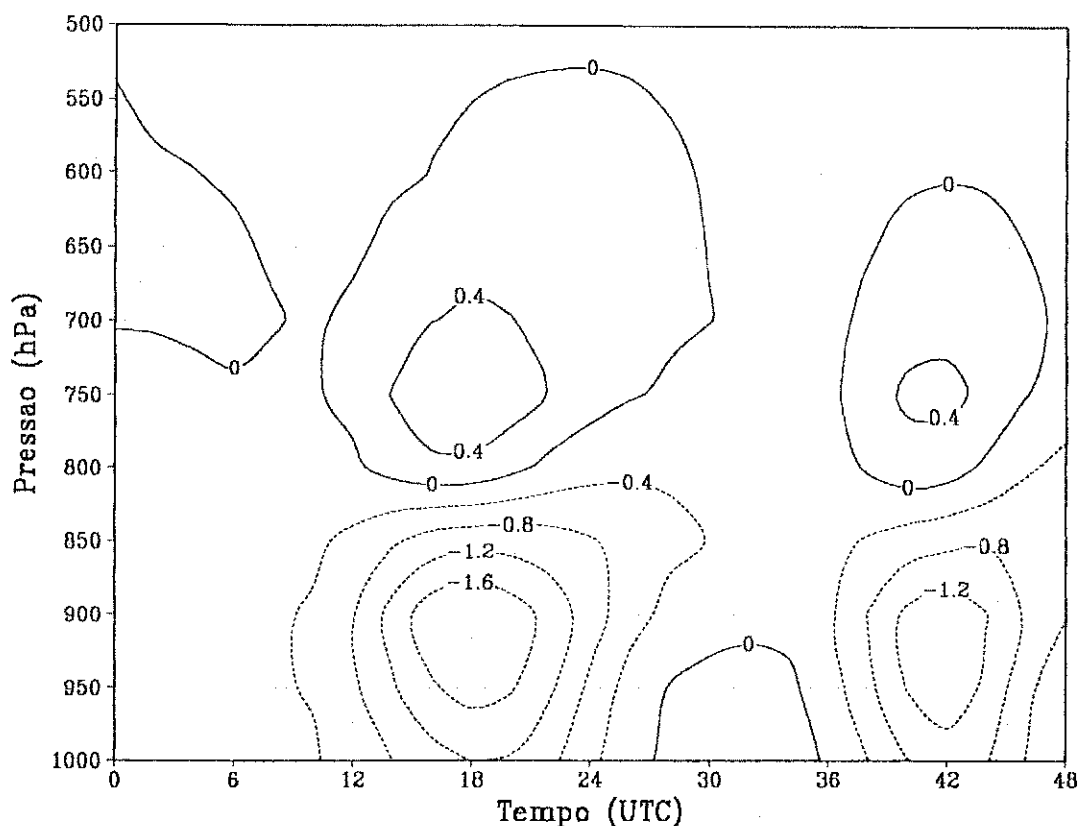


Figura 4.6 - Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

Será discutido agora a maneira como a convecção rasa contribui para a configuração de vários aspectos da simulação, tais como: o impacto sobre a precipitação convectiva acumulada e a taxa de precipitação convectiva, o fluxo de calor latente e os campos de radiação de onda curta e de onda longa à superfície, gerados no modelo.

A Figura 4.7 apresenta a diferença de precipitação convectiva acumulada entre os experimentos EXPCR e EXP00, o resultado é uma média na área mostrada na Figura 4.1. Pode-se observar que há uma tendência de aumento da precipitação convectiva acumulada, chegando a valores máximos de aproximadamente 4,5 mm no primeiro dia e aumentando para 6,5 mm no segundo dia. O aumento maior na diferença ocorre durante o dia, quando o impacto da convecção rasa é maior e persiste até por volta das 20 HL, o que está de acordo com o impacto observado nas Figuras 4.5 e 4.6. Durante o período noturno, pode-se observar uma tendência de a precipitação que ocorre no experimento EXP00 ser maior que a do EXPCR.

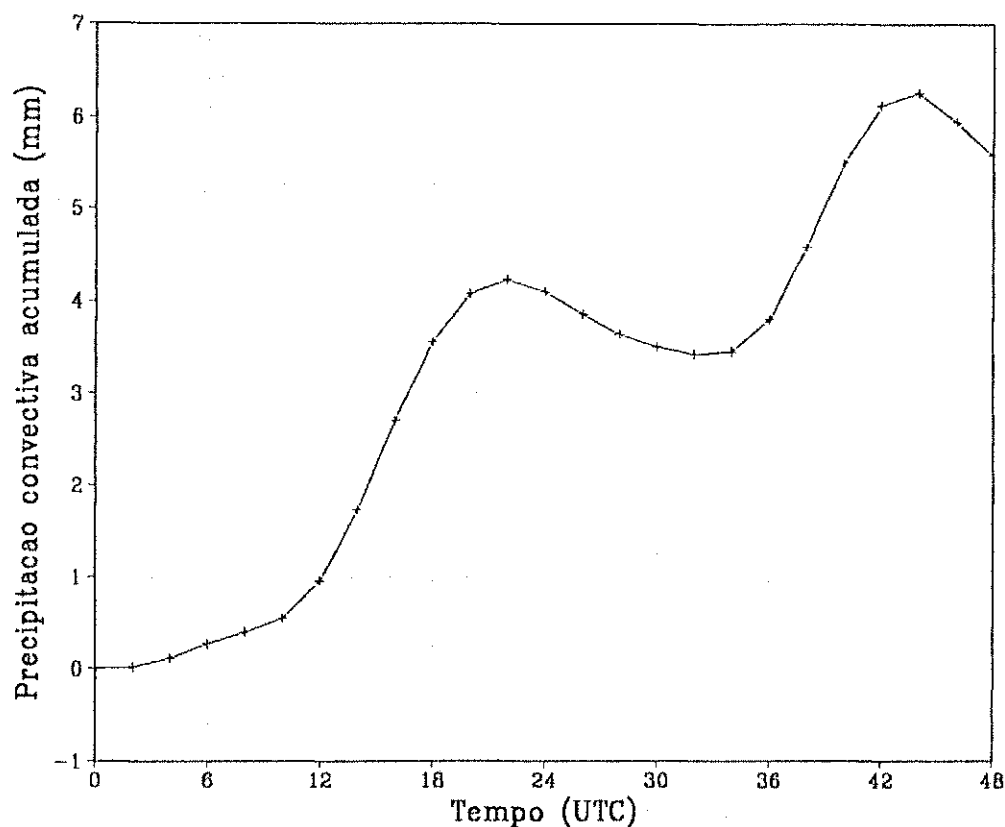


Figura 4.7 - Diferença média da precipitação convectiva acumulada (mm) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A diferença média da taxa de precipitação convectiva, para o período de integração do modelo, é mostrada na Figura 4.8. Os valores máximos são da ordem de 0,5-0,55 mm/hr, ao longo da integração do modelo, e ocorrem em torno do período em que a intensidade da convecção rasa é máxima. Isso indica que a convecção rasa atua no sentido de intensificar a convecção profunda e aumentar a taxa de precipitação convectiva de acordo com o que foi proposto por Betts (1973) e Yanai et al. (1973).

A comparação entre a Figura 4.8 e as Figuras 4.3 e 4.4 mostra que o esquema de convecção rasa também reproduz um outro aspecto interessante da interação entre as convecções rasa e profunda, mostrado por Yanai et al. (1973). É que após o impacto inicial, a convecção rasa instabiliza a atmosfera e atua no sentido de favorecer a convecção profunda. A convecção profunda, por sua vez, atua para estabilizar a atmosfera, o que desfavorece o futuro desenvolvimento da convecção rasa.

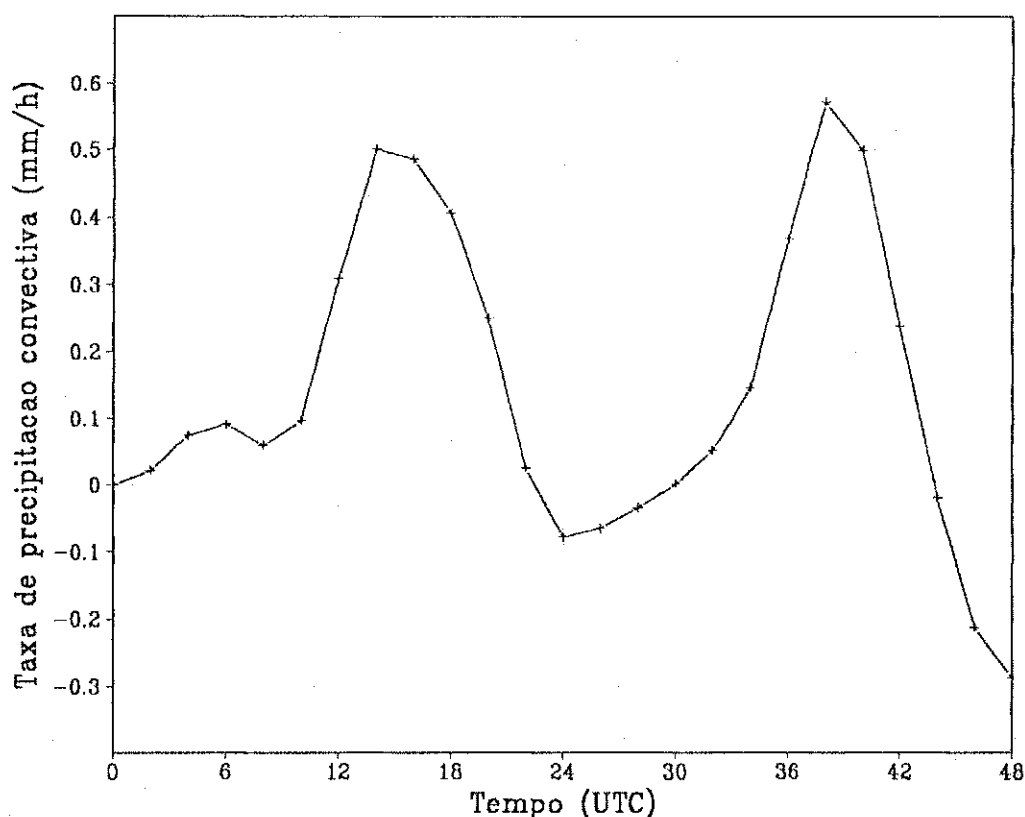


Figura 4.8 - Diferença média da taxa de precipitação convectiva (mmh^{-1}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A Figura 4.9 mostra a diferença média de radiação de onda curta à superfície ao longo da integração do modelo. Podem-se observar máximos valores da ordem de 140 e 180 Wm^{-2} por volta das 15 UTC (12 HL). A Figura 4.10, por outro lado, mostra que o saldo de radiação de onda longa do experimento EXPCR é menor do que no experimento EXP00 (embora as máximas diferenças não ocorram nos mesmos horários que os de onda curta). Não obstante, a diferença do saldo de onda longa é da ordem de 10% da diferença do saldo de onda curta, o que mostra que o impacto principal ocorre no balanço de onda curta.

As Figuras 4.9 e 4.10 indicam que boa parte do impacto discutido até agora pode ser atribuído não ao efeito direto da convecção rasa, mas ao efeito indireto devido à sua interação com a radiação. É possível que a implantação do esquema de convecção rasa tenha aumentado o saldo de radiação à superfície (se realmente aumentou e o quanto, deverá ser objeto de uma investigação em curso que visa avaliar o impacto do sombreamento dos cúmulos sobre o

balanço de radiação à superfície, E. Souza (2001), comunicação pessoal). Entretanto o fato de a implementação do novo esquema, que representa uma característica bastante marcante da atmosfera tropical, ter causado um impacto apreciável sobre vários fatores que definem a qualidade de uma simulação, deve levar a uma nova filosofia de trabalho no sentido de ajustar o modelo RAMS, para fins operacionais e de pesquisa na área tropical.

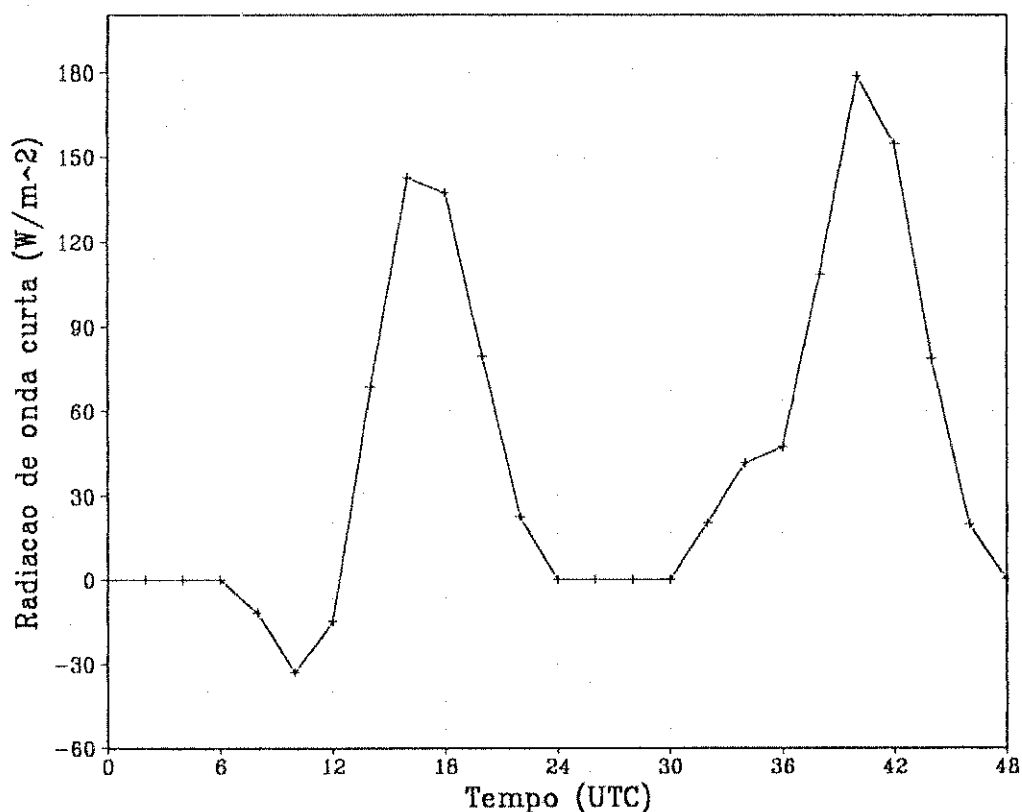


Figura 4.9 - Diferença média da radiação de onda curta à superfície (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A diminuição do saldo de radiação de onda curta, apresentado na Figura 4.10 (note-se que esse valor aumenta quanto maior for a emissão) está relacionada ao fato de, ao longo da integração, a atmosfera ter estado mais fria, no experimento EXPCR do que no experimento EXP00. Isso pode ser observado, comparando-se o horário da máxima diferença da Figura 4.10 com o horário em que a temperatura do EXPCR está menor do que a do EXP00, de acordo com a Figura 4.5.

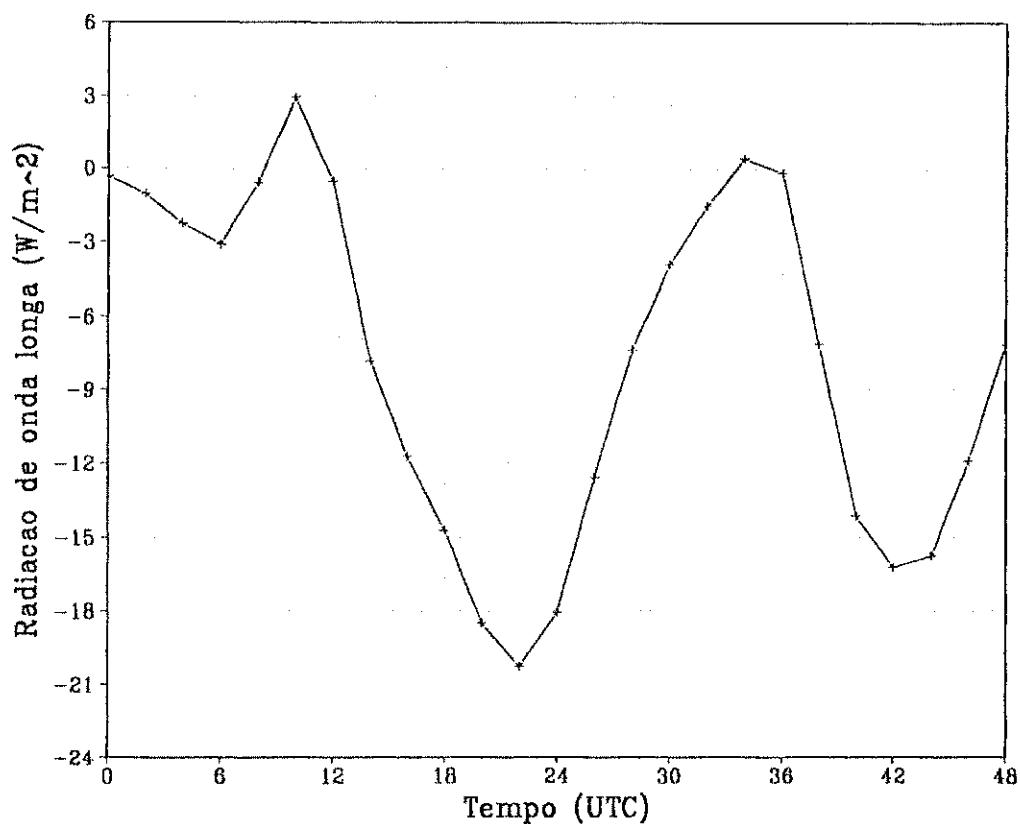


Figura 4.10 - Diferença média da radiação de onda longa à superfície (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A Figura 4.11 mostra a diferença média no fluxo de calor latente entre os experimentos EXPCR e EXP00 ao longo do período da integração do modelo. Pode-se verificar que existem valores máximos de aproximadamente 150 e 200 Wm^{-2} por volta das 15 UTC, ou meio-dia local. Claramente, a diferença do balanço de radiação à superfície manifesta-se através de um aumento na evaporação. Isso aumenta o forçante para convecção úmida e explica parte do aumento da precipitação convectiva.

Esse fato é interessante quando comparado com alguns resultados de implementação de outros esquemas de convecção rasa em modelos de circulação geral (Tiedtke, 1989; Tiedtke et al., 1988 e Gregory & Rowntree, 1990). Todos esses trabalhos relatam um aumento na precipitação convectiva após a implementação da convecção rasa. O resultado obtido neste trabalho sugere que esse aumento pode advir de uma alteração no fluxo de calor latente da superfície.

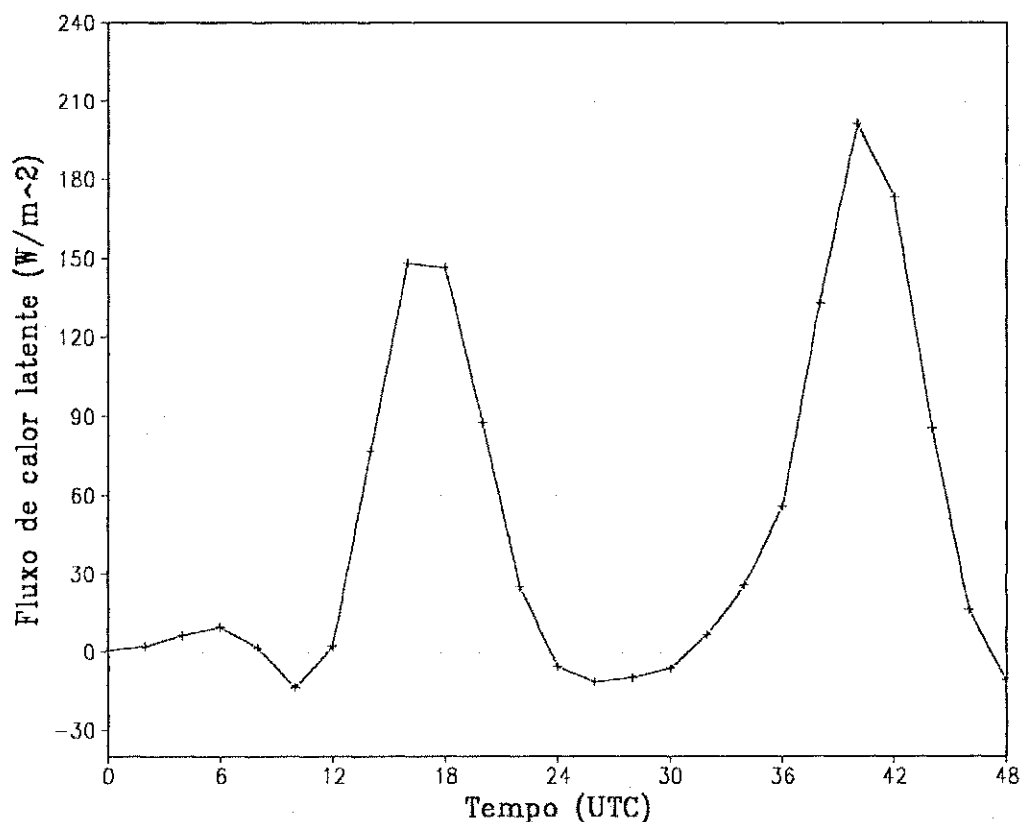


Figura 4.11 - Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para os experimentos EXPCR-EXP00, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

Serão mostrados agora os parâmetros internos do esquema de cúmulos rasos, que caracterizam o fluxo de massa convectivo.

A Figura 4.12 apresenta o ciclo do fluxo de massa convectivo médio na área selecionada na Figura 4.1. Nesse caso pode-se observar que nas primeiras horas da manhã o fluxo de massa é zero, aumentando até valores máximos de aproximadamente $0,033 \text{ Kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, próximo das 15 UTC, indicando a máxima atividade da convecção rasa, e diminuindo logo após as 15 UTC até chegar a zero novamente no final à noite. Esse tipo de ciclo reflete o fato de o esquema representar basicamente a convecção forçada termicamente. Note-se que o fluxo de massa convectivo (Equação 17) é proporcional à soma dos fluxos de calor sensível e calor latente. Durante o período noturno, o fluxo de calor latente tende a zero e o de calor sensível tende a ser negativo. Por isso o fluxo de massa convectivo é zero

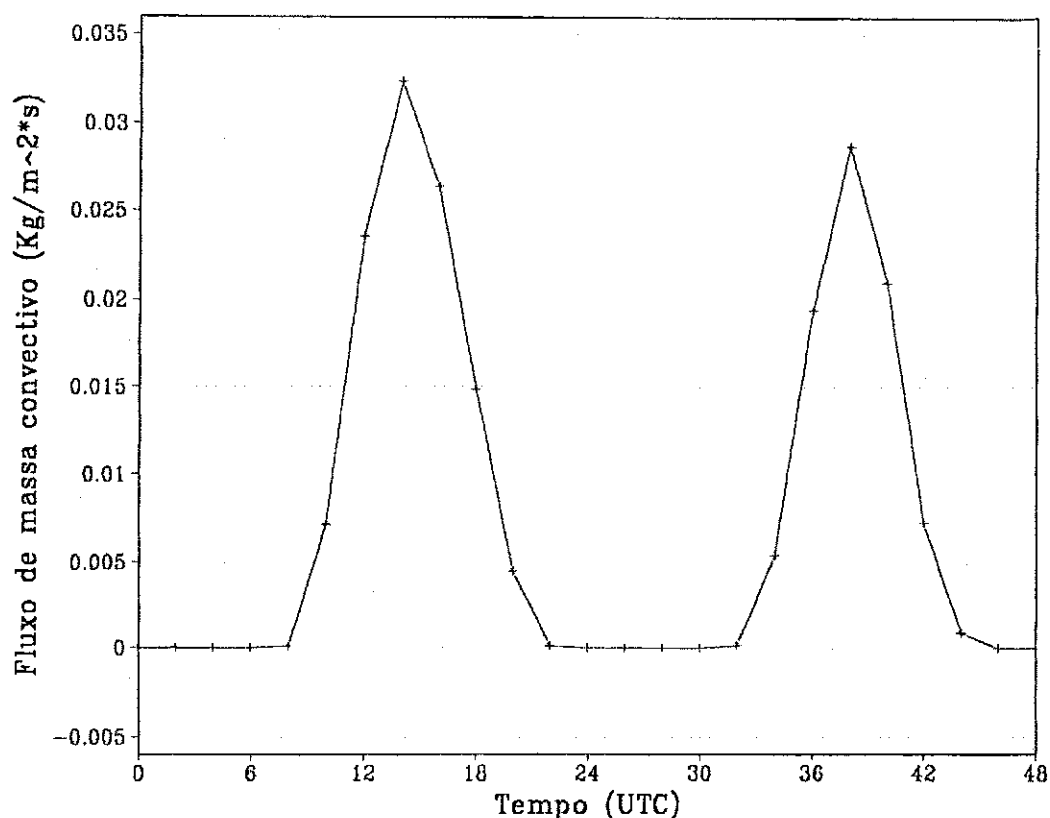


Figura 4.12 – Ciclo médio do Fluxo de massa convectivo devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.

O fluxo de massa máximo obtido é de $0,03 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$ e representa uma média em uma área que contém convecção apenas em alguns pontos. Valores pontuais devem ser, portanto, maiores. Os valores obtidos neste trabalho são superiores aos obtidos por Nitta (1975), Yanai et al. (1976) e Siebesma & Cuijpers (1995) que obtiveram um valor por volta de $0,01 \text{ kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Deve ser ressaltado que o fluxo convectivo, nesses trabalhos, foi obtido sobre o oceano, que não apresenta ciclo apreciável dos fluxos de superfície. Portanto, como a convecção oceânica se apresenta em diferentes momentos, tanto durante o dia quanto durante a noite, o fluxo de massa convectivo deve ser menor do que sobre o continente, cuja atividade convectiva é restrita a um período de poucas horas.

Nas Figuras 4.13 e 4.14 observam-se os ciclos médios de TCAPE e da eficiência termodinâmica, respectivamente, no período em estudo. Note-se que os máximos valores tanto de TCAPE como da eficiência termodinâmica coincidem com o máximo da atividade da convecção rasa, enquanto que nos dois casos esses valores ocorrem próximo das 15 UTC diminuindo até zero, próximo das 21 UTC e se mantendo assim até próximo das 09 UTC (6 TL).

A evolução de TCAPE e da eficiência termodinâmica é interessante quando se considera que uma está no denominador e a outra está no numerador da equação que determina o fluxo de massa convectivo. Com isso, o crescimento da eficiência termodinâmica durante o dia não aumenta exageradamente o valor do fluxo de massa convectivo, uma vez que este é modulado pelo valor de TCAPE no denominador, que também aumenta, regulando o crescimento do fluxo.

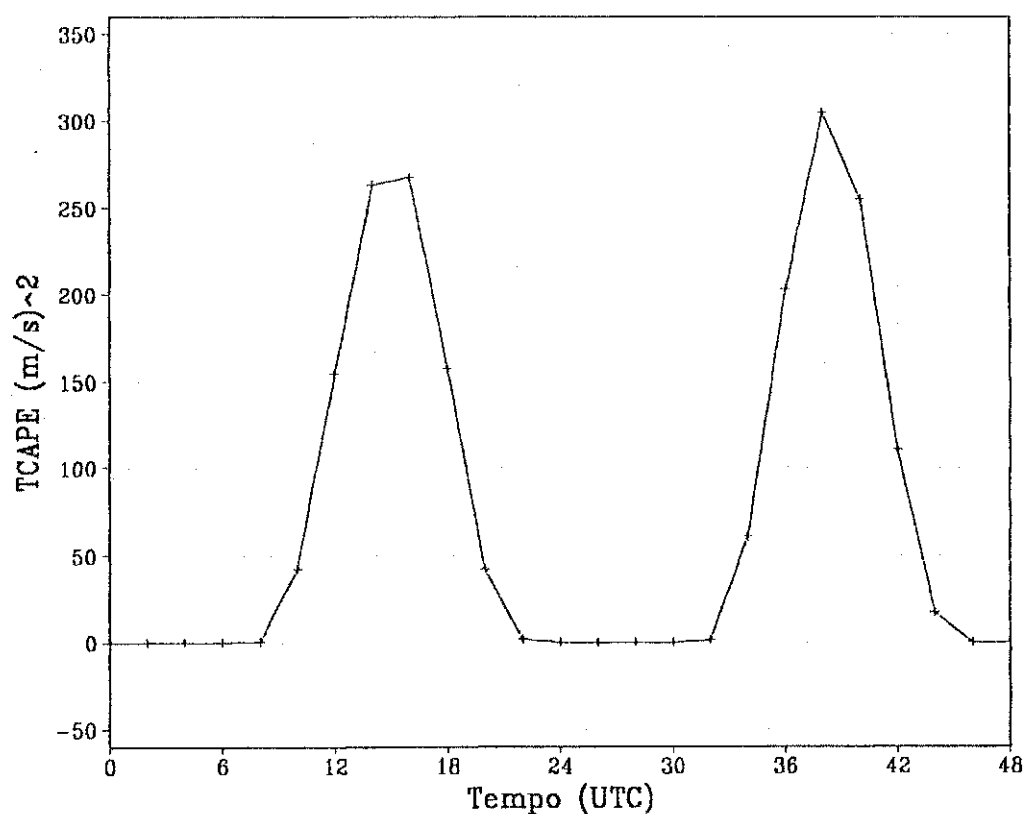


Figura 4.13 – Ciclo médio de TCAPE $(ms)^{-2}$ devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.

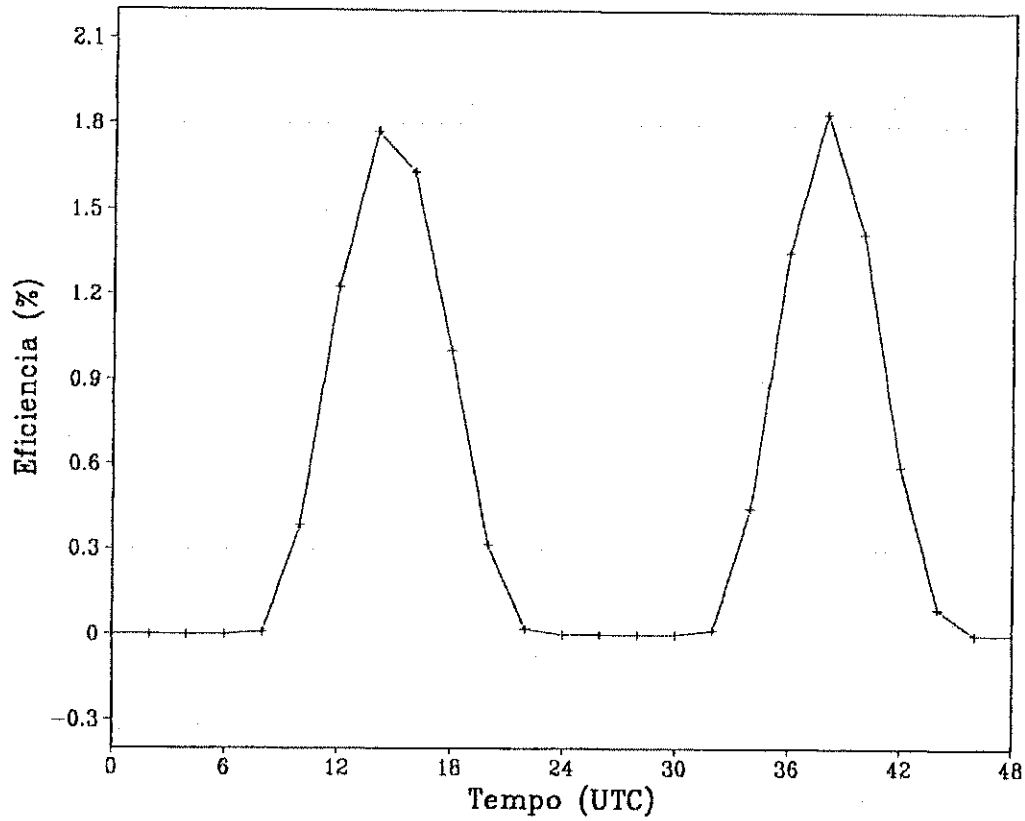


Figura 4.14 – Ciclo médio da eficiência termodinâmica (%) devido à convecção rasa (EXPCR) ao longo das 48 horas de integração do modelo.

4.2 SENSIBILIDADE AOS PARÂMETROS DO ESQUEMA

4.2.1 Sensibilidade à Taxa de Entranhamento

Com o objetivo de se testar a sensibilidade do esquema de parametrização de cúmulos rasos à taxa de entranhamento de ar nas nuvens, foram realizados dois experimentos, conforme descrição no Capítulo 3 com modificações em z^* (ECRZ1 e ECRZ2). Tais modificações refletem-se primeiramente na espessura das nuvens (veja-se a Equação 21). No primeiro desses experimentos a modificação representa nuvens mais rasas ($z^* = 500$ m). Já no experimento ECRZ2 ($z^* = 1000$ m), nuvens mais profundas que as tomadas como padrão no experimento EXPCR, no qual o valor de z^* é de 700 m, devem ser simuladas. O modelo foi integrado para as mesmas condições que nos experimentos anteriores, mas com o esquema da convecção rasa modificado. A área em estudo será a mesma que a definida anteriormente.

A fim de se melhorar a visualização do impacto dessas modificações, comparou-se, primeiramente, os ciclos médios diurnos das tendências de temperatura e de umidade específica assim como com os ciclos médios diurnos dos campos de temperatura potencial e de umidade específica. Comparam-se os experimentos nos quais o esquema teve seus parâmetros alterados (ECRZ1 e ECRZ2) com o experimento no qual o esquema da convecção rasa original (EXPCR), que é tomado como referencial, neste caso.

A Figura 4.15 mostra a diferença média da tendência de temperatura (ECRZ1-EXPCR). Pode-se observar que quando se diminui a espessura das nuvens (através de uma maior taxa de entranhamento) tem-se um efeito de resfriamento, em baixos níveis, e de aquecimento próximo ao topo das nuvens, em relação ao experimento EXPCR. Em outras palavras, isso implica que tanto o aquecimento quanto o resfriamento produzidos no experimento ECRZ1 são menores em intensidade do que os do experimento EXPCR. Entretanto, parte da diferença observada na Figura 4.15 é devida à diferença de localização dos núcleos de máximo e mínimo e não à sua intensidade.

A Figura 4.16, por sua vez, mostra que um aumento da espessura das nuvens (através de uma menor taxa de entranhamento) produz o efeito contrário, ou seja, um aquecimento próximo a base e um resfriamento na parte superior das nuvens.

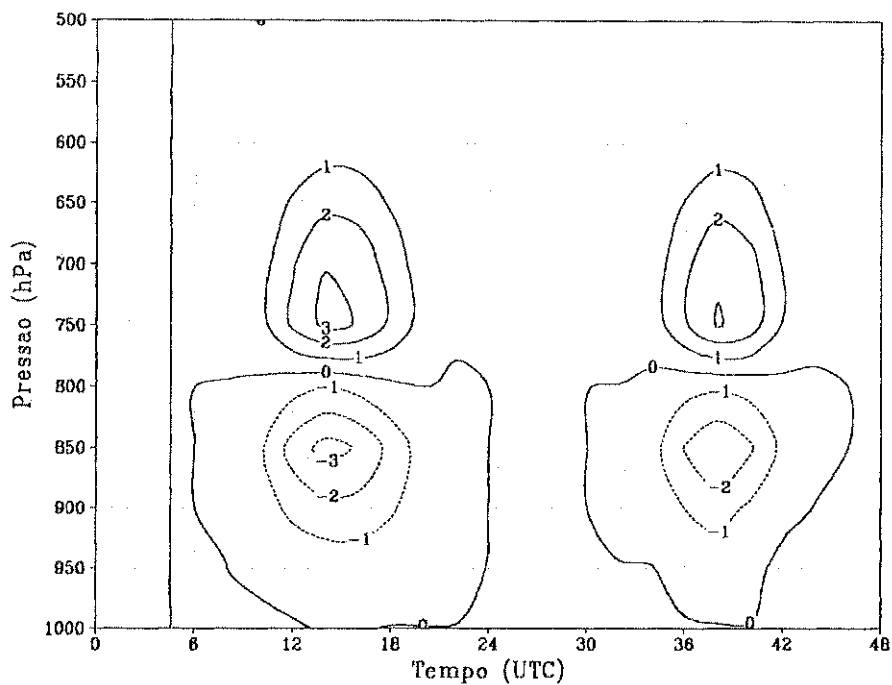


Figura 4.15 – Diferença média entre as tendências de temperatura (Kdia^{-1}) dos experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo da integração.

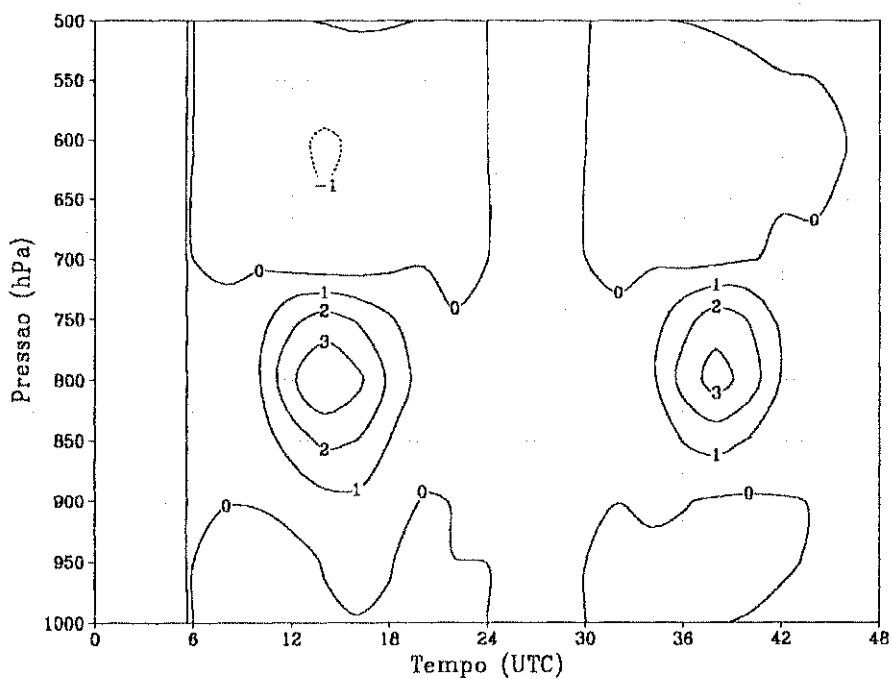


Figura 4.16 – Diferença média entre as tendências de temperatura (Kdia^{-1}) dos experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo da integração.

Novamente, muito dessa diferença é devida à localização dos núcleos de máximo e de mínimo. Entretanto, o resultado desse experimento implica que, com uma taxa de entranhamento menor, o efeito da convecção rasa pode se fazer sentir em uma camada mais profunda da atmosfera. Isso pode ter importantes implicações no balanço radiativo da atmosfera.

De modo geral, pode-se concluir que a modificação na espessura das nuvens tem influência direta na intensificação ou atenuação dos perfis dos ciclos médios da tendência de temperatura e na distribuição de temperatura. Com isso, pode-se alterar a estabilidade estática da atmosfera.

Da mesma forma, a diferença média da tendência de umidade específica, para os casos das modificações na espessura das nuvens, é mostrada na Figura 4.17 para nuvens mais rasas (ECRZ1-EXPCR) e na Figura 4.18 para nuvens mais profundas (ECRZ2-EXPCR). Pode-se observar que, para nuvens mais rasas, se tem uma atenuação tanto na secagem que ocorre nas regiões próximas da base das nuvens, quanto no umedecimento, nas regiões próximas ao topo, causados pela convecção rasa. Quando se aumenta a espessura das nuvens (Figura 4.18), observa-se uma maior secagem abaixo de 700 hPa e maior umedecimento acima desse nível. No entanto, a diferença negativa atinge -4 gkg^{-1} , enquanto que a positiva é de, no máximo, 1 gkg^{-1} . Este caso, como o anterior, leva a conclusão que há uma influência da taxa de entranhamento na forma como as nuvens vão contribuir para o balanço de vapor d'água na atmosfera. Isso é um fator de grande importância para a estabilidade atmosférica.

De qualquer forma, essa diferença tem implicações importantes na maneira como a convecção rasa vai contribuir e influir na configuração dos campos do modelo que foram discutidos na seção anterior. Há também uma grande influência no comportamento das variáveis que determinam o fluxo de massa convectivo. Por exemplo, uma nuvem mais profunda vai implicar em uma maior eficiência termodinâmica o que favorece um aumento do fluxo de massa convectivo. Por outro lado, uma nuvem mais profunda também implica em aumento de TCAPE, o que tende a não permitir que o fluxo aumente muito. Esses são efeitos não-lineares e o impacto sobre as variáveis que configuram o fluxo de massa convectivo será discutido mais adiante.

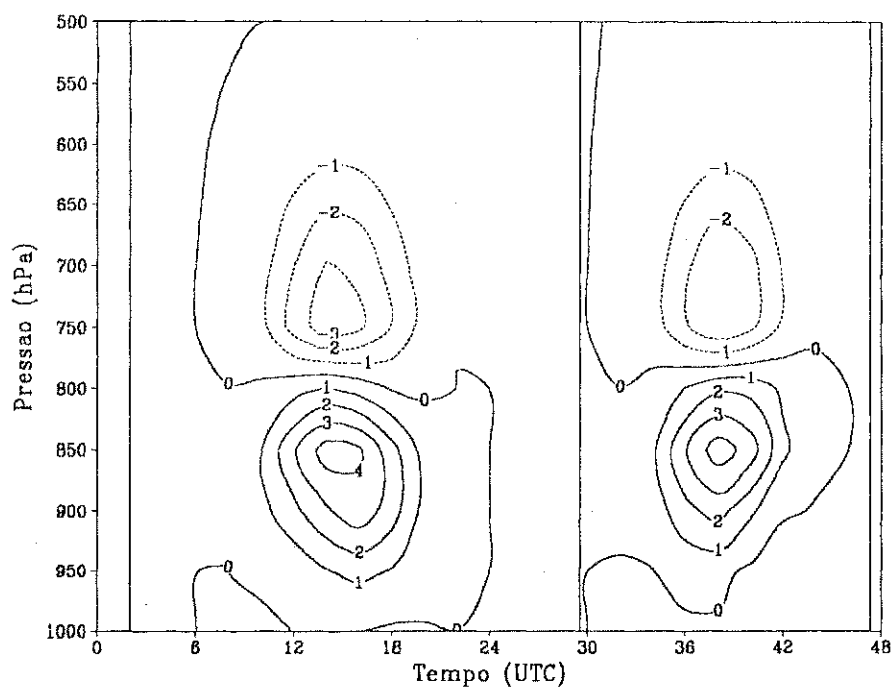


Figura 4.17 – Diferença média entre as tendências de umidade específica ($\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$) dos experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo da integração.

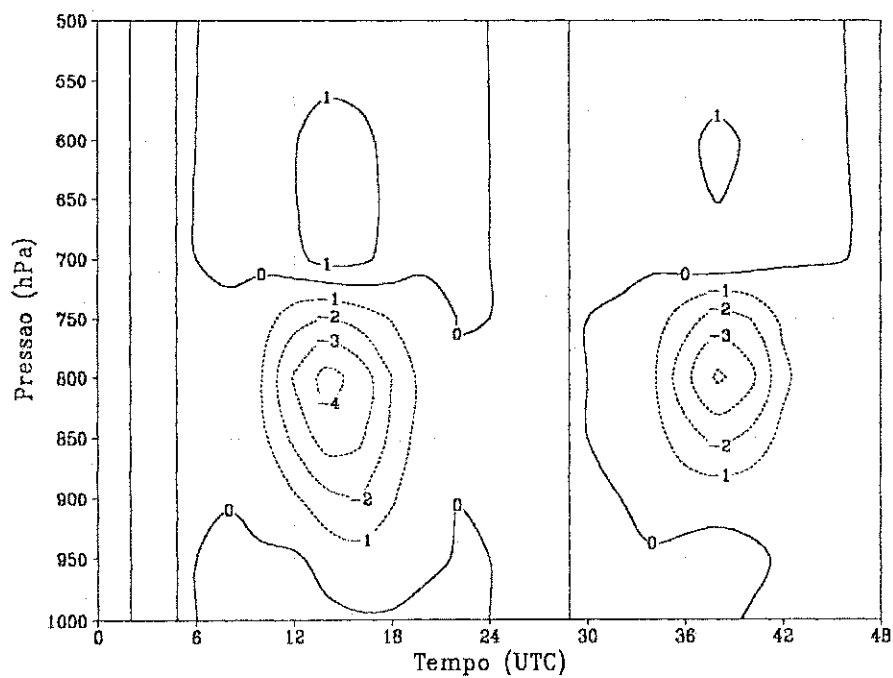


Figura 4.18 – Diferença média entre as tendências de umidade específica ($\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$) dos experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo da integração.

Será mostrado agora o impacto dessas alterações no esquema de convecção rasa na temperatura potencial e na razão de mistura. Nas Figuras 4.19 e 4.20 são mostradas as diferenças médias de temperatura potencial dos experimentos realizados com nuvens mais rasas (ECRZ1) e mais profundas (ECRZ2) em relação ao experimento realizado com o modelo integrado com o esquema da convecção rasa na forma do experimento EXPCR.

Pode-se verificar que, para nuvens mais rasas (Figura 4.19), há um maior resfriamento na região situada por volta de 850 hPa. Entretanto, para a atmosfera acima de 800 hPa, há uma tendência de a atmosfera no experimento ECRZ1 estar mais quente do que no experimento EXPCR. Isso implica em uma atmosfera mais estável no experimento ECRZ1.

Para o caso das nuvens mais profundas (Figura 4.20) pode-se observar que a parte do resfriamento é praticamente suprimida e se tem uma região de aquecimento por volta de 800 hPa. Esse aquecimento aparece porque a região de máximo aquecimento devido aos cúmulos rasos é mais alta no experimento ECRZ2 do que no experimento EXPCR. A parte do resfriamento na comparação entre os experimentos é inferior, em módulo, a 0,1 K.

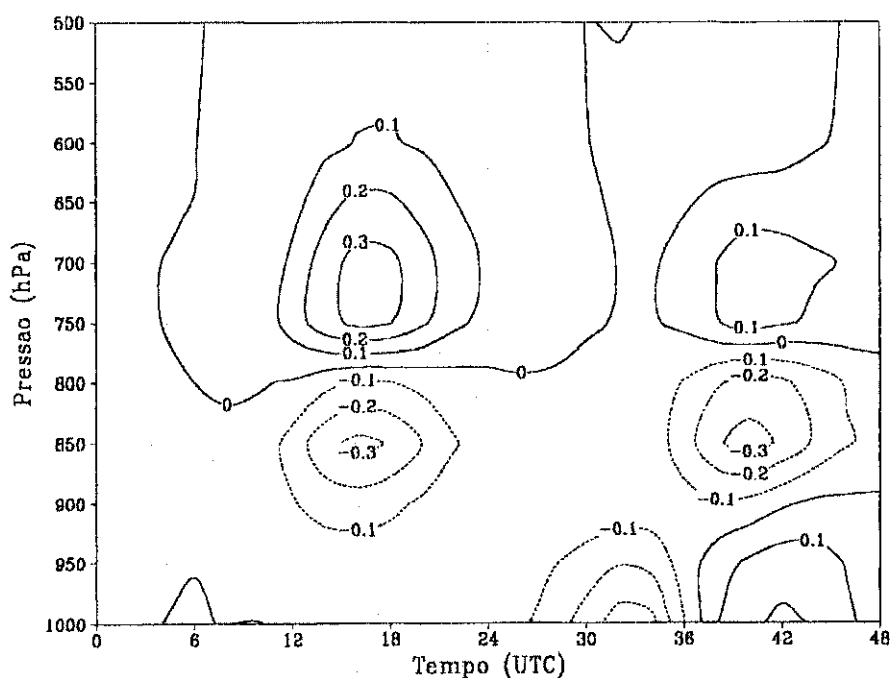


Figura 4.19 – Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

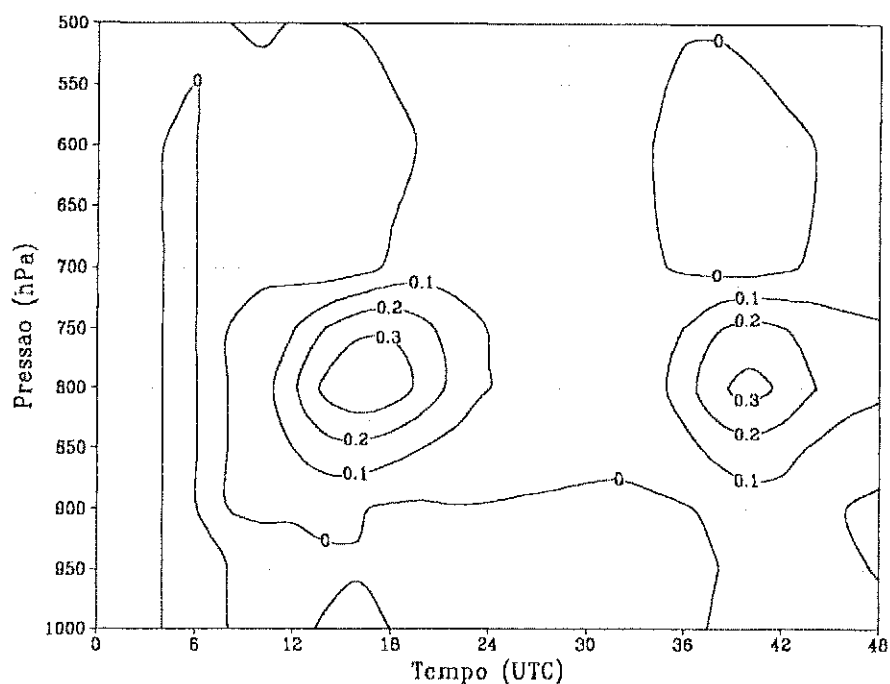


Figura 4.20 – Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

As Figuras 4.21 e 4.22 mostram o impacto de ECRZ1 e ECRZ2, respectivamente, sobre o campo de razão de mistura do experimento EXPCR. Nuvens mais rasas (ECRZ1) tendem a deixar a atmosfera mais úmida entre 800 e 950 hPa e mais seca acima de 800 hPa. Já as nuvens mais profundas (ECRZ2, Figura 4.22) tendem a deixar a atmosfera mais seca uma vez que a região de umedecimento apresenta diferença inferior a $0,2 \text{ gkg}^{-1}$.

De forma geral, quanto mais profunda for a nuvem, os núcleos de aquecimento e resfriamento, secagem e umedecimento, estão num nível mais alto.

A comparação entre os experimentos ECRZ1, ECRZ2 e EXPCR sugere que o impacto de uma nuvem mais rasa (ECRZ1) sobre o experimento EXPCR é maior e melhor definido do que o impacto de ECRZ2 sobre EXPCR. Isso sugere que o modelo tende a ser mais sensível a variações no entranhamento que produzam nuvens mais rasas, enquanto que tende a ser menos sensível a variações que produzam nuvens mais profundas.

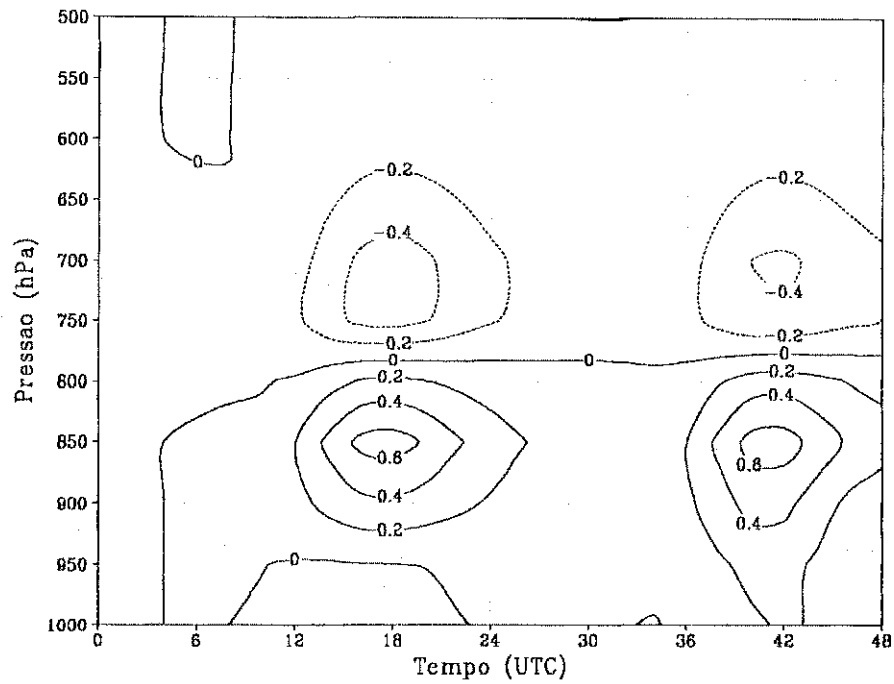


Figura 4.21 – Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRZ1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

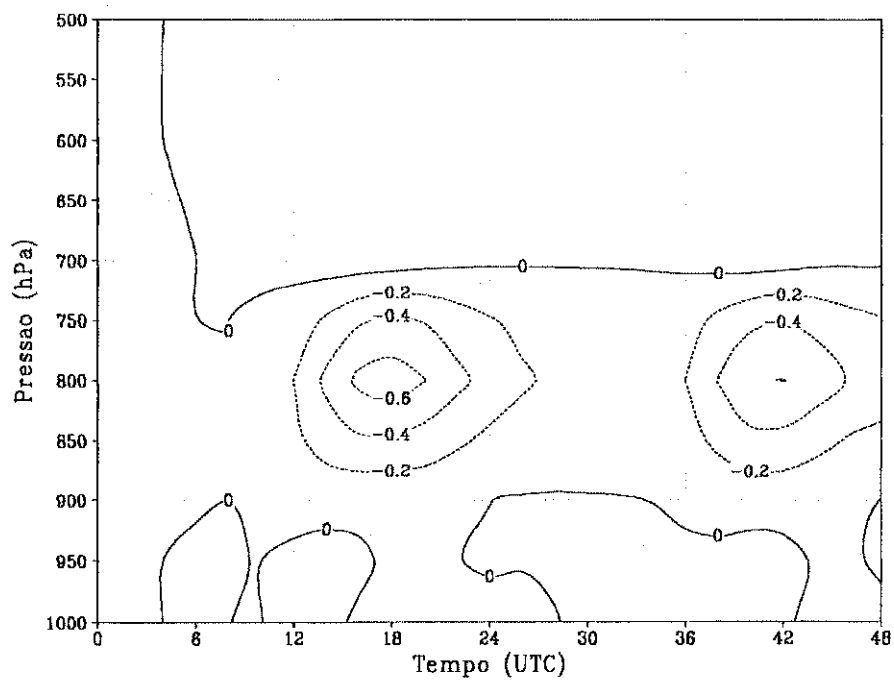


Figura 4.22 – Diferença da média de razão de mistura (gkg^{-1}) entre os experimentos ECRZ2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

A fim de se ter uma melhor visualização dos resultados dos impactos das modificações nas profundidades das nuvens, no esquema de parametrização de cúmulos rasos, sobre a precipitação convectiva acumulada e a taxa de precipitação convectiva, assim como nos campos de radiação de onda curta e de onda longa na superfície e no fluxo de calor latente, definiram-se as seguintes associações de experimentos: na primeira, que contém os experimentos EXP00 e EXPCR, chamada de experimento de controle (EXPC0), é definida como EXPCR-EXP00 e as demais comparativas, EXPC1 e EXPC2, definidas como EXPZ1-EXP00, EXPZ2-EXP00, respectivamente.

A Figura 4.23 mostra a diferença média da precipitação convectiva acumulada para os três casos citados acima (EXPC0, EXPC1, EXPC2). Pode-se observar que, com a diminuição da espessura da nuvem, o experimento EXPC1 (círculo aberto) apresenta uma diferença do primeiro para o segundo dia de integração do modelo em relação a do EXPC0 (linha tracejada). No primeiro dia, a precipitação convectiva acumulada foi maior que os outros dois casos e, no segundo dia, menor. Para um aumento da espessura das nuvens, o experimento EXPC2 (quadrado fechado) apresenta uma precipitação média um pouco superior à do EXPC0 (linha tracejada), ao longo de todo o período de integração do modelo.

Em relação à diferença média da taxa de precipitação convectiva para esses casos, que é mostrada na Figura 4.24, pode-se verificar que ao longo de integração do modelo, de modo geral houve, uma diminuição dos valores encontrados da taxa em relação ao experimento EXPC0. Contudo, dentre os experimentos, o correspondente à menor taxa de entranhamento produz maiores taxas de precipitação no primeiro dia e menores no segundo.

Há uma aparente discrepância entre os resultados das Figuras 4.23 e 4.24, no tocante à comparação entre os experimentos EXPC0 e EXPC2. Os resultados entre os dois são bastante semelhantes. Entretanto, a precipitação acumulada em EXPC2 é ligeiramente maior que a de EXPC0. Por outro lado, Figura 4.24 mostra que as taxas de precipitação de EXPC2 tendem a ser inferiores às de EXPC0.

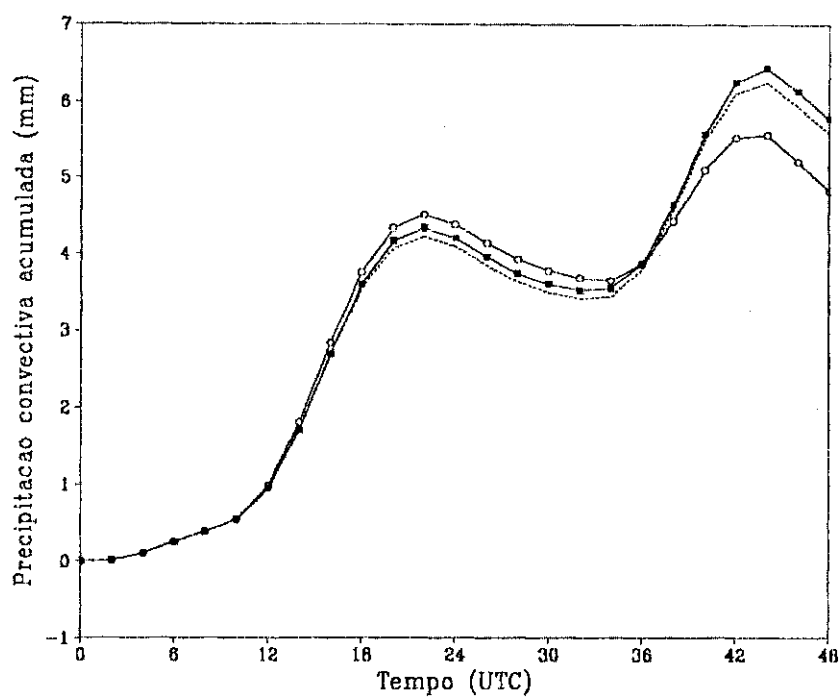


Figura 4.23 – Diferença média da precipitação acumulada (mm) para EXPC0 (circulo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).

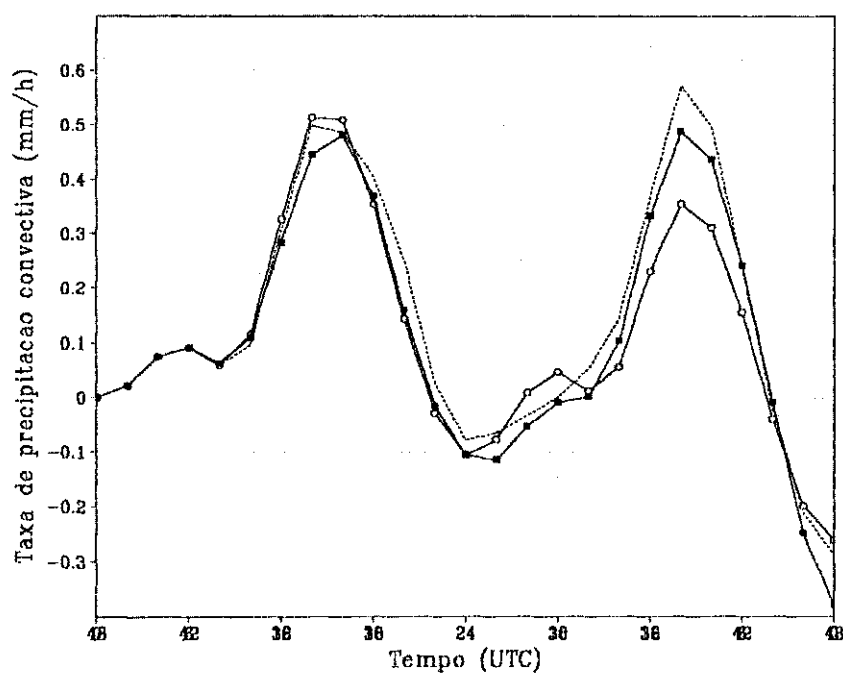


Figura 4.24 – Diferença média da taxa de precipitação (mmh^{-1}) para EXPC0 (circulo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).

Nas Figuras 4.25 e 4.26 tem-se a diferença média da quantidade de radiação de onda curta e de onda longa à superfície, para os casos acima. Na Figura 4.25 pode-se verificar que as curvas referentes aos experimentos de comparação EXPC1 e EXPC2 (linhas com círculos abertos e quadrados fechados, respectivamente) são semelhantes à linha referente ao experimento EXPC0, exceto por uma diferença da ordem de 15 Wm^{-2} , na tarde do primeiro dia e outra de 30 Wm^{-2} , na manhã do segundo dia. Não obstante, nos outros horários o saldo de radiação de onda curta é razoavelmente semelhante. Isso leva à conclusão de que modificações na espessura das nuvens não implicam em grandes mudanças na quantidade de radiação de onda curta que atinge a superfície.

Por outro lado, o campo de radiação de onda longa, Figura 4.26, apresenta diferenças entre os experimentos, que são mais persistentes no tempo. Pode-se observar que no experimento contendo nuvens mais rasas (EXPC1) a quantidade de radiação de onda longa à superfície é maior que nos demais. Porém, no experimento com nuvens mais profundas (EXPC2), quando comparado ao experimento tomado como controle (EXPC0), no primeiro dia de integração do modelo, a quantidade de radiação à superfície foi menor, e no segundo dia, maior. Isso é consequência da forma como nuvens mais rasas e mais profundas influenciam no perfil térmico e de umidade da atmosfera, conforme mostrado nas Figuras 4.19 a 4.22.

A diferença média do fluxo de calor latente, nos três experimentos, é mostrada na Figura 4.27. Comparando-se os três experimentos (EXPC0, EXPC1 e EXPC2), não se verifica mudança significativa no fluxo. Isso mostra que, apesar da diferença o saldo de radiação de onda longa e de onda curta em cada caso, além da diferença no perfil de umidade e de temperatura de cada caso, o fluxo de calor latente à superfície, que é o principal forçante convectivo (para convecção saturada) não é significativamente afetado pela variação na taxa de entranhamento que determina a profundidade das nuvens.

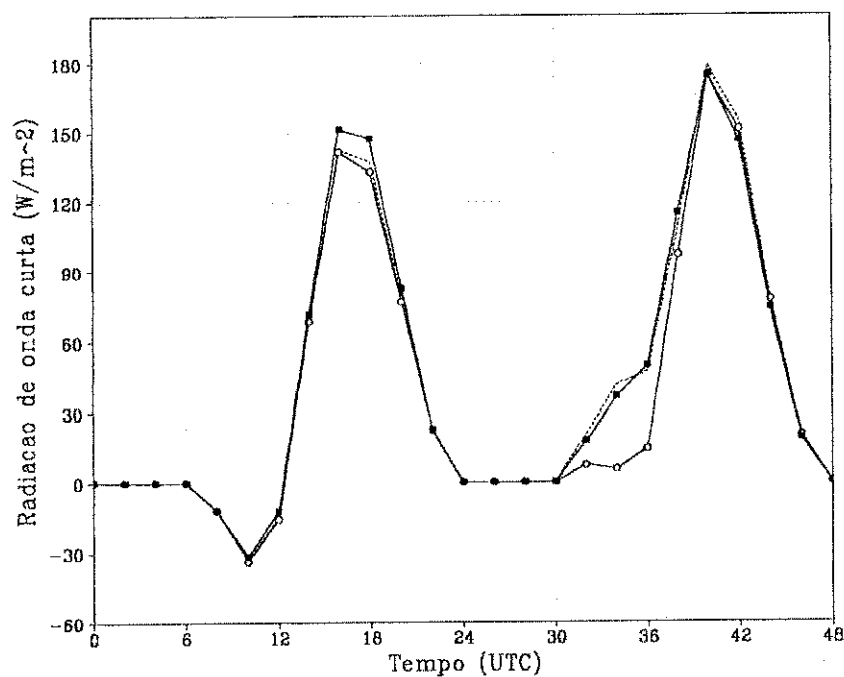


Figura 4.25 – Diferença média da radiação de onda curta (Wm^{-2}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).

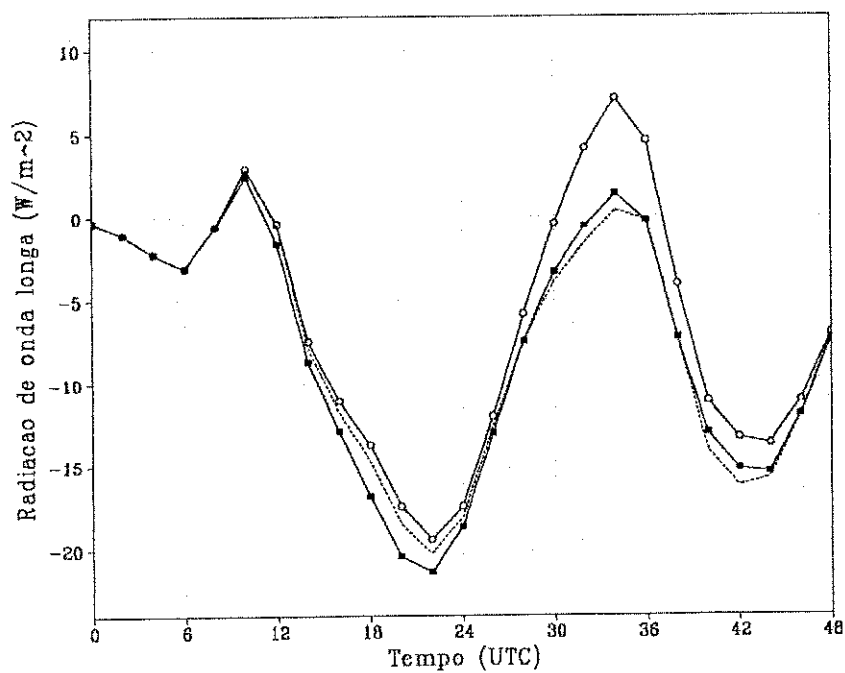


Figura 4.26 – Diferença média da radiação de onda longa (Wm^{-2}) para EXPC0 (círculo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).

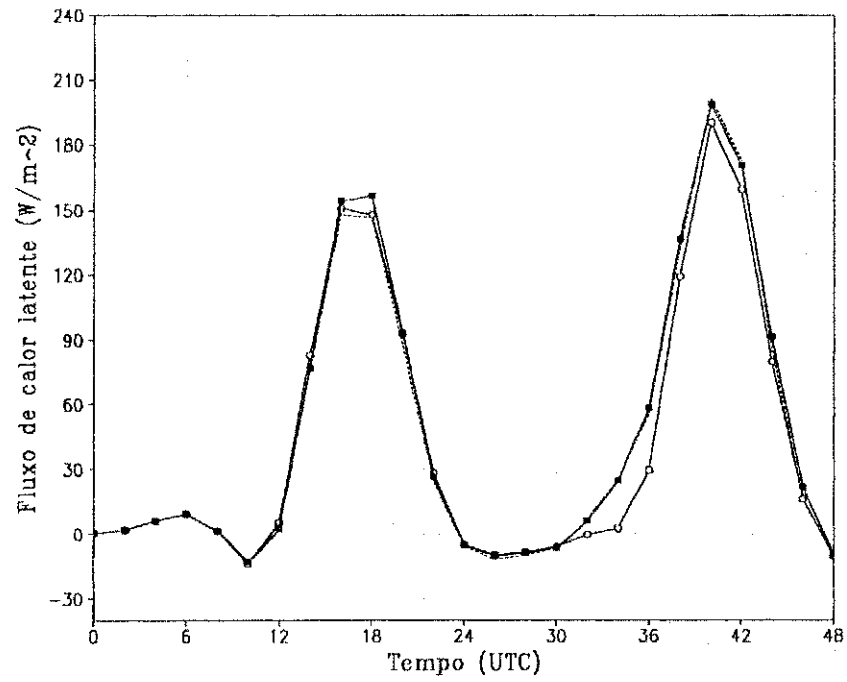


Figura 4.27 – Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para EXPC0 (circulo aberto); EXPC1 (linha tracejada) e EXPC2 (quadrado fechado).

4.2.2 Sensibilidade ao Valor de TCAPE

Este capítulo tem como objetivo mostrar o impacto das modificações, no valor de TCAPE, no esquema de parametrização de cúmulos rasos. Para isso, realizaram-se dois experimentos (ECRT1 e ECRT2), descritos no Capítulo 3. No experimento ECRT1 o valor do TCAPE foi suposto como sendo $TCAPE = 1,5 CAPE$, e no experimento ECRT2, TCAPE foi suposto como $TCAPE = CAPE$. O modelo é integrado para as mesmas condições, como nos experimentos anteriores, e a área em estudo será a mesma. Da mesma forma que na seção 4.2.1, esses experimentos são, primeiramente, comparados com o experimento que contém a parametrização da convecção rasa original (EXPCR). Esse experimento também será considerado aqui como o referencial para efeito de comparação. Depois, definiu-se também associações dos experimentos, de forma que, o experimento de controle foi mantido (EXPC0) contendo a diferença entre os experimentos EXPCR e EXP00, e os experimentos comparativos (EXPC3 e EXPC4) definidos como EXPT1-EXP00 e EXPT2-EXP00, respectivamente.

A suposição de $TCAPE = 1,5 CAPE$ implica que os movimentos subsidentes contribuem com 1/3 do valor total do empuxo, enquanto que a suposição de $TCAPE = CAPE$ implica que toda a contribuição para a velocidade vertical dentro da nuvem provém apenas do movimento ascendente de parcelas de ar mais quentes do que a vizinhança.

Nas Figuras 4.28 e 4.29 tem-se a diferença média da tendência de temperatura para os experimentos com o esquema de convecção rasa modificados (ECRT1 e ECRT2) em relação ao experimento usado como referência (EXPCR). Pode-se observar nessas figuras que existe uma intensificação das regiões de aquecimento e resfriamento, situadas próximo a base e topo das nuvens, respectivamente. Entretanto, a maior diferença em EXPC3 ocorre apenas no primeiro dia. Para a diferença EXPC4, o efeito da convecção se nota nos dois dias, embora a intensidade no segundo dia seja ligeiramente inferior.

Comparando-se as duas figuras pode-se ver que quanto menor for o valor de TCAPE maior será a intensificação das áreas de aquecimento e resfriamento. Isso se deve ao fato de TCAPE estar no denominador da equação que determina o fluxo de massa [Equação (17)]. Nesse caso, não existe também diminuição do valor da eficiência termodinâmica de modo que se observa um aumento líquido do fluxo de massa.

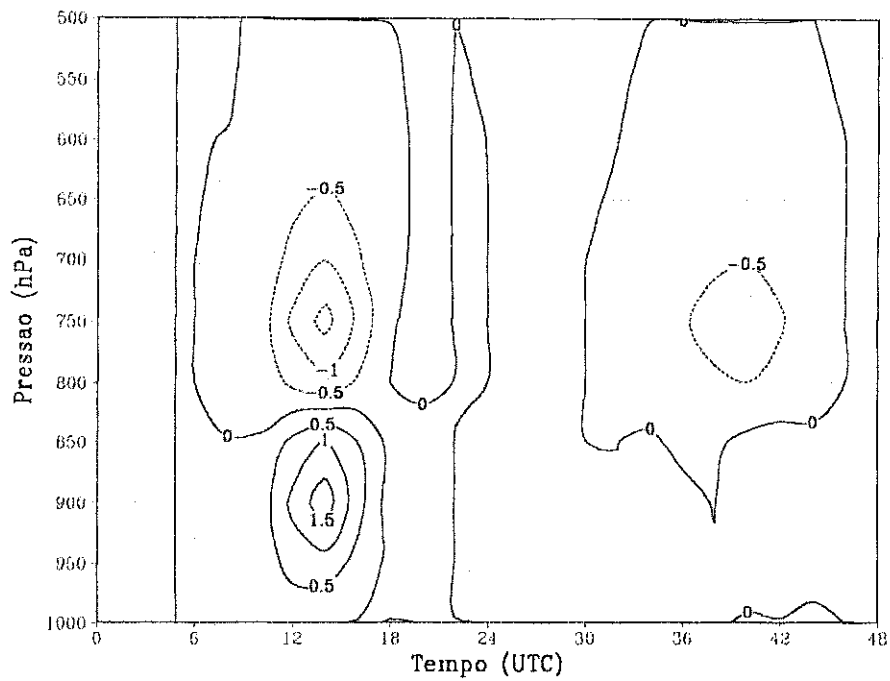


Figura 4.28 – Diferença média entre as tendências de temperatura (Kdia^{-1}) dos experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo da integração.

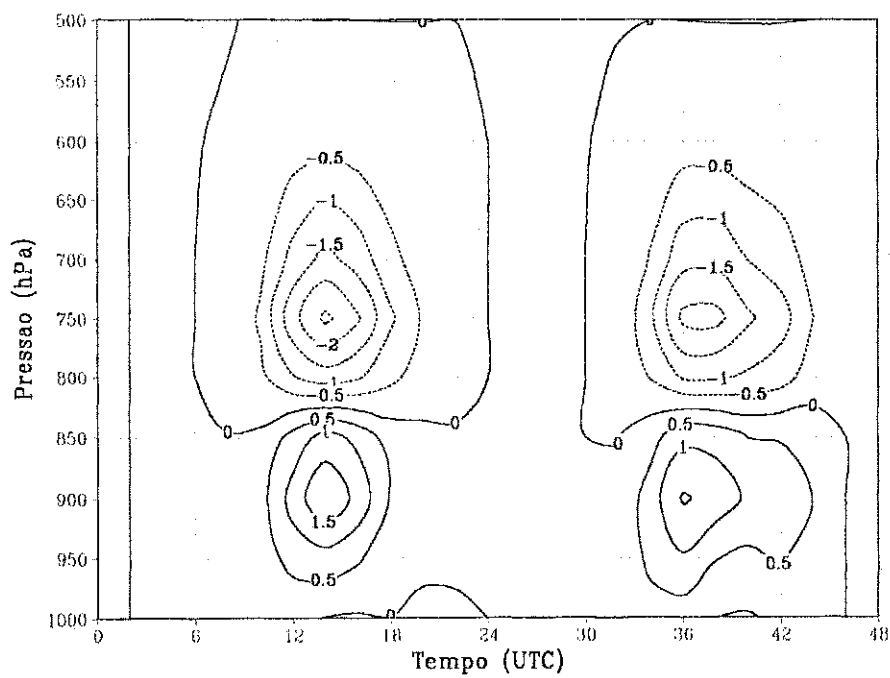


Figura 4.29 – Diferença média entre as tendências de temperatura (Kdia^{-1}) dos experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo da integração.

Nas Figuras 4.30 e 4.31 tem-se a diferença média da tendência de umidade específica, para os experimentos já citados. Pode-se ver que à medida em que se diminui o valor de TCAPE, em relação ao padrão, tem-se uma intensificação dos núcleos de secagem e de umedecimento. Em adição, vê-se que quanto menor for o valor de TCAPE maior será a intensificação desses núcleos. Conclui-se, portanto, que o valor de TCAPE no esquema tem influência na retirada e na reposição de vapor d'água na atmosfera pela convecção rasa nos núcleos de secagem e umedecimento.

Nas Figuras 4.32 e 4.33 são mostradas a diferença média de temperatura potencial dos experimentos realizados com modificações no valor de TCAPE (ECRT1 e ECRT2) em relação ao controle (EXPCR). À medida em que o valor de TCAPE diminui, tem-se uma intensificação do aquecimento, nas regiões próximas à base das nuvens, e do resfriamento nas regiões superiores. Mais uma vez observa-se que o valor de TCAPE é importante no esquema de convecção rasa, pelo fato de, neste caso, intensificar cada vez mais os núcleos de aquecimento e resfriamento à medida que seu valor diminui. Isso implica que, do ponto de vista de calibração do esquema no modelo, um maior efeito de instabilização da atmosfera por cúmulos rasos pode ser conseguido através da diminuição de TCAPE.

Nas Figuras 4.34 e 4.35 tem-se a diferença média da razão de mistura. A comparação dessas figuras mostra que modificações no valor de TCAPE implicam em mudanças nos campos de razão de mistura, ou seja, de modo geral tem-se uma intensificação dos núcleos de secamento e umedecimento. Quanto menor for o TCAPE maior será a intensificação desses núcleos próximo às nuvens. Outro ponto a ser discutido nesse caso é que, com essas modificações no valor de TCAPE, houve um umedecimento bem próximo à superfície (mais pronunciado na Figura 4.35). Esse aumento de umidade não está diretamente relacionado a uma aumento de evaporação, conforme será visto adiante. Contudo, por se tratar de um estudo em uma área definida, esse aumento pode ser resultado de advecção.

Evidentemente, existe uma grande diferença entre os resultados desta seção e os da 4.21. Na seção anterior, foi mostrado que variações na taxa de entranhamento produzem um impacto mais sutil na configuração da estabilidade da atmosfera. Por outro lado, variações na maneira de se calcular TCAPE têm forte impacto na configuração dos perfis verticais de temperatura e de razão de mistura. Será visto, na seqüência, como isso afeta a precipitação e o balanço de energia à superfície.

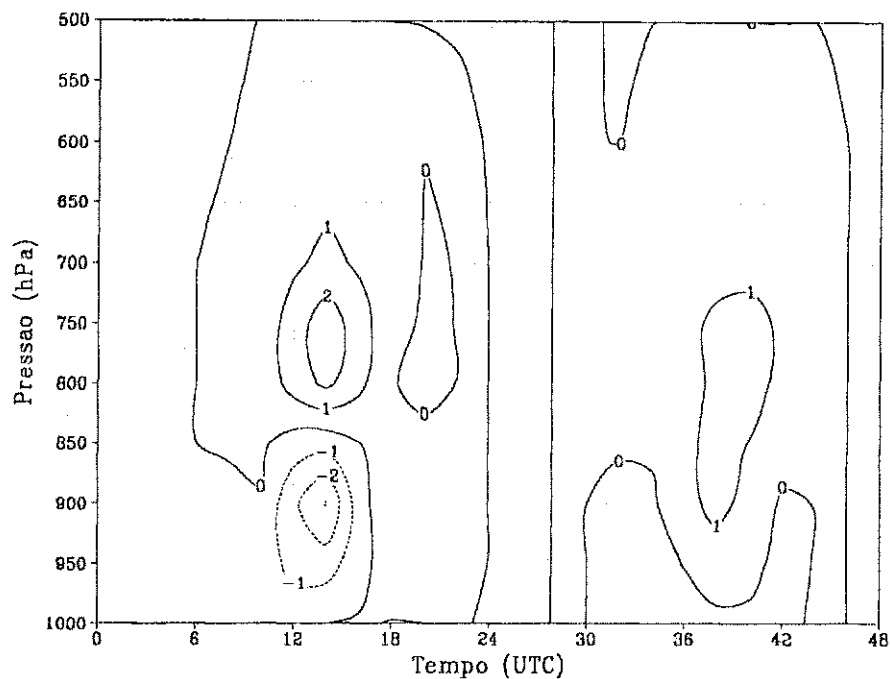


Figura 4.30 – Diferença média entre as tendências de umidade específica ($\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$) dos experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo da integração.

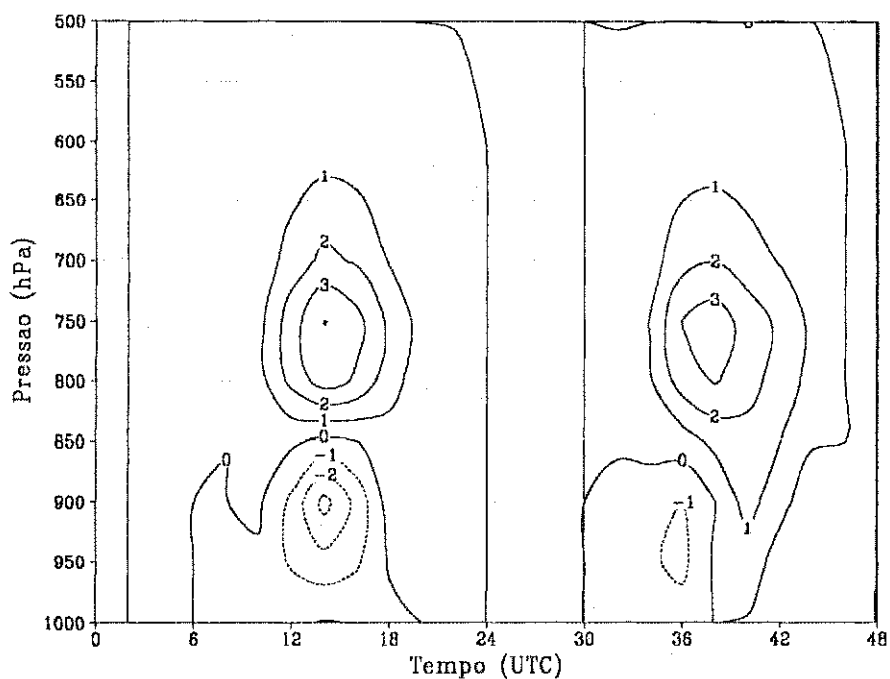


Figura 4.31 – Diferença média entre as tendências de umidade específica ($\text{gkg}^{-1}\text{dia}^{-1}$) dos experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo da integração.

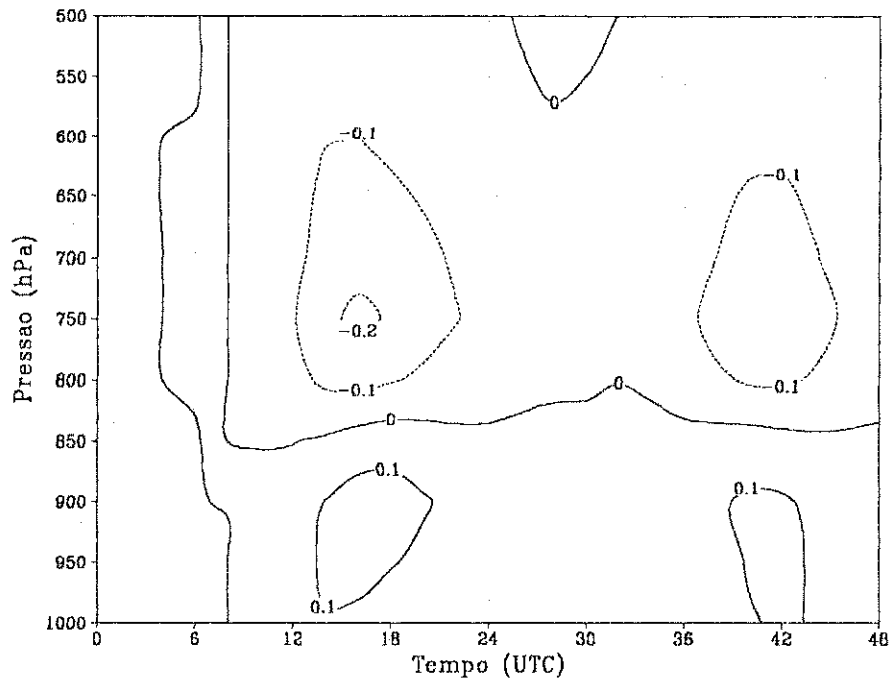


Figura 4.32 – Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

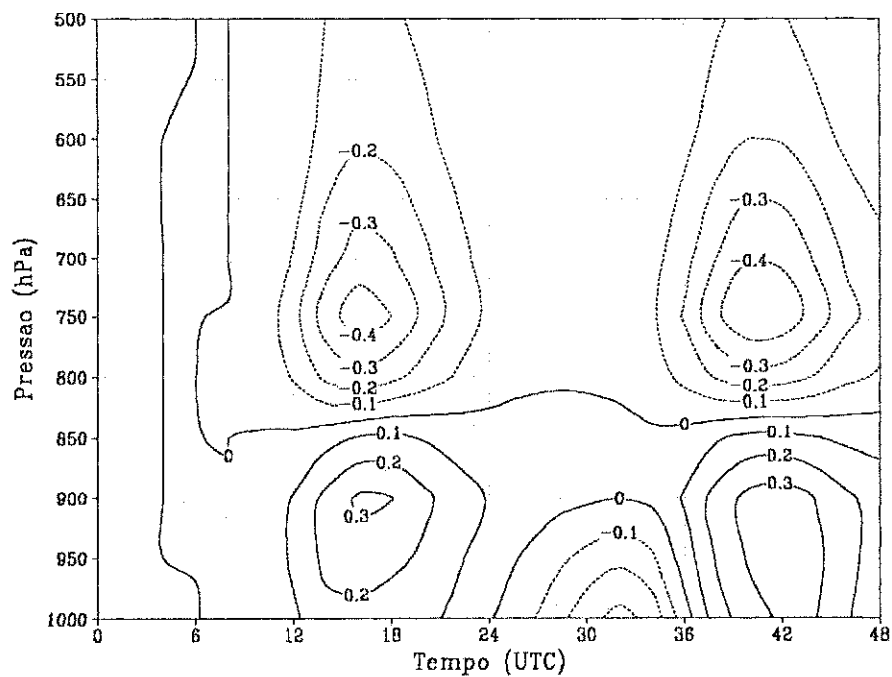


Figura 4.33 – Diferença da média de temperatura potencial (K) entre os experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

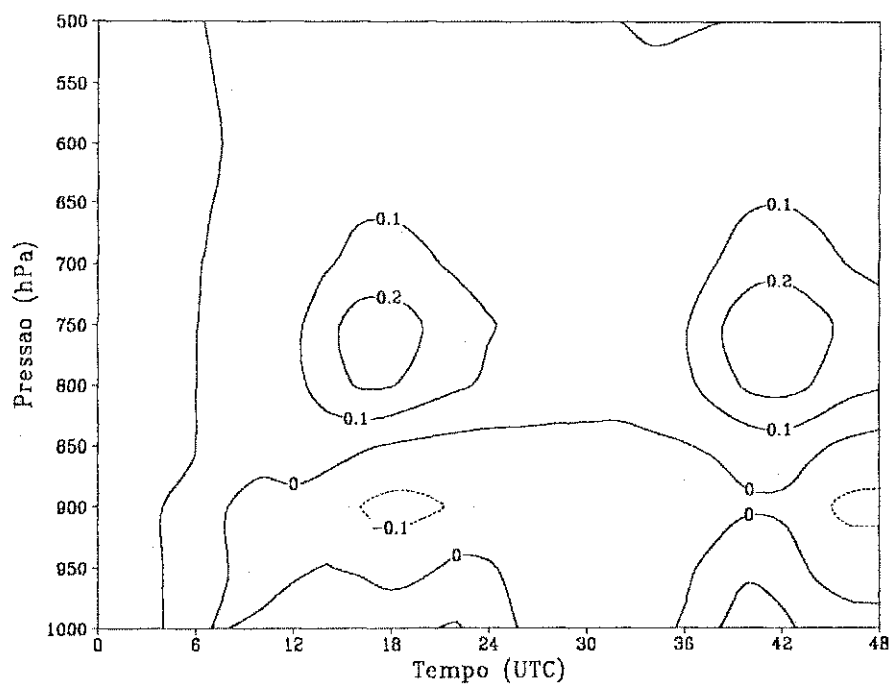


Figura 4.34 – Diferença da média de razão de mistura (gkg⁻¹) entre os experimentos ECRT1-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

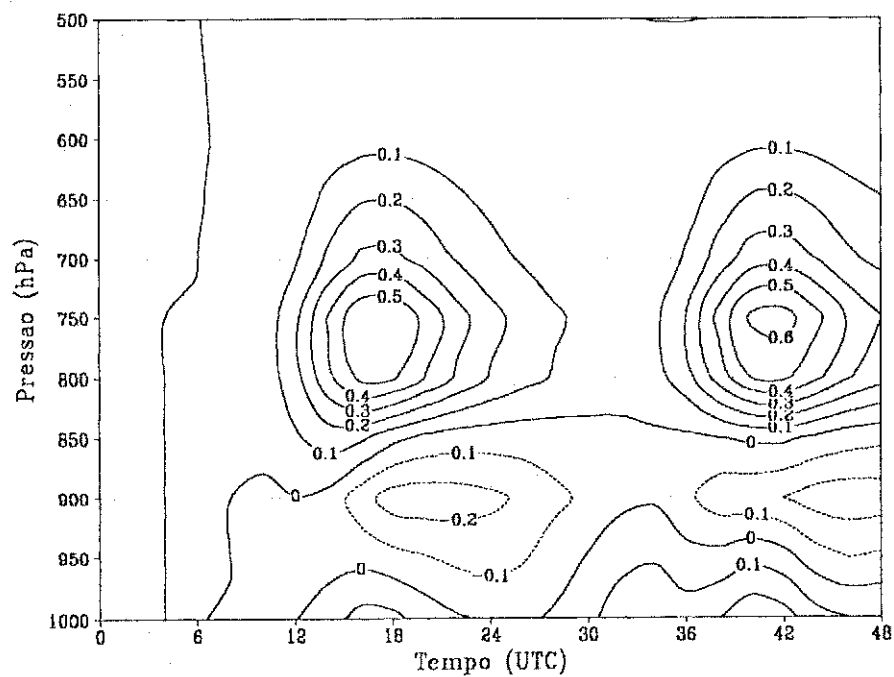


Figura 4.35 – Diferença da média de razão de mistura (gkg⁻¹) entre os experimentos ECRT2-EXPCR, ao longo das 48 horas de integração do modelo.

Comparou-se a diferença média da precipitação convectiva acumulada, da taxa de precipitação convectiva, da radiação de onda curta e de onda longa à superfície e do fluxo de calor latente nos experimentos EXPC3 e EXPC4 com o EXPC0 a fim de se observar o impacto das modificações nessas quantidades. Nas figuras seguintes EXPC3 é representado pela linha com círculo aberto, EXPC4 com quadrado fechado e EXPC0 com linha pontilhada.

Com relação à precipitação convectiva acumulada, mostrada na Figura 4.36, pode-se observar que ao longo da integração do modelo, as modificações no valor de TCAPE refletem-se em uma diminuição nos valores da precipitação convectiva acumulada e que, quanto menor o TCAPE, menor será a quantidade de precipitação acumulada. Embora o valor de TCAPE, da forma como é usado no esquema, não tenha uma implicação direta na quantidade de precipitação, uma diminuição do seu valor reduz a precipitação assim como acontece com convecção profunda.

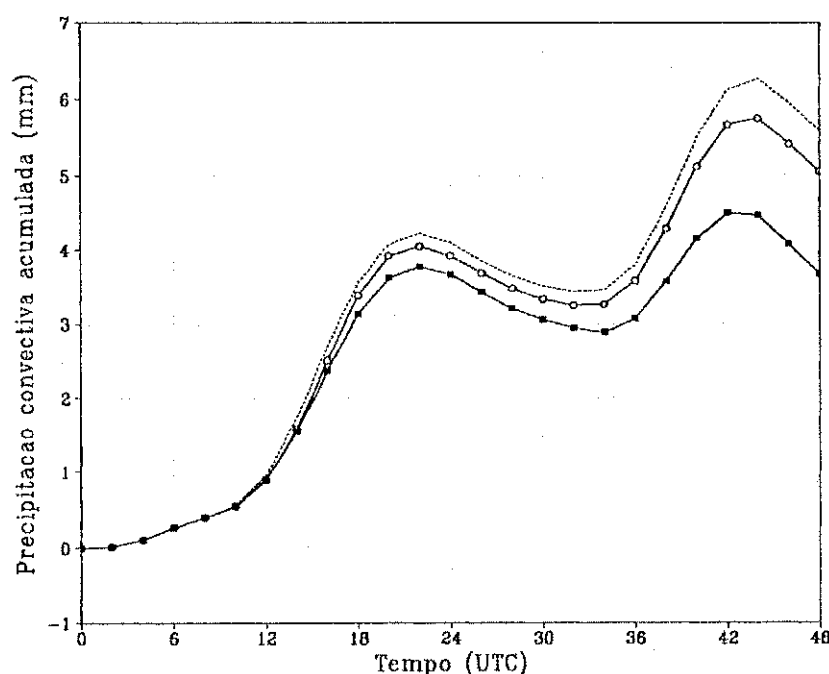


Figura 4.36 – Diferença média da precipitação acumulada (mm) para EXPC0 (linha tracejada), EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).

Com relação à diferença média da taxa de precipitação convectiva, mostrada na Figura 4.37, pode-se verificar que, em geral, houve uma diminuição dos valores, mas quando comparadas as curvas que representam os experimentos modificados (EXPC3 e EXPC4),

pode-se ver que diminuindo-se o valor de TCAPE tem-se uma atenuação na taxa de precipitação convectiva concordando com o visto anteriormente para a precipitação acumulada.

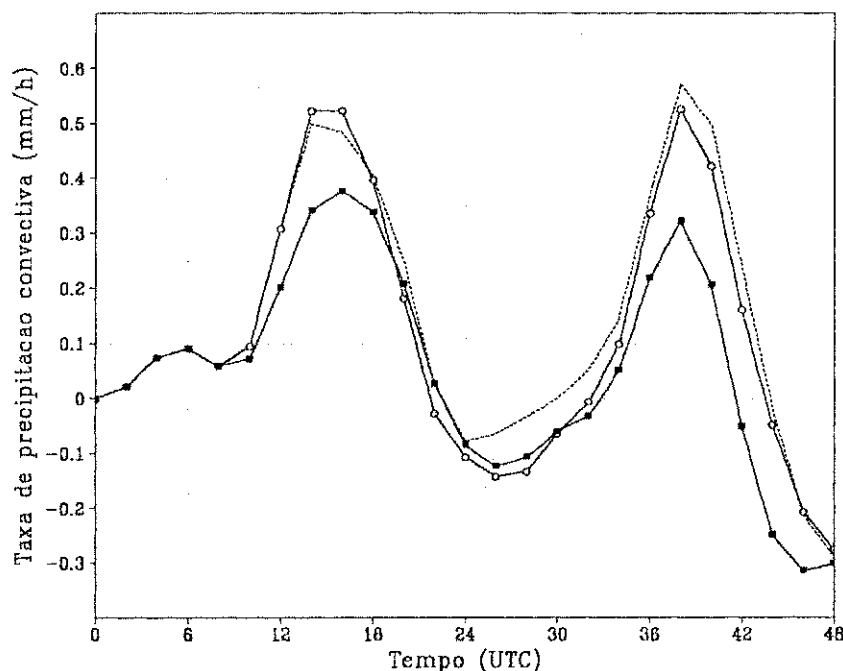


Figura 4.37 – Diferença média da taxa de precipitação (mmh^{-1}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).

Na Figura 4.38, tem-se a diferença média da quantidade de radiação de onda curta à superfície. Pode-se verificar que as curvas dos experimentos EXPC0 e EXPC3 são bem aproximadas. Isso mostra que ao se fazer $TCAPE = 1,5 CAPE$, o impacto sobre o perfil de temperatura e umidade não acarretará mudanças na quantidade de radiação de onda curta à superfície. Porém, a curva referente ao experimento EXPC4 mostra uma diminuição nos valores encontrados de radiação de onda curta à superfície. Isso é uma consequência da redistribuição de calor e umidade que a convecção rasa faz na atmosfera e que aumenta a absorção de radiação solar.

A Figura 4.39 mostra que as modificações realizadas no valor de TCAPE acarretam um aumento da quantidade de radiação de onda longa à superfície, e que quanto menor for TCAPE valor maior será essa quantidade. Isso ocorre porque a atmosfera em baixos níveis está mais úmida no experimento EXPC4, o que aumenta a absorção atmosférica e a reemissão.

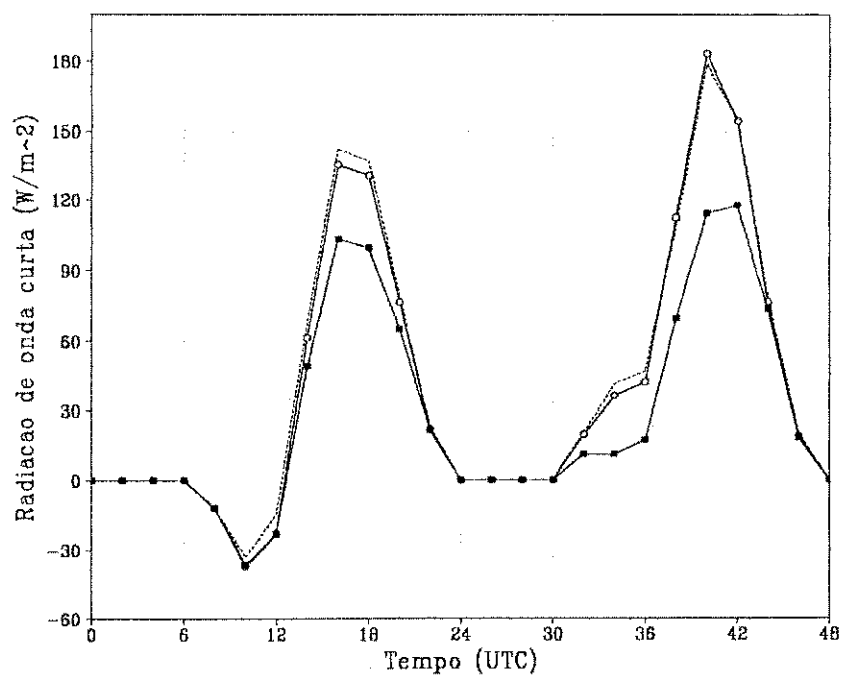


Figura 4.38 – Diferença média da radiação de onda curta (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).

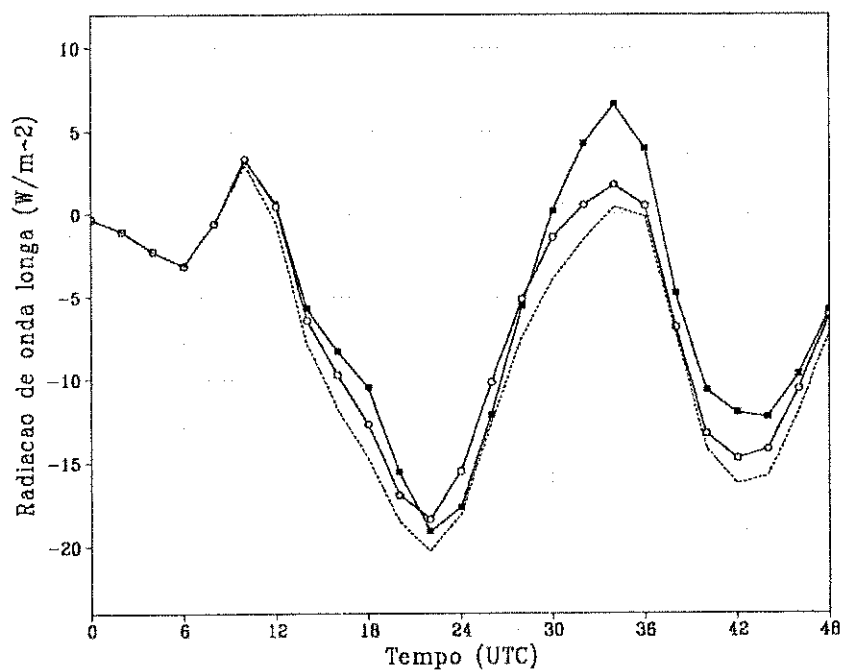


Figura 4.39 – Diferença média da radiação de onda longa (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).

A diferença média no fluxo de calor latente é mostrada na Figura 4.40. Quando se comparam os experimentos observa-se que no experimento modificado (EXPC3) não há mudanças significativas nos valores médios do fluxo de calor latente em relação ao controle (EXPC0). Porém, no outro experimento (EXPC4), existem mudanças significativas nos valores do fluxo de calor latente. Isso é consequência da diferença no balanço de radiação de onda curta. Note-se que a diferença de evaporação é menor para EXPC4, o que justifica o que foi afirmado antes: de que o aumento de umidade que se observa em baixos níveis não provém de evaporação local. Pelo contrário, talvez a diminuição de evaporação observada no experimento ECRT2 seja resultado de a atmosfera estar mais úmida próximo à superfície.

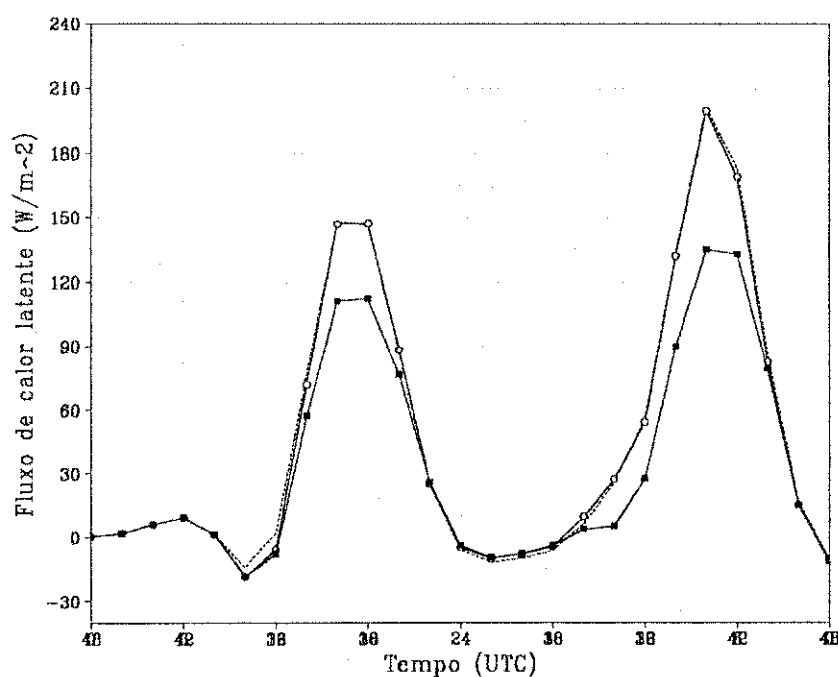


Figura 4.40 – Diferença média do fluxo de calor latente (Wm^{-2}) para EXPC0 (linha tracejada); EXPC3 (círculo aberto) e EXPC4 (quadrado fechado).

4.2.3 Fluxo de Massa Convectivo, TCAPE e Eficiência Termodinâmica

Como último ponto desse trabalho serão comparados os campos médios dos fluxos de massa convectivo, do TCAPE e da eficiência termodinâmica, para os cinco experimentos realizados com o modelo contendo a parametrização da convecção de cúmulos rasos. São eles: EXPCR, ECRZ1, ECRZ2, ECRT1, ECRT2. As figuras têm os seguintes símbolos: EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos). O experimento EXPCR é usado como referência porque foi através dele que se testou a sensibilidade do modelo à implementação do esquema de convecção rasa, na seção 4.1.

Na Figura 4.41, tem-se a comparação do fluxo de massa convectivo médio para os cinco casos. Pode-se verificar que, ao longo das 48 horas de integração, apenas um experimento produziu fluxo de massa convectivo com valores menores que o padrão. Esse experimento foi o ECRZ2 (experimento com menor entranhamento para produzir nuvens mais profundas), as demais curvas obtiveram valores acima do referencial padrão.

Isso implica que um maior fluxo de massa convectivo (em relação ao que foi considerado padrão) pode ser obtido através de um aumento da taxa de entranhamento, que produz nuvens mais rasas, ou através de uma diminuição em TCAPE. Sobre a diminuição em TCAPE, maiores detalhes serão discutidos mais adiante. O fato de a diminuição no entranhamento ter produzido o menor fluxo de massa significa que o aumento que isso causa na eficiência termodinâmica é menor do que o aumento no valor de CAPE (ou de TCAPE), conforme será mostrado nas Figuras 4.42 e 4.43.

A Figura 4.41 mostra que, dependendo da escolha de TCAPE e da taxa de entranhamento, pode-se obter valores em um intervalo cujo maior valor chega a ser o dobro do menor. Isso mostra que há um grande intervalo de ajuste no qual pode-se tentar obter valores mais realísticos de calibração do modelo. Contudo alguns resultados são bastante similares. Por exemplo: aumentar a taxa de entranhamento para se obter nuvens mais rasas produz sobre o fluxo um efeito muito parecido com o de fazer-se $TCAPE = 1,5 CAPE$, tanto que os valores máximos do fluxo nesses dois casos se invertem do primeiro para o segundo dia.

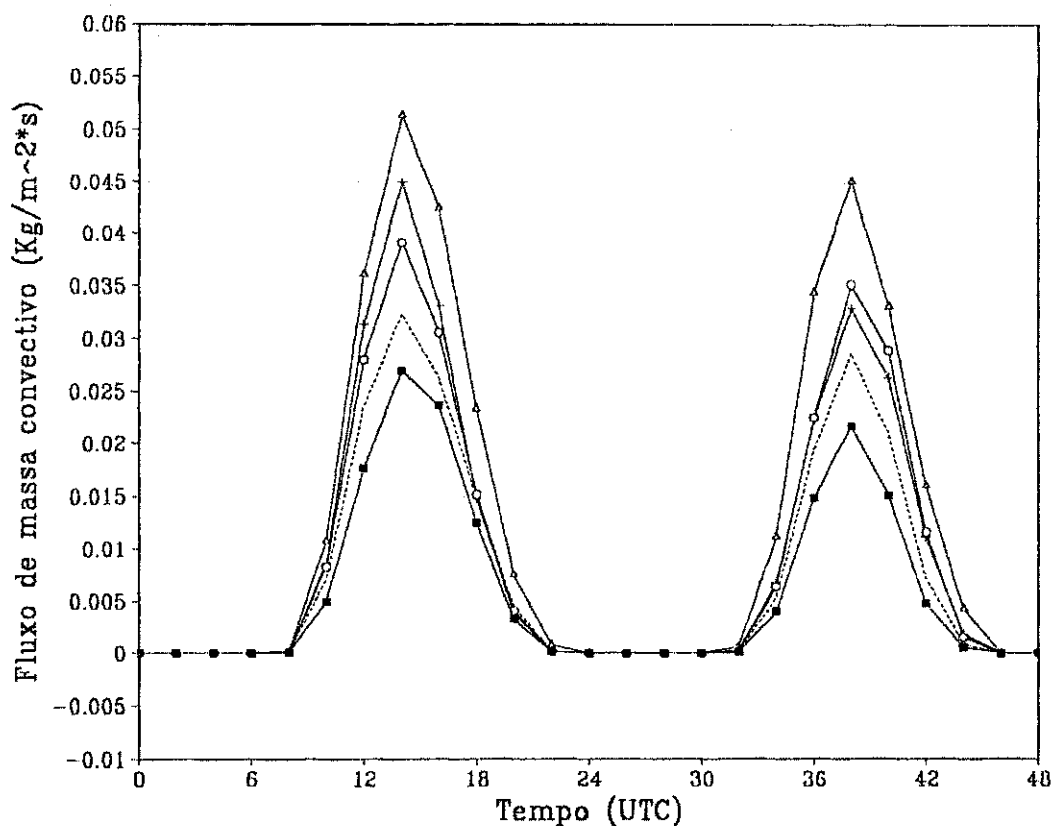


Figura 4.41 – Fluxo de massa convectivo médio ao longo da integração ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).

A evolução do campo médio de TCAPE é mostrada na Figura 4.42. Pode-se observar o inverso do encontrado para o fluxo de massa convectivo, ou seja, uma única curva (ECRZ2) tem valores acima do referencial, e nas outras curvas valores menores. Isso mostra que o valor de TCAPE é muito importante na Equação 17 e é o principal modulador do valor do fluxo de massa convectivo.

Enquanto na Figura 4.41 foi mostrado que o fluxo de massa convectivo dos experimentos ECRZ1 e ECRT1 são semelhantes, no caso de TCAPE, a Figura 4.42 mostra que, no primeiro dia, os valores são praticamente iguais nos experimentos ECRZ1 e ECRT2, mostrando que o efeito de aumento do entranhamento feito em ECRZ1 equivale a reduzir TCAPE pela metade. Isso, entretanto, não se observa no segundo dia.

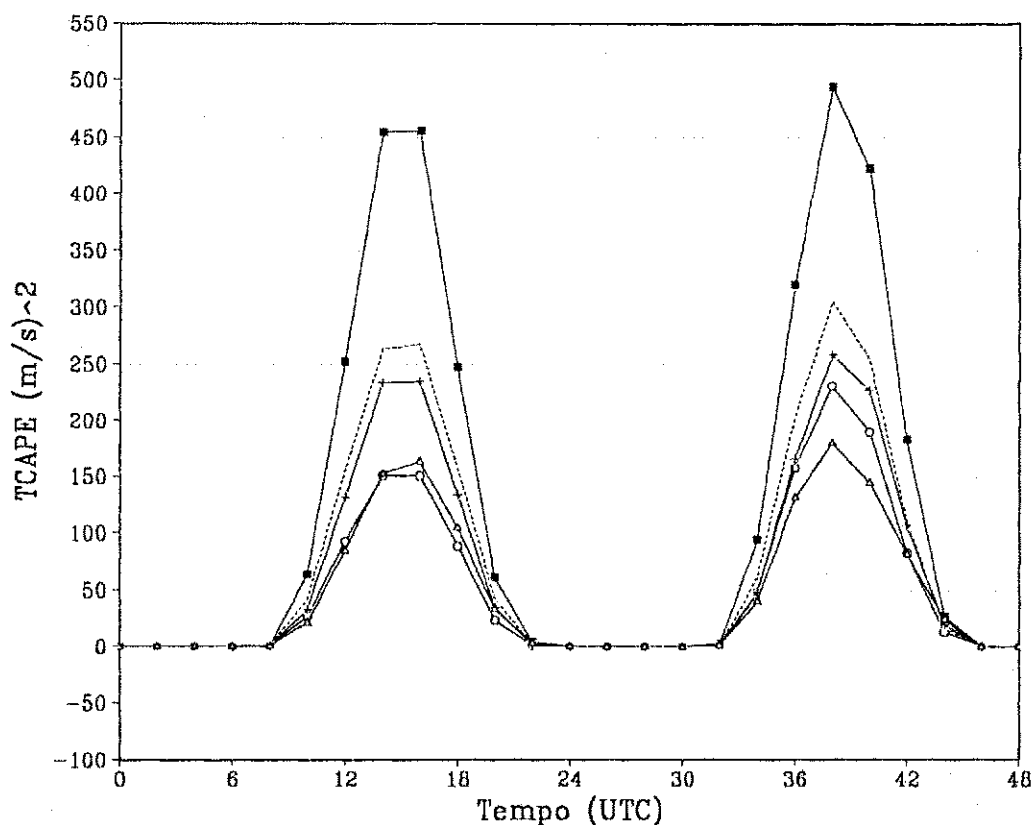


Figura 4.42 – TCAPE médio ao longo da integração (Jkg^{-1}) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).

A eficiência termodinâmica média, que é diretamente proporcional ao fluxo de massa convectivo médio [veja-se a Equação (17)], é mostrada na Figura 4.43. Pode-se verificar que, apenas no experimento ECRZ1 tem-se valores menores que os de referência (que têm a linha pontilhada). Isso acontece pelo fato de quanto mais rasa for a nuvem mais baixo será seu topo, e, de acordo com a Equação (16), haverá uma diminuição na temperatura do reservatório frio o que diminuirá o valor da eficiência termodinâmica. Já para o experimento ECRZ2 (quadrados fechados), acontece o contrário. As nuvens mais profundas implicam em valores da eficiência termodinâmica maiores que o padrão. Comparando-se os experimentos com alterações no valor de TCAPE, em relação ao padrão, observa-se que essas alterações não refletem-se em mudanças significativas no ciclo diurno médio da eficiência termodinâmica.

Portanto, a principal variável que determina o valor do fluxo é TCAPE. Há que se esperar, em virtude disso, que o valor de TCAPE possa ser determinado da forma mais precisa possível. Uma determinação precisa de TCAPE, entretanto, ainda é um assunto bastante controverso (Williams & Rennó, 1993).

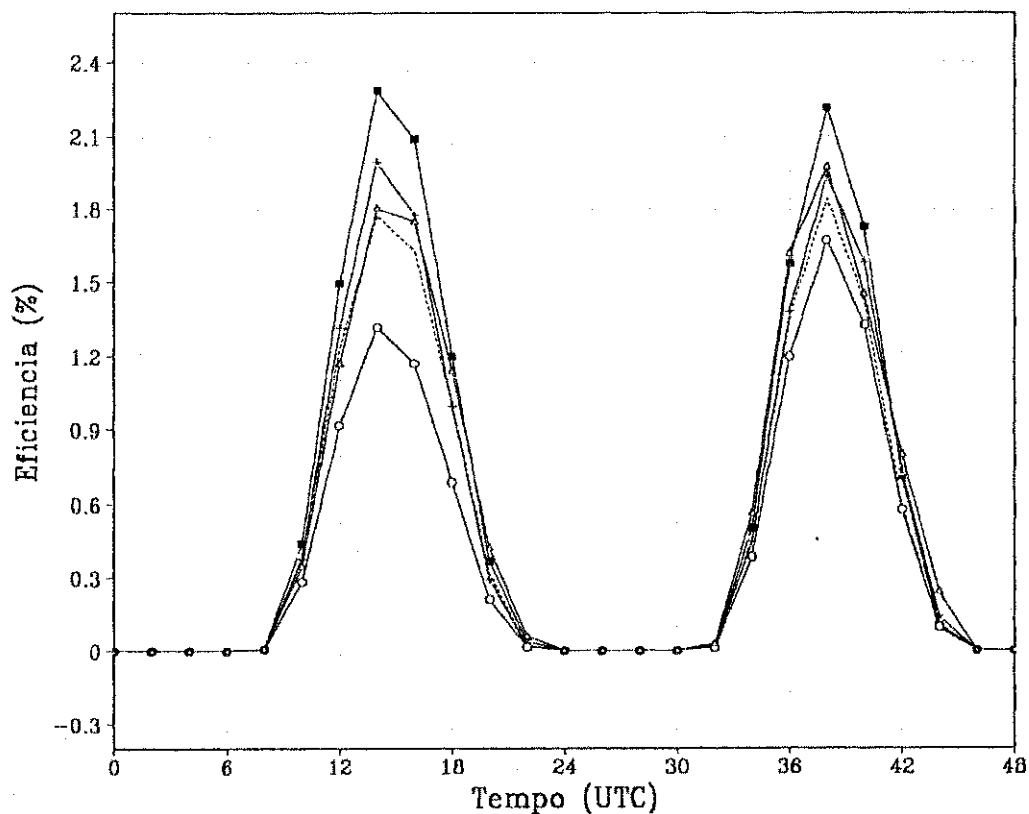


Figura 4.43 – Eficiência termodinâmica média ao longo da integração (%) para os experimentos EXPCR (linha tracejada), ECRZ1 (círculos abertos), ECRZ2 (quadrados fechados), ECRT1 (cruzes) e ECRT2 (triângulos abertos).

CAPÍTULO 5

5 CONCLUSÕES

Foram realizados experimentos utilizando-se a parametrização de cúmulos rasos desenvolvida por Souza (1999) e implementada no modelo RAMS, com o objetivo de se obter o impacto da convecção rasa no perfil termodinâmico da atmosfera. Além disso, a sensibilidade aos parâmetros do esquema foi testada, a fim de se conhecer as condições para as quais o modelo pode ser ajustado. Para isso foram realizados experimentos com modificações na espessura das nuvens, através da taxa de entranhamento de ar nas nuvens, e no valor de TCAPE, conforme descrição no Capítulo 3.

A implementação do esquema de cúmulos rasos causa um grande impacto nas simulações, alterando significativamente a estrutura vertical de temperatura e de umidade ao longo da integração do modelo. Isso é mais marcante à tarde e no início da noite, em resposta à ação dos cúmulos rasos, que têm seu máximo por volta do meio-dia local.

A quantidade de precipitação convectiva acumulada e a taxa de precipitação convectiva têm uma tendência a aumentar com a implementação do esquema de convecção rasa. Isso concorda com estudos observacionais e teóricos (Malkus, 1958; Yanai et al., 1973; Betts, 1973 e Tiedtke et al., 1988). Isso mostra que a convecção rasa, mesmo não causando precipitação diretamente, é um processo importante na determinação da quantidade de precipitação das nuvens convectivas profundas de acordo com o que foi proposto por Betts (1973) e Yanai et al. (1973).

Por outro lado, no balanço de radiação à superfície pode-se observar que o principal impacto causado pela convecção rasa ocorre no campo de radiação de onda curta. Isso mostra que a alteração imposta pela convecção rasa, na distribuição vertical de umidade, é tal que a quantidade de radiação solar absorvida diminui, aumentando a quantidade de radiação de onda curta que atinge a superfície.

O balanço de radiação de onda longa apresenta uma diminuição durante o dia e, pouco antes do início da convecção rasa, apresenta valores similares aos do experimento sem a parametrização de convecção. Isso ocorre porque, durante o dia, os cúmulos rasos deixam a atmosfera mais fria causando menos emissão. No final da noite, mais de doze horas após o impacto máximo da convecção rasa, os campos de temperatura e de umidade são similares nos experimentos com e sem a parametrização de convecção, o que explica a pouca diferença no balanço de radiação de onda longa, antes do início da convecção rasa do dia seguinte.

Como resultado do balanço de radiação à superfície, ocorre um grande aumento no fluxo de calor latente proveniente da superfície. Isso implica que o excesso de radiação é usado, quase que totalmente, para aumentar a evaporação, o que aumenta o forçante para convecção úmida. Isso explica o porquê do grande aumento que ocorre na precipitação convectiva.

De modo geral a modificação na espessura das nuvens (através da taxa de entranhamento) tem influência direta na intensificação ou atenuação dos perfis dos ciclos médios das tendências de temperatura e de umidade, e nas distribuições verticais de temperatura e de razão de mistura. Porém, o modelo tende a ser mais sensível a variações no entranhamento que produzam nuvens mais rasas, enquanto que tende a ser menos sensível a variações que produzam nuvens mais profundas. A variação no entranhamento do ar nas nuvens não afeta significativamente o fluxo de calor latente à superfície, que é o principal forçante convectivo (para convecção saturada).

Modificações no valor de TCAPE intensificam as áreas de aquecimento e resfriamento e os núcleos de secagem e de umedecimento. Quanto menor o valor de TCAPE maior será a intensificação. Conclui-se, portanto, que o valor de TCAPE é importante no esquema de convecção rasa, pelo fato de intensificar ou atenuar os núcleos de aquecimento e resfriamento à medida que seu valor diminui ou aumenta produzindo um maior efeito de estabilidade ou instabilidade da atmosfera por cúmulos rasos.

As modificações no valor de TCAPE refletem-se em uma diminuição nos valores da precipitação convectiva acumulada e na taxa de precipitação convectiva acumulada. Quanto menor o TCAPE menor será a quantidade de precipitação acumulada.

Comparando-se o fluxo convectivo médio, o TCAPE e a eficiência termodinâmica, conclui-se que um maior fluxo de massa convectivo pode ser obtido através de um aumento da taxa de entranhamento, que produz nuvens mais rasas, ou através de uma diminuição em TCAPE. Isso mostra que TCAPE é muito importante na Equação 17 e é o principal modulador do valor do fluxo de massa convectivo.

Com respeito à eficiência termodinâmica média, que é diretamente proporcional ao fluxo de massa convectivo médio (veja-se a Equação 17), pode-se concluir que quanto mais rasa for a nuvem menor será a eficiência termodinâmica e que mudanças no valor de TCAPE não se refletem em alterações significativas no ciclo médio da eficiência termodinâmica.

Algumas questões surgiram ao longo deste trabalho e são deixadas aqui como sugestões para futuros trabalhos

Como a umidade inicial do solo em todos os experimentos foi de 80 %, seria interessante testar-se o impacto da convecção rasa sobre a precipitação convectiva, a partir de integrações nas quais o solo do modelo estivesse inicialmente mais seco.

A suposição de que TCAPE é uma função de CAPE é razoável. Entretanto, é possível calcular-se TCAPE de forma mais precisa a partir de uma definição mais clara do perfil da

parte descendente do ambiente. Com isso, pode-se reduzir a incerteza relacionada à determinação de uma importante variável do esquema.

Uma vez que a implementação do esquema de convecção rasa causou um impacto apreciável sobre o balanço de radiação à superfície e um efeito importante que não está sendo considerado é a redução da quantidade de radiação que é atenuada devido à presença física das nuvens convectivas, seria interessante que se incorporasse o efeito da interação da cobertura de cúmulos rasos com a radiação de onda longa e a radiação de onda curta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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**. vol. 43, 2443-2462, 1986.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the larger-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol 31, 674-701, 1974.
- BETTS, A. K. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. Vol. 99, 178-196, 1973.
- BETTS, A. K. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 32, 1934-1945, 1975.
- BETTS, A. K. Mixing line analysis of clouds and cloudy boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 42, 2751-2763, 1985.
- BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. vol. 112, 677-691, 1986.
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air mass data set. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 112, 693-709, 1986.
- CAVALCANTI, E. P. **Teor e transporte de vapor d'água na atmosfera do Nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado, CDRN-CCT-UFPB, 112P., 2001.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud Dynamics**. Academic Press. Inc., San Diego, 883pp, 1989.
- CHEN, F.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**. vol. 25, 289-321, 1983.

- ✧ DEARDORFF, J. W. Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 27, 1211-1213, 1970.
- ✧ ESBENSEN, S. Bulk thermodynamic effects and properties of small tropical cumuli. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 35, 826-837, 1978.
- ✧ GREGORY, D.; ROWNTREE, P. R. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. **Monthly Weather Review**. vol. 118, 1483-1506, 1990.
- ✧ HAIDEN, T. Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**. Vol. 53, 3164-3167, 1996.
- ✧ KRISHNAMURTI, T. N.; KANAMITSU, M.; GODBOLE, R.; CHANG, C. B.; CARR, F.; CHOW, J. Study of a monsoon depression (II). Dynamical structure. **Journal of the Meteorological Society**. Vol. 54, 208-225, 1976.
- ✧ KUO, H.-L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 22, 40-63, 1965.
- ✧ KUO, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 31, 1232-1240, 1974.
- ✧ LAMONTAGNE, R. G.; TELFORD, J. W. Cloud top mixing in small cumuli. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 40, 2148-2156, 1983.
- ✧ LUCENA, D. B. **Influência da temperatura da superfície do mar próximo à costa leste na precipitação do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado. DCA-CCT-UFPB. 56p., 2001.
- ✧ MANABE, S.; STRICKLER, R. F. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 21, 361-385, 1964.
- ✧ MALKUS, J. S. On the structure of the trade wind moist layer. Papers. **Physics and Oceanography Meteorology**. vol. 13, No. 2, 47p., 1958.

- ✓ MINNIS, P.; E.F. HARRISON. Diurnal variability of regional cloud and clear-sky radiative parameters derived from GOES data. Part II: November 1978 cloud distributions. **Journal of Climate and Applied Meteorology**. vol. 23, 1012-1031, 1984.
- ✓ MOLINARI, J. A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical models. **Monthly Weather Review**. vol. 110, 1527-1533, 1982.
- ✓ 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 parameterization: Results of one-and three-dimensional integrations. **Monthly Weather Review**. Vol. 113, 485-501, 1985.
- ✓ NITTA, T. Observational determination of cloud mass flux distributions **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 32, 73-91, 1975.
- ✓ PALUCH, I. R. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 36, 2467-2478, 1979.
- ✓ 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**. vol. 49, 69-91, 1992.
- ✓ RENNO, N. O.; WILLIAMS, E. R. Quasi-Lagrangian measurements in convective boundary layer plumes and their implications for calculation of CAPE. **Monthly Weather Review**. vol. 123, 2733-2742, 1995.
- ✓ RENNO, N.O. and INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 53, 572-585, 1996.
- ✓ RIEHL, H.; MALKUS, J. S. On the heat balance in the equatorial trough zone. **Geophysica**. Vol. 6, 503-538, 1958.
- ✓ SIEBESMA, A. P.; CUIJPERS, J.W.M. Evaluation of parametric assumptions for shallow cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**. vol. 52, 650-666, 1995.

- SOUZA, E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica.** Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 121 p., 1999.
- SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences.** vol. 57, 2915-2922, 2000.
- SQUIRES, P. Penetrative downdraughts in cumuli. **Tellus.** vol. 10, 381-389, 1958.
- STULL, R. B. A fair-weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layer studies. **Journal of Climate and Applied Meteorology.** vol. 24, 49-56, 1985.
- TELFORD, J. W. Turbulence, entrainment and mixing in cloud dynamics. **Pure and Applied Geophysics.** vol. 113, 1067-1084, 1975.
- TIEDTKE, M.; HECKLEY, W.A.; SLINGO, J. Tropical forecasting at ECMWF: On the influence of physical parameterization on the mean structure of forecasts and analyses. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.** vol. 114, 639-664, 1988.
- TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review.** vol. 117, 1779-1800, 1989.
- WILDE, N. P.; STULL, R. B. and ELORANTA, E. W. The LCL zone and cumulus onset. **Journal of Climate and Applied Meteorology.** vol. 24, 640-657, 1984.
- WILLIAMS, E.; RENNÓ, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review.** vol. 121, 21-36, 1993.
- 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.** vol. 30, 611-627, 1973.
- YANAI, M.; CHU, J. -H.; STARK, T. E.; NITTA, T. Response of deep and shallow tropical maritime cumuli to large-scale processes. **Journal of the Atmospheric Sciences.** vol. 33, 976-991, 1976.

APÊNDICE

Na Figura A1 tem-se a distribuição de precipitação acumulada observada nos dois primeiros dias de março de 1986, nos Estados: Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Pode-se notar que próximo à costa leste e na parte do interior do Nordeste a precipitação tem núcleos com valores variando de 20 a 40mm, com uma faixa intermediária onde a precipitação alcançou valores acima do 40 mm (atingindo 80 mm em alguns pontos) e na parte Norte do Nordeste os núcleos atingiram valores acima de 40mm. Quando se compara essa figura com a Figura 4.1 (no capítulo 4) observa-se que o modelo representou razoavelmente bem a distribuição de precipitação observada nesse período, embora não tenha sido capaz de simular realisticamente a contribuição dos eventos que produziram precipitações elevadas.

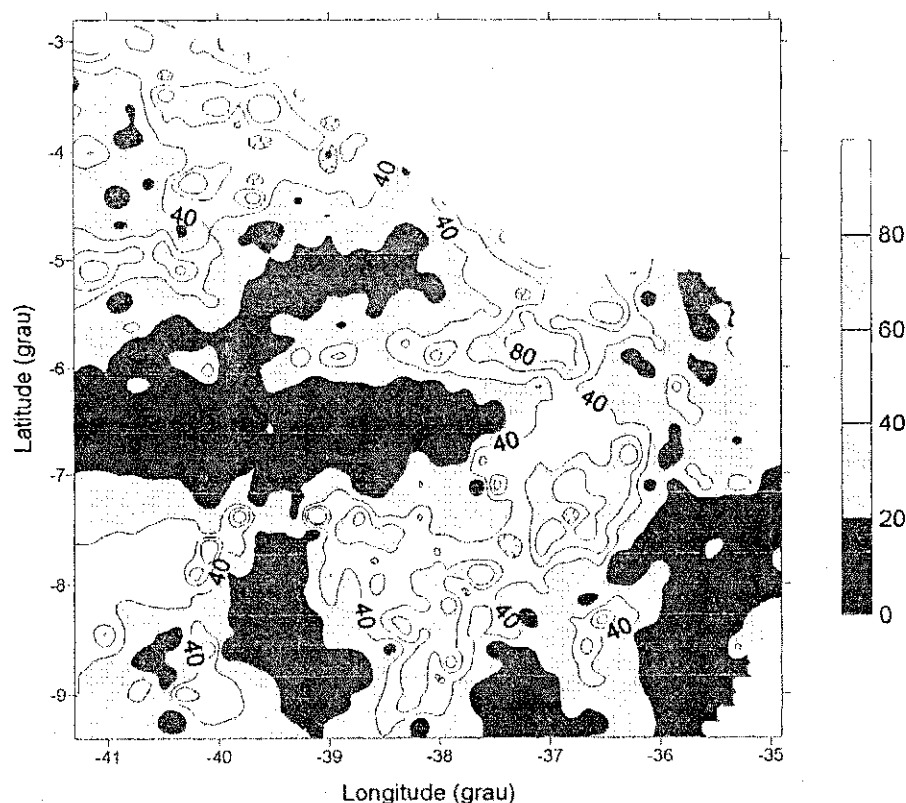


Figura A1 – Distribuição de precipitação observada (mm) nos dois primeiros dias de março de 1986, nos Estados: Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco.

As Figuras A2 e A3 apresentam os campos do vento em baixos e altos níveis (900 e 200 hPa), respectivamente, às 12 h (hora local) do dia 02 de março de 1986. Pode-se verificar que a circulação em baixos níveis, na região em estudo, apresentava uma convergência próximo ao litoral, o que explica boa parte da precipitação naquela área. Já

em altos níveis, vê-se a presença de um vórtice ciclônico próximo à região central do Estado da Bahia que explica parte da precipitação ocorrida na área do Vale do São Francisco.

Na Figura A4 tem-se a representação da topografia da região usada na integração do modelo. Pode-se ver que boa parte da distribuição de precipitação simulada pelo modelo está relacionada ao relevo da região.

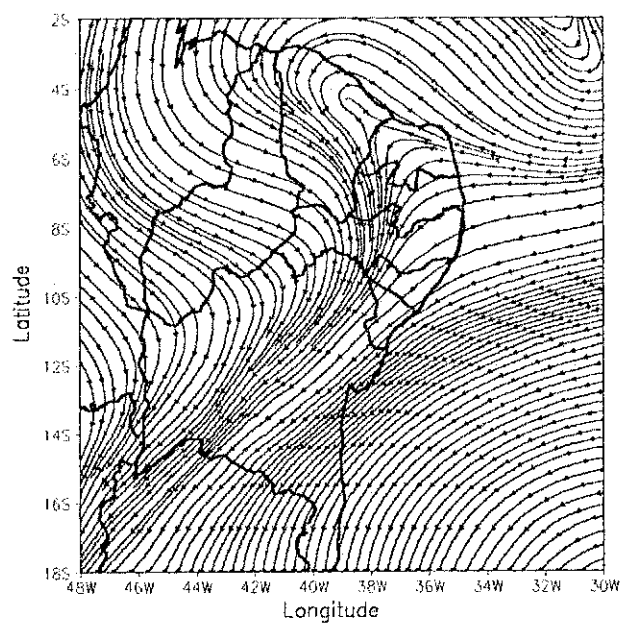


Figura A2 – Linhas de Corrente em 900 hPa, às 12 h, do dia 02 de março de 1986.

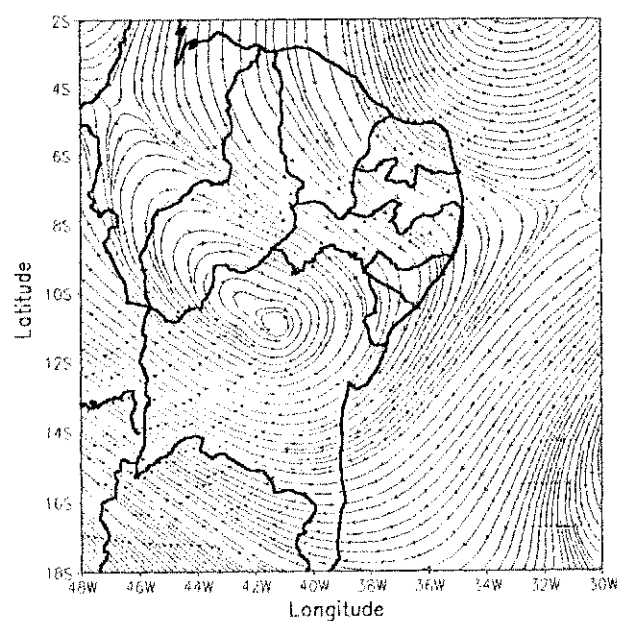


Figura A3 – Linhas de Corrente em 200 hPa, às 12 h, do dia 02 de março de 1986.

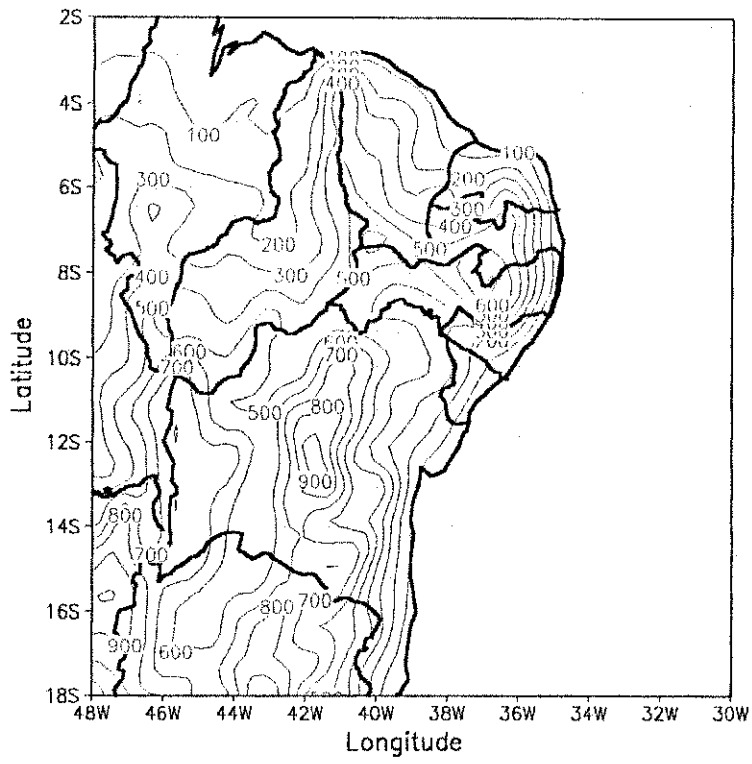


Figura A4 – Topografia do Nordeste utilizada no modelo.