



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16582-TDI/1571

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CICLO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO SOBRE A BACIA AMAZÔNICA DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA

Cláudio Moisés Santos e Silva

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Saulo Ribeiro de Freitas, e Ralf Gielow , aprovada em 10 de agosto de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/07.23.15.02>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16582-TDI/1571

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DO CICLO DIÁRIO DE PRECIPITAÇÃO SOBRE A BACIA AMAZÔNICA DURANTE A ESTAÇÃO CHUVOSA

Cláudio Moisés Santos e Silva

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Saulo Ribeiro de Freitas, e Ralf Gielow , aprovada em 10 de agosto de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/07.23.15.02>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Si38si Silva, Cláudio Moisés Santos e.
Simulação numérica do ciclo diário de precipitação sobre a bacia amazônica durante a estação chuvosa / Cláudio Moisés Santos e Silva. – São José dos Campos : INPE, 2009.
180 p. ; (INPE-16582-TDI/1571)

Tese (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadores : Drs. Saulo Ribeiro de Freitas, e Ralf Gielow.

1. Modelo regional. 2. BRAMS. 3. Radar meteorológico. 4. Variabilidade intrasazonal. 5. Parametrização convectiva. I.Título.

CDU 551.509.313.42 (811)

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

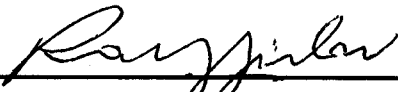
Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. Carlos Frederico de Angelis


Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

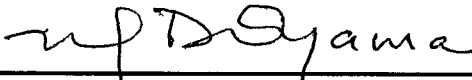
Dr. Ralf Gielow


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

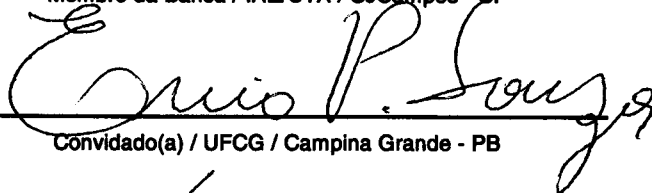
Dr. Saulo Ribeiro de Freitas


Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

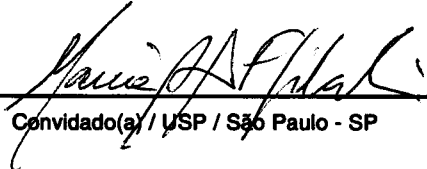
Dr. Marcos Daisuke Oyama


Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Ênio Pereira de Souza


Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias


Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Cláudio Moisés Santos e Silva

São José dos Campos, 10 de agosto de 2009

E assim, depois de muito esperar, num dia como outro qualquer, decidi triunfar...
Resolvi não esperar as oportunidades e sim eu mesmo buscá-las...
Descobri que meu único e maior rival era as minhas próprias limitações e que enfrentá-las
seria a única e melhor forma de as superar...
Naquele dia, aprendi que os sonhos existem para tornar-se realidade.
E desde aquele dia já não durmo para descansar... simplesmente durmo para sonhar.

Walt Disney

Dedico este trabalho a meu irmão, **Marcos Wesley**, que infelizmente deixou este mundo aos 16 anos de idade. Apesar de tão pouco tempo, “*Marquinhos*” ensinou-me que cada minuto é feito para se viver com um pouco de ingenuidade, muita coragem, muito amor e da forma mais intensa possível. Além disso, fez-me perceber que a vida terrena pode durar apenas 16 anos, mas o amor e a amizade verdadeira são sentimentos eternos!

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Saulo Ribeiro de Freitas que adotou a causa desta tese. Orientando-me de forma muito dedicada e competente, sendo para mim um exemplo de conduta profissional.

Ao Dr. Ralf Gielow pelo tempo dedicado em minha orientação.

Aos membros participantes da banca de avaliação.

Ao Carlos César Oliveira pelo suporte computacional dispensado aos alunos da PGMET.

À Lílían Escobar pelo carinho e enorme competência demonstrada durante o tempo que foi secretária da PGMET.

Ao corpo docente da PGMET do INPE, principalmente aos que tive o privilégio de ser aluno: Prakki Satyamurty, Gilberto Fisch, Julio Pablo Fernandez, Carlos Afonso Nobre, Ralf Gielow, Nelson de Jesus Ferreira, Regina Alvalá, Paulo Bonatti e Vadlamudi Brahmananda Rao.

Aos colegas de jornada no INPE, em especial a: Luis André, Daniele Ferreira, Tatiane Felinto, Kellen Lima, José Guilherme, Alessandro Michiles, Mateus Teixeira, Luciana Bassi, Serafim Barbosa e Glauber Mariano.

Ao Grupo de Modelagem da Atmosfera e suas Interfaces (GMAI): Dra. Karla Longo, Dr. Saulo Ribeiro de Freitas, Rafael Mello, Rafael Stokler, Marcelo Alonso, Gabriel Pereira, Daniela França, Nelson Filho, Judith Hoelzman, Ariane Frasoni e demais. Obrigado pelos excelentes debates e críticas construtivas, além da estrutura de trabalho muito profissional e eficiente.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ), pela bolsa concedida durante quatro anos do doutorado.

À minha mãe, Maria Lúcia Santos e Silva, a grande presença humana em minha vida, sendo a principal incentivadora e responsável por minha educação e apreço pelos estudos.

A meu pai, Claudionor Corrêa e Silva, por todo amor e confiança a mim dedicados. E principalmente por ser o meu maior exemplo de superação e dedicação.

A meus irmãos Cláudia Solange, Messias Santos, Carla Sue Ellen, Marcos Wesley (*in memoriam*), Mateus Santos e Lauro Magno, por serem meu aporte de amor, de amizade, de saudade e de exemplos. Obrigado pelo privilégio de ser uma pessoa tão cheia de defeitos, mas que pode dar-se ao luxo de ter irmãos tão maravilhosos.

À minha querida avó, Teresinha Rodrigues e minhas tias, Maria de Fátima e Maria Luciléia. Três mulheres essenciais em minha formação e pelas quais tenho muito amor e respeito.

Aos amigos de longa data: Anderson Andrade, Francilene Pantoja, Alípio Júnior e Heberton Rodrigues.

Aos queridos amigos: Nazareno (Torrão), Antônia Lobato, Anilo Moraes, Maria Valdirene, Daniel Lobato, David Lobato, Maria Antônia, Luciana Dias e Marinaldo Santos.

À minha esposa, Maria José Silva Lobato, que acredita e investe em nosso crescimento pessoal e profissional, estando junto comigo nas horas mais tristes e sendo a peça fundamental em todos os momentos de alegria. Eu te amo!

A meus filhos tão amados, Felipe Orfeu e Linda Ariadne, por me fazerem ver que o maior dos meus esforços é ínfimo diante da alegria que eles me dão em troca. Meus amores, sem vocês este momento jamais seria possível, muito obrigado!

RESUMO

Ciclo diário é o modo de variabilidade do clima que responde primariamente às forçantes de superfície. Modelos numéricos apresentam deficiência em simulá-lo principalmente sobre áreas continentais durante o verão. No caso da Bacia Amazônica, mostra-se que o máximo de precipitação simulado é adiantado em cerca de quatro horas relativamente às observações. Assim, a presente pesquisa enfatiza a importância da formulação da Função de Disparo de Convecção (FDC) na simulação do ciclo diário de precipitação sobre a Bacia Amazônica. Neste sentido, implementa-se uma nova FDC na parametrização convectiva em uso no modelo regional BRAMS. Sobre a região do experimento TRMM-LBA (Rondônia, SO da Amazônia), a versão original do modelo simula o máximo de precipitação às 1400 UTC (1000 HL). Após a implementação, o máximo simulado ocorre às 1800 UTC (1400 HL), enquanto as observações de um radar banda S mostram o máximo às 1900 UTC (1500 HL). Este resultado é função de dois fatores: (i) a nova FDC é acoplada aos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície; (ii) a parcela ascendida adiabaticamente na atmosfera apresenta as propriedades bem misturadas da Camada Limite Atmosférica, ao contrário da versão original. Assim, há uma redução da Energia Potencial Disponível para a Convecção e consequente estabilização estática da atmosfera durante o início da manhã. Verificam-se também melhorias na simulação do ciclo diário em outras áreas da bacia. Por exemplo, em regiões costeiras, onde estudos observacionais mostram o máximo de precipitação durante o período noturno e início da manhã. Além disso, o modelo consegue representar de forma mais coerente a variabilidade intrassazonal da atividade convectiva sobre a Amazônia.

NUMERICAL SIMULATION OF THE RAINFALL DIURNAL CYCLE OVER THE AMAZON BASIN DURING THE RAINY SEASON

ABSTRACT

The diurnal cycle is the climatic mode directly modulated by surface forcing. Numerical models fail to simulate it, especially over the continental areas during the warm season. Previous studies show that in the Amazon Basin the maximum rainfall is simulated around four hours before to the one observed with rain gauges. Thus, this work emphasizes the importance of the Convective Trigger Function (CTF) formulation on the rainfall diurnal cycle over the Amazon Basin. In this sense, a new CTF is implemented in the convective parameterization used in the BRAMS regional model. Over the area of the TRMM-LBA experiment (Rondonia, SW Amazonia), the original version of BRAMS simulates the maximum rainfall at 1400 UTC (1000 LST); with the new CTF, the maximum is at 1800 UTC (1400 LST), while the S-band radar rainfall maximum is at 1900 UTC (1500 LST). This result is attributed to two factors: (i) the new CTF is coupled to the sensible and latent heat fluxes at surface; (ii) the reduction during the early morning of Convective Available Potential Energy due to the well mixing properties of the parcel. There are also improvements of the diurnal cycle simulation over other regions of the Amazon Basin; for example, in the Northern coast, where observational studies show maximum rainfall during nighttime and early morning. Further, the model simulates more coherently the intra-seasonal variability of the convection over Amazonia.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

LISTA DE SÍMBOLOS

1 INTRODUÇÃO	37
2 CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO	43
2.1 Mecanismos	43
2.2 Ciclo diário da precipitação sobre a Bacia Amazônica	46
2.2.1 Observação <i>in situ</i>	46
2.2.2 Satélites.....	49
2.2.3 Simulações numéricas	52
2.3 Sumário.....	54
3 PARAMETRIZAÇÃO DA CONVECÇÃO PROFUNDA: de Arakawa Schubert (1974) a Grell e Devenyi (2002)	57
3.1 Arakawa e Schubert (1974) modificada	57
3.1.1 Controle estático	58
3.1.2 Retroalimentação	62
3.1.3 Controle dinâmico	64
3.2 Grell (1993) – GR93.....	67
3.2.1 Controle estático	67
3.2.2 Retroalimentação	69
3.2.3 Controle dinâmico	70
3.3 Grell e Dévényi (2002) - GD02.....	71

3.3.1 Arakawa e Schubert (AS).....	72
3.3.2 Grell (GR).....	72
3.3.3 Kain e Fritsch (1992) (KF).....	72
3.3.4 Convergência de umidade (KUO, 1974; KRISHNAMURTI et al., 1983) (MC).....	73
3.3.5 Brown (1979) (LO).....	73
3.4 Função de disparo de convecção de GR03 e/ou GD02	74
3.5 Procedimento de sintonização	74
3.6 Função de disparo de convecção de Jakob e Siebesma (2003)	75
3.7 Sumário.....	77
4 MODELO BRAMS E EXPERIMENTOS NUMÉRICOS REALIZADOS	79
4.1 Modelo BRAMS: breve descrição.....	79
4.2 Experimentos numéricos	79
4.3 Sumário.....	81
5 OBSERVAÇÕES E MÉTODOS DE AVALIAÇÃO.....	83
5.1 Dados	83
5.1.1 Pluviômetros	83
5.1.2 Radar S-POL	83
5.1.3 Algoritmo 3B42_V6.....	84
5.1.4 Fluxos turbulentos de calor sensível e latente, vento em altitude.	84
5.2 Métodos de avaliação	84
5.2.1 Análise harmônica	84
5.2.2 Análise estatística	86
5.2.3 Avaliação da precipitação na região do TRMM-LBA	89
5.3 Avaliação da precipitação simulada na bacia Amazônica.....	90
5.4 Sumário.....	93

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	95
6.1 Avaliação da precipitação do S-POL e do algoritmo 3B42_V6.....	95
6.1.1 – Pluviômetros e S-POL	95
6.1.2 – S-POL e 3B42_V6.....	101
6.1.3 Discussão e conclusões do tópico.....	105
6.2 Simulações numéricas	107
6.2.1 Avaliação sobre a região do TRMM-LBA.....	107
6.2.2 Avaliação na Bacia Amazônica.....	125
7 COMENTÁRIOS FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	133
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
ANEXO A – CICLO DIÁRIO DE CAPE, H, LE E TEMPERATURA DO AR A 2 METROS PARA AS ÁREAS SELECIONADAS BASEADAS NO TRABALHO DE MARENGO ET AL. (2001).	149
ANEXO B: DIAGRAMAS DE HÖVMÖLLER DE Q_1 E DA VELOCIDADE VERTICAL DE GRANDE ESCALA DETERMINADOS A PARTIR DOS EXPERIMENTOS NRAS8 E CTRL1 NAS FAIXAS F1, F2 E F4.	153
ANEXO C: ARTIGO CIENTÍFICO PUBLICADO NA REVISTA “ATMOSPHERIC SCIENCE LETTERS”	157

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
3.1 Modelo conceitual da parametrização de Grell (1993). Fonte: Adaptado de Grell et al. (1994).....	69
5.1 Estado de Rondônia. As redes de pluviômetros são indicadas por R1, R2, R3 e R4. O círculo cinza é a área de varredura do radar S-POL. O quadrado cinza é a área utilizada para avaliar a precipitação do algoritmo 3B42_V6.....	90
5.2 Área de avaliação de avaliação das simulações realizadas com o modelo regional CATT-BRAMS : (a) áreas delimitadas de acordo com Marengo et al. (2001); (b) faixas consideradas para os diagramas de Hövmöller.....	92
6.1 Diagramas de dispersão: (a) S-POL1 x S-POL2, (b) R1 x R2, (c) R1 x S-POL1 e (d) R1 x S-POL2.....	97
6.2 (a) Viés, (b) RFA e (c) POD calculados para diferentes limiares.....	98
6.3 Ciclo diário de precipitação registrado com as redes de pluviômetros R1 e R2 e estimado a partir do radar S-POL para diferentes regimes de vento em baixos níveis. As curvas dos harmônicos H1 e H2, que correspondem ao ciclo diário e semidiário, respectivamente.....	99
6.4 (a1 e a2) Variância explicada pelos harmônicos H1 e H2, (b1 e b2) amplitude relativa a série de dados, (c1 e c2) fase de H1. No eixo x: GE – geral, LE – média dos dois regimes de Leste, LE2 – Leste2, LE3 – Leste3, OE – média dos dois regimes de Oeste, OE3 – Oeste3 e OE4 – Oeste4.....	101
6.5 (a1-a3) Viés, (b1-b3) RFA e (c1-c3) POD calculados para diferentes limiares. A primeira coluna é referente ao período total do experimento. A segunda (terceira) ao regime de Leste (Oeste). Os limiares são avaliados para o período do dia e da noite, conforme mostra a legenda na Figura 6.5b1.....	104
6.6 Ciclo diário: (a) a partir da precipitação do radar S-POL durante o experimento TRMM-LBA dividido em regime de Leste e de Oeste; (b) idêntico a (a), mas para o algoritmo 3B42_V6; (c) idêntico a (b), mas para os anos de 1999 a 2007.....	105

6.7	Ciclo diário da precipitação simulada com o modelo BRAMS e observada a partir da rede de pluviômetros e com o radar S-POL.....	108
6.8	Ciclo diário de: (a) precipitação simulada nos experimentos CTRL1, NRAS8 e observada a partir do radar S-POL e pluviômetros; (b) CAPE destes dois experimentos; (c) Densidade de fluxo de calor sensível observado na REBIO-Jaru e simulado; (d) idêntico a c, mas para a o fluxo de calor latente. Os fluxos observados correspondem ao mês de fevereiro.....	110
6.9	(a) e (b) ciclo diário do perfil vertical da taxa de aquecimento dos experimentos NRAS8 e CTRL1, respectivamente; (d) e (e) idêntico a (a) e (b), mas para a taxa de secagem; (c) e (f) perfil médio de Q_1 e Q_2 , respectivamente.....	113
6.10	Média diária da componente zonal da velocidade do vento: (a) medida através de radiossondagens lançadas na Fazenda Nossa Senhora, (b) e (c) simulada através do experimento CTRL1 e NRAS8, respectivamente.....	115
6.11	Ciclo diário da precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e CAPE.....	116
6.12	Ciclo diário do perfil vertical de Q_1 ($K \cdot dia^{-1}$) dos experimentos NRAS8 e CTRL1 separados por regime de Leste ou de Oeste.....	118
6.13	Perfis médios de Q_1 dividido em regimes. A Figura 6.14e mostra a média dos dois regimes de Leste ou de Oeste.....	119
6.14	viés, RFA e POD para diferentes limiares de precipitação. A coluna da esquerda refere-se ao período total do TRMM-LBA e a coluna da direita é dividida em regime de Leste e de Oeste conforme indicado na legenda.....	123
6.15	Precipitação média ($mm \cdot h^{-1}$) para o período de 19 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. Simulada nos experimentos CTRL1 (a) e NRAS8 (c). Estimada através do 3B42_V6 (b). Diferença entre o experimento CTRL1 e 3B42_V6 (d). Diferença entre NRAS8 e 3B42_V6 (e).	126
6.16	Ciclo diário da precipitação sobre as áreas seleccionadas. No canto superior à esquerda mostra-se a legenda indicando a escala da precipitação no eixo y e o horário em UTC no eixo x; além disso, as linhas indicam os experimentos NRAS8, CTRL1 e a precipitação do 3B42_V6.....	129

6.17	Ciclo diário e média do perfil vertical de Q1 e Q2 para a área A8.....	130
6.18	Diagramas de Hövmöller de Q1 para os experimentos NRAS8 (a) e CTRL1 (b); faixa latitudinal dos diagramas destacada pelo retângulo (c); perfil médio de Q1 para a área destacada (d).....	131
6.19	Idêntica à figura 6.18, mas para a faixa F3.....	132

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 Principais mecanismos moduladores do ciclo diário de precipitação sobre oceanos e continentes como descrito por Yang e Smith (2006).....	45
4.1 Experimentos numéricos realizados com o modelo BRAMS.....	81
5.1 Localização geográfica média das redes de pluviômetros e o total de pluviômetros em cada rede.....	83
5.2 Tabela de contingência 2x2.....	88
5.3 Nomenclatura e delimitação geográfica das áreas de avaliação das simulações.....	91
6.1 Regimes de Leste ou de Oeste definidos pela componente zonal do vento em 850 hPa segundo Rickenbach et al. (2002) durante o TRMM-LBA.....	95
6.2 Média, σ , precipitação acumulada, coeficiente de correlação de Pearson (r), NMAE, NQB. A estatística é referente a precipitação acumulada em 24 horas.....	96
6.3 Média, desvio padrão (σ), coeficiente de correlação de Pearson, NMAE e NQB da precipitação obtida pelo radar S-POL e pelo algoritmo 3B42_V6 do projeto TRMM. A tabela é feita para o regime de Leste e de Oeste além de experimento total.....	102
6.4 Análise estatística da precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8 relativo à precipitação média do radar S-POL. As correlações de Pearson apresentadas têm 95% de significância estatística determinadas pelo teste T de Student.....	121
6.5 Índices de destreza do modelo para a precipitação baseados em Keyser e Antes (1977) e Pielke (2002). Os critérios são descritos na primeira linha da Tabela.....	122

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Língua Portuguesa

BOS	- Sistemas convectivos formados no interior do continente
CA	- Correntes Ascendentes
CD	- Correntes Descendentes
CLA	- Camada Limite Atmosférica
COS	- Sistemas convectivos formados em região litorânea
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
FCA	- Fortes Correntes Ascendentes
FDC	- Função de Disparo de Convecção
FNS	- Fazenda Nossa Senhora
HL	- Hora Local
LI	- Linhas de Instabilidade
LOS	- Sistemas convectivos pontuais
MCGA	- Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
NCL	- Nível de Convecção Livre
NE	- Nível de Equilíbrio
PNC	- Parametrização de Nuvens <i>Cumulus</i>
QEC	- Quase Equilíbrio Convectivo
ROL	- Radiação de Onda Longa
S-POL	- Radar banda S utilizado durante o experimento TRMM-LBA
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

Língua Inglesa

ABE - Available Buoyant Energy

ABLE - Amazonian Boundary Layer Experiment

BOS - Sistemas convectivos formados no interior do continente

BRAMS - Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System

CAPE - Convective Available Potential Energy

CATT - Coupled Aerosol Tracers Transport model

CISK - Conditional Instability of Second Kind

COS - Sistemas convectivos formados em região litorânea

CRM - Cloud Resolving Models

ECMWF - European Center for Medium-Range Weather Forecasts

GPI - Geostationary Operational Environmental Satellite Precipitation Index

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change

ISCCP - International Satellite Cloud Climatology Project

LBA - Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia

LES - Large Eddy Simulation

LLJ - Low Level Jets

LOS - Sistemas convectivos pontuais

MM4 - Regional model of the Pennsylvania State University

NMC - National Meteorological Centre

NDVI	- Normalized Difference Vegetative Index
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
SSIB	- Simplified Simple Biosphere Model
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	- Universal Time Coordinate

Trabalhos científicos

AS74	- Arakawa e Schubert (1974)
ASM74	- Arakawa e Schubert (1974) modificada por Grell (1993)
GD02	- Grell e Dévényi (2002)
GR93	- Grell (1993)
JS03	- Jakob e Siebesma (2003)
SO99	- Souza (1999)

Siglas específicas de GD02

AS	- Fechamento de Arakawa e Schubert
CAPMAX	- Altura máxima que uma parcela ascende na troposfera em busca do NCL
EN	- Fechamento de Conjunto
GR	- Fechamento de Grell
KF	- Fechamento de Kain e Fritsch
LO	- Fechamento de Brown
MC	- Fechamento de Kuo ou Krisnamurti

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

A	- função trabalho de nuvem (J kg^{-1})
A'	- função trabalho de nuvem projetada usada no fechamento de AS (J kg^{-1})
A''	- função trabalho de nuvem arbitrária usada no fechamento de AS (J kg^{-1})
A_d	- função trabalho da corrente descendente
A_u	- função trabalho da corrente ascendente
A_{tot}	- função trabalho total da nuvem
A_k	- componente de cosseno do harmônico k
a, b, c, d	- contadores (<i>scores</i>) usados na tabela de contingência 2x2
$A_1, A_2, \dots, A_9$	- áreas de avaliação das simulações
B_u	- termo de flutuabilidade das parcelas de ar (J kg^{-1})
b	- parâmetro de umedecimento de Kuo (1965) ()
b	- constante que estabelece pesos para a forçante de superfície em JS03 ($b = 1$)
B_k	- componente de seno do harmônico k
C_u	- taxa de condensação na corrente ascendente
C_e	- constante usada no cálculo da taxa de entranhamento de JS03 ($C_e = 0,55$)
c_1	- constante que estabelece peso para o termo de dissipação de energia cinética ($c_1 = 1$)

c_2	- constante que estabelece peso para o termo de geração de energia cinética ($c_2 = 1$)
C_k	- amplitude do harmônico k
C_p	- calor específico do ar à pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_o	- taxa de conversão do conteúdo de água em precipitação ()
D_u	- dissipação de energia cinética das correntes ascendentes ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)
dt_c	- escala de tempo convectivo usado no fechamento de KF (s)
D_u	- termo de dissipação de energia da corrente ascendente
D_d	- termo de dissipação de energia da corrente descendente
E_d	- taxa de evaporação na corrente ascendente
E_u	- energia cinética das correntes ascendentes ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)
ETS	- <i>equitable threat score</i>
F_{s-Ll}	- fluxo de energia estática úmida
F_{q+l}	- fluxo de umidade
F_s	- fluxo de energia estática seca
F_q	- fluxo de vapor
F_l	- fluxo de água líquida
F_u	- termo de desaceleração das parcelas de ar (J kg^{-1})
f_{emp}	- constante empírica usada no fechamento de MC ()
$F_{(\lambda)}$	- forçante de grande escala
$F_{C(\lambda)}$	- forçante de grande escala devido aos processos de nuvens

$F_{M(\lambda)}$	- forçante de grande escala devido aos processos na CLAs
f_t	- série temporal da análise de Fourier
$\overline{f}$	- harmônico fundamental da análise de Fourier
FV	- fração de variância
F_1, F_2, F_3, F_4	- faixas longitudinais usadas na confecção de diagramas de Hömöller
g	- aceleração da gravidade (m s^{-2})
h	- energia estática úmida (J kg^{-1})
I_1	- conteúdo de água condensada normalizada por
I_2	- conteúdo de água evaporada normalizada por
$kbcon$	- nível vertical da base das nuvens na parametrização de GD02
KE_u	- energia cinética da corrente ascendente
KE_d	- energia cinética da corrente descendente
KE_{tot}	- energia cinética total da nuvem
$K_{(\lambda, \lambda')}$	- kernel
$K_{V(\lambda, \lambda')}$	- kernel devido ao fluxo de massa vertical
$K_{D(\lambda, \lambda')}$	- kernel devido ao desentranhamento
$K_{M(\lambda, \lambda')}$	- kernel devido a CLA
k	- harmônicos da análise de Fourier
l	- dimensão de grade (m)
L	- calor latente de vaporização da água (J kg^{-1})
m_b	- fluxo de massa na base das nuvens ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

m_o	- fluxo de massa no nível de origem da corrente descendente ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
m_b'	- fluxo de massa arbitrário usado no fechamento de AS ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
M_{tv}	- advecção de umidade ($\text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$)
m_z	- fluxo de massa em um dado nível vertical ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)
N	- número de observações no intervalo de 24 horas usado na análise de Fourier
n	- número de observações de uma série temporal
NQB	- viés normalizado pela média das observações
$NMAE$	- erro absoluto normalizado pela média das observações
POD	- probabilidade de detecção
q	- umidade específica do ar (kg kg^{-1})
q_l	- conteúdo de água líquida na corrente ascendente (kg kg^{-1})
q_v	- razão de mistura de vapor (kg kg^{-1})
R_z	- perfil vertical de precipitação
r	- coeficiente de correlação de Pearson
R	- raiz do erro médio quadrático
R_{NO}	- raiz do erro médio quadrático normalizado pelo viés médio
RFA	- razão de falso alarme
$R1, R2, R3, R4$	- redes de pluviômetros instaladas durante o TRMM-LBA
R_i	- número de Richardson ()
r	- raio da nuvem (m)
S_u	- fontes ou sumidouros de α_u (variável)

s	- energia estática seca (J kg^{-1})
s^2	- variância de uma série temporal
$S - POL1$	- subdomínio de 144 km^2 contido na área de varredura do radar S-POL, na qual está contida a rede de pluviômetros R1
$S - POL2$	- subdomínio de 144 km^2 contido na área de varredura do radar S-POL, na qual está contida a rede de pluviômetros R2
t	- parâmetro de sintonização usado no fechamento de EM ()
t	- valor tabelado do teste de Student
$\bar{T}$	- temperatura média do ar (K)
u_*	- velocidade de fricção da superfície (m s^{-1})
VM	- viés médio
w_u	- velocidade vertical da corrente ascendente (m s^{-1})
w	- velocidade vertical de grande escala (m s^{-1})
w_*	- escala da velocidade convectiva (m s^{-1})
w_{ca}	- velocidade vertical da corrente ascendente (m s^{-1})
x_i	- previsão no tempo i
$\bar{x}$	- média da previsão
y_i	- observação no tempo i
$\bar{y}$	- média da observação
z_o	- nível vertical de origem da corrente descendente
z_b	- nível vertical de origem da corrente ascendente
z	- altura em coordenadas cartesianas (m)

Gregos

α, β, γ	- escalas espaciais de sistemas atmosféricos (m)
α_u	- propriedade termodinâmica da corrente ascendente (variável)
β	- aproximação do plano beta equatorial
$1 - \beta$	- eficiência de precipitação
Δx	- espaçamento de grade na direção zonal (m)
Δy	- espaçamento de grade na direção meridional (m)
Δz	- espaçamento de grade na direção vertical (m)
φ_{ca}	- propriedade termodinâmica genérica de JS03 (variável)
φ_k	- ângulo de fase do harmônico k
η_u	- fluxo de massa normalizado por m_b ()
η_d	- fluxo de massa normalizado por m_o ()
μ_u	- taxa de entranhamento líquida da corrente ascendente (m^{-1})
μ_{ue}	- taxa de entranhamento da corrente ascendente (m^{-1})
μ_{ud}	- taxa de entranhamento da corrente ascendente (m^{-1})
μ_d	- taxa de desentranhamento líquida da corrente descendente (m^{-1})
μ_{de}	- taxa de desentranhamento da corrente descendente (m^{-1})
μ_{dd}	- taxa de desentranhamento da corrente descendente (m^{-1})
θ_e	- temperatura potencial equivalente (K)
$\theta_{v,ca}$	- temperatura potencial virtual da corrente ascendente (K)

θ_v	- temperatura potencial virtual do ambiente (K)
ρ	- umidade específica (kg m ⁻³)
σ	- desvio padrão ()
$\sigma_{w(z)}$	- desvio padrão da velocidade vertical à superfície (m s ⁻¹)
σ_x	- desvio padrão da previsão
σ_y	- desvio padrão da observação
ω_k	- frequência angular do harmônico k

1 INTRODUÇÃO

Nuvens, principalmente *cumulus*, desempenham um papel importante no sistema climático. Elas refletem, absorvem e emitem radiação, aquecem a atmosfera através da liberação e redistribuição de calor latente e calor sensível, modulam os processos hidrológicos através da precipitação, alteram, via correntes subsidentes, os processos físicos no interior da Camada Limite Atmosférica (CLA) (ARAKAWA, 2004).

Além disso, atuam no transporte de poluentes atmosféricos como gases e aerossóis da CLA (definida como a parte inferior da atmosfera que responde na escala de tempo de uma hora ou menos às forçantes de superfície) para a Atmosfera Livre (AL), impactando a qualidade do ar (FREITAS et al., 2009).

Os movimentos atmosféricos são regidos por mecanismos contidos nas equações de Navier-Stokes, as quais associadas à equação da energia termodinâmica, de continuidade de massa e de estado para os gases ideais constituem a base dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). As equações dos MCGA formam um sistema não linear que admite apenas solução numérica. Portanto, para resolvê-lo é necessário a discretização do espaço contínuo em elementos finitos de volume ou então a utilização de métodos espectrais.

Esta discretização impõe uma separação de processos em duas escalas. A primeira é a escala dos processos que podem ser resolvidos explicitamente para a dimensão da grade. A segunda, dos processos de sub-grade, que precisam ser parametrizados em função das variáveis definidas nos pontos de grade do modelo. Este procedimento permite aumentar o número de fenômenos dentro de um MCGA sem que haja aumento de variáveis dependentes no sistema original de equações.

Seja um elemento de grade composto por Δx , Δy e Δz . Define-se a dimensão da grade como $l = (\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z)^{\frac{1}{3}}$. Assim, os processos resolvidos explicitamente (parametrizados) são aqueles que possuem dimensão maior (menor) que $2l$. Apesar dos avanços consideráveis

no desempenho de super computadores que são utilizados em meteorologia, os MCGA ainda são usualmente operacionalizados para espaçamentos de grades horizontais na ordem de 30 a 300 km. Isso implica que as nuvens *cumulus*, cuja ordem é de 1 a 10 km, devem ser parametrizadas.

Arakawa (2004) define os objetivos de uma Parametrização de Nuvens *Cumulus* (PNC) em clássicos e não clássicos. O primeiro objetivo clássico é determinar o aquecimento integrado na vertical causado pelos *cumulus*, o que determina a ocorrência de atividade convectiva sob determinada condição sinótica além da intensidade da precipitação. O segundo é o cálculo da estratificação vertical das taxas de aquecimento/resfriamento e secagem/umedecimento da atmosfera em razão das nuvens *cumulus*. Isso contribui para o entendimento da interação entre essas nuvens e os processos da CLA, bem como os processos microfísicos responsáveis pela formação de gelo na parte superior (bigorna) dos *cumulus*.

Dentre os objetivos não-clássicos têm-se: (i) transporte de massa da CLA para a AL na forma de material particulado e gases; (ii) inclusão de processos microfísicos para determinar a geração de água na fase líquida ou na fase de gelo dentro das nuvens; (iii) interação com a CLA através das Correntes Ascendentes (CA) e Correntes Descendentes (CD); (iv) interação das nuvens com a radiação; (v) parametrização do transporte de momentum; (vi) inclusão de efeitos estocásticos nos processos de formação de nuvens.

A primeira PNC foi desenvolvida por Ooyama (1964) e por Charney e Eliassen (1964), os quais propuseram um mecanismo de cooperação mútua entre a convecção *cumulus* e o ambiente de grande escala, a Instabilidade Condicional de Segunda Ordem (CISK) (*Conditional Instability of the Second Kind*). O CISK foi originalmente desenvolvido com o propósito de simular a dinâmica de ciclones tropicais. Nesse modelo, as nuvens *cumulus* são responsáveis por gerar energia para os ciclones através da liberação de calor latente durante a condensação do conteúdo de vapor d'água. Por outro lado, o ciclone fornece umidade via convergência de massa em baixos níveis para alimentar as nuvens.

A idéia de cooperação entre escalas introduzida no CISK foi fundamental para o desenvolvimento e o entendimento de futuras PNC, tanto que normalmente diferencia-se uma PNC de outra pelo tipo de cooperação entre as escalas, o fechamento da parametrização. Assim, três principais tipos de fechamentos foram desenvolvidos: (i) a intensidade da convecção *cumulus* como sendo proporcional à integral da convergência vertical de massa (KUO, 1965); (ii) fechamento baseado em ajuste convectivo (BETTS E MILLER, 1986); (iii) fluxo de massa (ARAKAWA E SCHUBERT, 1974 – AS74).

Atualmente desenvolvem-se PNC mais robustas baseadas em técnicas de conjunto (GRELL E DEVENYI, 2002) (GD02) ou super conjuntos (KRISHNAMURTI, 1999). Além das super parametrizações, que são os Modelos Explícitos de Nuvens (CRM) (*Cloud Resolving Models*) (GRABOWSKI E SMOLARKIEWICZ, 1999) embebidos em modelos globais em baixa resolução.

Passadas mais de quatro décadas desde os trabalhos de Ooyama (1964) e de Charney e Eliassen (1964), parametrizar *cumulus* ainda é um desafio para a meteorologia. Os CRM e as técnicas de (super) conjuntos constituem o estado da arte sobre o tema. Entretanto, a operacionalização de boa parte destes métodos ainda não é uma realidade nos centros de previsão de tempo na grande maioria dos países, a exemplo do Brasil. Em geral a dificuldade é o pouco recurso humano especializado na utilização desses modelos e o alto dispêndio computacional que estes demandam.

Apesar disso, a técnica desenvolvida por GD02 é usada no modelo *Coupled Aerosols Tracers Transport – Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (CATT-BRAMS) (FREITAS et al, 2009), o qual é operacional no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Sendo aproximações, é comum que as PNC falhem em muitas situações. Um exemplo clássico de erro é a simulação do ciclo diário de precipitação. Mostra-se que as PNC simulam os máximos de atividade convectiva entre 4 e 6 horas antes da precipitação

observada. Betts e Jakob (2002) sugerem que isso pode estar associado à subestimativa do papel dos *cumulus* rasos nos MCGA. De fato, os *cumulus* rasos preparam o ambiente para a formação de *cumulus* profundos e esta transição não é bem representada nos modelos.

Outra fonte de erros é a deficiência nas formulações da Função de Disparo de Convecção (FDC), que define-se como uma sequência hierárquica de decisões que determina a ocorrência espaço-temporal da atividade convectiva de uma PNC (KAIN E FRITSCH, 1992). Em geral, fundamenta-se uma FDC em alguns parâmetros-chaves do modelo tal como a Energia Potencial Disponível para a Convecção CAPE (*Convective Available Potential Energy*), velocidade vertical na base das nuvens ou umidade relativa do ar.

Entretanto, os limiares desses parâmetros para condições de disparo são estabelecidos a partir de observações limitadas a certas regiões do globo. Além disso, há incertezas quanto ao método de determinação destes. Por exemplo, $CAPE = 2500 \text{ J kg}^{-1}$ pode indicar forte instabilidade (NASCIMENTO, 2005). Porém, o método de obtenção da CAPE é muito sensível à escolha da parcela a ser ascendida na atmosfera, bem como à determinação do Nível de Convecção Livre (NCL) e do Nível de Equilíbrio (NE).

Neste sentido, Jakob e Siebesma (2003) (JS03) propuseram uma FDC baseada em equações diagnósticas para a energia estática úmida, umidade específica e velocidade vertical (w) da CA. O transporte vertical turbulento de calor sensível e de calor latente à superfície causa perturbação no campo de energia estática úmida e umidade específica no nível mais baixo do modelo de nuvem. Com isso, as parcelas adquirem empuxo positivo e entram em convecção. Caso uma parcela de ar adquira empuxo suficiente para alcançar o NCL e, se neste nível, w for positivo, então a PNC é acionada.

Nota-se, portanto, que existem duas linhas de desenvolvimento das PNC. A primeira é o uso de técnicas robustas fisicamente (estatisticamente) que são os CRM (super conjuntos). A segunda é o aperfeiçoamento de alguns processos físicos das PNC, tais como a representação de *cumulus* rasos, formulações mais realísticas das taxas de entranhamento e

de desentranhamento, além de FDC mais eficientes. Para alcançar os objetivos desta pesquisa utiliza-se esta segunda opção e a princípio fazem-se os seguintes questionamentos:

- As taxas horárias de precipitação e o ciclo diário simulado através das PNC inclusas nos modelos regionais, em especial o modelo regional BRAMS, são coerentes com as observações? E quanto à distribuição espacial?
- Existe uma base de dados de precipitação com distribuição espaço-temporal suficiente para avaliar as simulações do modelo?
- Se existem erros na precipitação simulada então é possível corrigi-los, mesmo que parcialmente, através da inclusão e/ou desenvolvimento de mecanismos físicos mais eficientes que as configurações atuais?

Assim, o objetivo geral deste trabalho é implementar o mecanismo físico proposto por JS03 à PNC de GD02 a fim de se obter melhorias no campo de precipitação simulado pelo modelo BRAMS, especialmente o modo diário de variabilidade da precipitação. Especificamente, propõe-se:

- Estudar o ciclo diário da precipitação observada durante o período chuvoso de 1999 com base nos dados do projeto *Tropical Rainfall Measuring Mission and Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (TRMM-LBA);
- Analisar o ciclo diário de precipitação observada através de diferentes fontes de dados, a saber: radar banda S, redes de pluviômetros, algoritmo 3B42_V6 do projeto TRMM;
- Quantificar incertezas nas fontes de dados através de técnicas estatísticas;
- Identificar mecanismos de controle do ciclo diário da precipitação;
- Verificar a influência da variabilidade intrassazonal do escoamento zonal em baixos níveis no ciclo diário da precipitação observada e simulada com o modelo regional.

2 CICLO DIÁRIO DA PRECIPITAÇÃO

2.1 Mecanismos

A variabilidade diária é manifestada em várias variáveis meteorológicas, tais como a pressão atmosférica e o geopotencial (DAI E WANG, 1999); temperatura do ar e umidade em superfície (CHEN E WANG, 1994); temperatura do ar em altitude (WALLACE E PATON, 1970); Temperatura da Superfície do Mar (TSM) (WEBSTER et al., 1996); movimento vertical e convergência de massa de grande escala (KRISHNAMURTI E KISHTAWAL, 2000); tamanho e cobertura de nuvens (WYLIE E WOOLF, 2002; MACHADO et al., 1993); vento horizontal e circulação na CLA (DOUGLAS et al., 1998), balanço de radiação à superfície (HARTMANN et al., 1991); frequência e intensidade de descargas atmosféricas (BOCCIPPIO et al., 2002).

Essas variabilidades são comumente associadas ao ciclo diário da atividade convectiva. Portanto, apresentam-se a seguir os principais mecanismos que modulam a variabilidade diária da precipitação. De forma geral, sobre oceanos (continentes) o máximo de precipitação ocorre no final da noite e início da manhã (meio dia e final da tarde).

Yang e Smith (2006) revisaram os mecanismos moduladores do ciclo diário de precipitação e verificam que esse comportamento é válido para a grande escala. Contudo, na escala regional pode ocorrer sinergismo entre diferentes mecanismos, principalmente sobre a América do Sul e na África. Na Tabela 2.1 descrevem-se a localização (continente ou oceano), horário preferencial da precipitação (dia ou noite) e algumas referências sobre cada mecanismo:

- Continental 1: O aquecimento da superfície durante o dia induz dois efeitos diretos. O primeiro é a desestabilização estática da CLA devido aos fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente. A intensidade dessa instabilização e o conteúdo de umidade disponível na atmosfera são responsáveis pela geração de células convectivas no final da tarde sobre áreas continentais (OGURA; TAKAHASHI, 1971). O segundo efeito é a

formação de circulações térmicas diretas do tipo brisa marítima e terrestre em função do aquecimento diferencial de superfícies (BYERS; RODEBUSH, 1948; PIELKE, 1974);

- Continental 2: A formação de precipitação intensa sobre regiões montanhosas é associada, entre outros fatores, com o levantamento forçado de ar, que produz tempestades tanto de dia quanto à noite (TRIPOLI; COTTON, 1989);
- Continental 3: O aquecimento da superfície e, por consequência, aumento da convergência na baixa troposfera durante o dia induz aumentando na turbulência mecânica. Assim, o número de Richardson (R_i) que mede a razão entre a turbulência gerada termicamente e a turbulência gerada mecanicamente, pode alcançar um valor crítico ($\approx 0,25$). Abaixo deste limiar a convecção é disparada (BLACKADAR, 1957; WALLACE, 1975);
- Continental 4: Silva Dias et al. (1987) utilizam as equações linearizadas do modelo de água rasa e com aproximação do plano β equatorial para verificar a influência de uma forçante térmica, com ciclo diário bem definido, na circulação tropical. Esta forçante gera padrões de divergência em grande escala nos altos níveis da atmosfera que se propagam para regiões vizinhas influenciando o horário de ocorrência da precipitação;
- Continental 5: A maré barométrica induzida pelo aquecimento solar durante o dia e pela atração gravitacional lunar à noite organiza padrões de convergência de massa em escala planetária que modulam um ciclo semidiário de precipitação (LINDZEN, 1978);
- Continental 6: O resfriamento dos topos de nuvens via perda radiativa altera o gradiente vertical de temperatura (*lapse rate*) causando instabilidade e consequente precipitação durante a noite. Embora tenha sido observado sobre regiões tropicais este mecanismo é mais frequente sobre regiões oceânicas (DAI, 2001);

- Oceânico 1: Um máximo de precipitação observado no final da noite ocorre devido ao resfriamento do topo de nuvens e a consequente diminuição (em valor absoluto) da variação vertical de temperatura (*lapse rate*) atmosférico (RANDALL et al., 1991). Este processo é similar ao mecanismo Continental 6. Entretanto, alguns autores (XU E EMANUEL, 1989) criticam este mecanismo, pois dados observacionais não mostram diferenças significativas entre o *lapse rate* atmosférico observado durante o dia e durante a noite sobre os oceanos;

Tabela 2.1 – Principais mecanismos moduladores do ciclo diário de precipitação sobre oceanos e continentes como descrito por Yang e Smith (2006).

Mecanismo	Horário da precipitação	Referências
Continental	1 dia	Byers e Rodebush (1948); Ogura e Takahashi (1971)
	2 dia e noite	Pielke (1974)
	3 dia ou noite	Tripoli e Cotton (1989)
	4 dia ou noite	Blackadar (1957); Wallace (1975)
	5 dia ou noite	Silva Dias et al. (1987)
	6 noite	Lindzen (1978)
Oceânico	1 noite	Dai (2001)
	2 noite	Randall et al. (1991)
	3 noite	Gray e Jakobson (1977)
	4 dia	Tripoli (1992)
	5 dia e noite	Sui et al. (1997)
		Mapes et al. (2003a,b); Warner et al. (2003)

- Oceânico 2: Segundo Gray e Jacobson (1977) a convecção noturna sobre oceanos é modulada pela variação diária do campo de divergência horizontal, a qual é gerada pelo aquecimento radiativo diferencial entre regiões com e sem nebulosidade;
- Oceânico 3: Este mecanismo é associado à intensificação de ciclones tropicais durante o período noturno. O resfriamento da região da bigorna das nuvens do ciclone propaga ondas de gravidade da porção inferior para a superior. A energia transmitida dentro das

nuvens durante este processo de propagação das ondas de gravidade funciona como fonte de energia para o ciclone (TRIPOLI, 1992);

- Oceânico 4: O aquecimento diurno da TSM desestabiliza a atmosfera através dos fluxos de calor sensível e de calor latente provocando um máximo de precipitação no final da tarde (SUI et al., 1997);
- Oceânico 5: A atividade convectiva sobre o continente tende a gerar ondas de gravidade que se propagam na vertical e na horizontal, principalmente em regiões costeiras, gerando atividade convectiva sobre os oceanos (MAPES et al., 2003a, b; WARNER et al., 2003).

2.2 Ciclo diário da precipitação sobre a Bacia Amazônica

2.2.1 Observação *in situ*

O ciclo diário da precipitação sobre o norte do Brasil foi originalmente investigado através de medidas de pluviômetros durante o período de 1961 a 1970 (KOUSKY, 1980). Localidades ao longo da costa apresentam o máximo de precipitação durante a noite devido aos efeitos de brisa marítima, enquanto no interior do continente os principais mecanismos responsáveis pelas chuvas, especialmente no final da tarde, é a convecção local e a propagação de Linha de Instabilidade (LI). O ciclo diário apresenta variação sazonal apenas em regiões próximas da costa. Assim, na ilha de Marajó o máximo de precipitação durante os meses chuvosos (Janeiro a Maio) ocorre à noite, enquanto nos meses secos (Junho a Setembro) o máximo é de dia.

O horário preferencial das chuvas está associado à origem e forma dos sistemas convectivos de mesoescala que ocorrem na bacia Amazônica (GRECO et al., 1990). Os sistemas costeiros (COS) possuem orientação linear e são formados ao longo do litoral nordeste do Brasil e podem alcançar a cidade de Manaus. Os sistemas formados no interior da bacia (BOS) eventualmente propagam-se e influenciam o horário e intensidade da precipitação. Sistemas pontuais (LOS) são resultados do efeito da convecção local e

apresentam pouca propagação. Em eventos de COS o máximo de precipitação ocorre entre 1400 e 1800 UTC próximo à costa. Durante BOS (LOS) a precipitação máxima é observada entre 1000 e 1400 UTC (1600 UTC).

Tratando-se especificamente das LI, Garstang et al. (1994) analisam a estrutura termodinâmica e cinemática destes sistemas observados durante o *Amazonian Boundary Layer Experiment* (ABLE-2B). Três casos foram estudados em detalhes, observando-se que essas LI são segmentos descontínuos de nuvens organizados em sistemas de mesoescala com velocidade de propagação entre 50 e 60 km h⁻¹. Apresentam seis estágios durante o ciclo de vida: gênese costeira, intensificação, maturação, enfraquecimento, re-intensificação e dissipação. Um caso intenso ocorrido entre 5 e 7 de maio de 1987 foi estudado em detalhes por Cohen et al. (1995), que identificam os dois principais mecanismos de propagação e manutenção das LI que são, respectivamente, os jatos de baixos níveis associado a distúrbios ondulatórios de Leste e as fontes de calor localizadas no Oeste da Amazônia.

A transformação de áreas florestadas em pastagem na Amazônia tem implicações no balanço de água e energia em superfície, impactando o ciclo diário de precipitação (FERREIRA DA COSTA et al., 1998). Durante a estação chuvosa esses autores verificam que tanto no ambiente florestado quanto no desmatado, cerca de 30% do total da precipitação ocorre entre 1300 e 1800 HL. Eventos extremos (>10 mm h⁻¹) ocorrem preferencialmente no final da tarde (1800 HL) em área de pastagem, sugerindo que o maior aquecimento da baixa troposfera neste ambiente induz de forma mais eficiente o mecanismo de convecção local. Entretanto, a precipitação acumulada é cerca de 30% menor que a precipitação observada sobre a região de floresta nativa.

Tota et al. (2000) verificaram que os casos extremos de precipitação (>10 mm h⁻¹, >15 mm h⁻¹, >20 mm h⁻¹) contabilizam 73, 68 e 62%, respectivamente, do total pluviométrico na região desmatada estudada por Ferreira da Costa et al. (1998). Portanto, a precipitação observada em ambiente degradado tende a ser de curta duração e de forte intensidade.

Nesse estudo, o ciclo diário apresenta dois máximos, o primeiro entre 0200 e 0400 HL associado a sistemas convectivos de mesoescala e o segundo entre 1500 e 1700 HL associado com a convecção local.

O ciclo diário de precipitação é associado à variabilidade intrassazonal do escoamento zonal em baixos níveis (RICKENBACH et al., 2002). Regimes de vento de Oeste associam-se à ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e, portanto, apresentam precipitação mais estratiforme. Ao contrário, durante regimes de Leste, a precipitação é tipicamente convectiva e ocorre no final da tarde. Nesses casos, o mecanismo de convecção local é dominante.

Além da ZCAS, os Jatos de Baixos Níveis a Leste dos Andes (LLJ) também estão associados aos regimes de Oeste (MARENGO et al., 2004). Nesse estudo verificam-se máximos típicos de precipitação entre 1200 e 1400 HL; enquanto que no período noturno ocorrem picos secundários entre 20 e 22 HL e 00 e 02 HL, durante os regimes de Oeste e Leste, respectivamente.

Esses eventos noturnos são particularmente associados à propagação das LI formadas através dos mecanismos descritos anteriormente (RICKENBACH, 2004). Mostra-se que a precipitação ocorrida durante a tarde contribui para a recorrência de chuva à noite. Durante o TRMM-LBA sete casos de precipitação noturna são associados a LI formadas a mais de 2000 km da ocorrência desta chuva. A intensificação do Jato de Leste é o principal mecanismo de propagação das LI.

Além da precipitação do tipo estratiforme e convectiva, estudou-se através de informações de um radar, a influência do ciclo diário de *cumulus* rasos na formação de precipitação durante TRMM-LBA (PEREIRA; RUTLEDGE, 2006). Em vias gerais, verifica-se que 60% da precipitação é devida a convecção profunda, 30% a precipitação estratiforme e 10% associada aos *cumulus* rasos. Entretanto, para regimes de Leste (Oeste) a fração estratiforme é de 23% (38%) enquanto a atividade de *cumulus* rasos é de 10% (9%). Porém,

em estudo mais recente, Wang et al. (2009) mostram que a distribuição espacial de *cumulus* rasos é associada diretamente ao uso da terra. Em ambiente desflorestado desenvolvem-se mais *cumulus* rasos que em ambiente florestado. Isso se deve à diminuição do conteúdo de umidade próximo à superfície da pastagem, que diminui a flutuabilidade das parcelas de ar e, por conseguinte, formam-se nuvens mais rasas.

De posse desses mesmos dados de radar, Lima e Wilson (2008) identificam três tipos de mecanismos de disparo de convecção sobre a região do TRMM-LBA. O primeiro é o levantamento forçado por frentes de rajadas (36%), o segundo o levantamento forçado somente pela interação do escoamento médio com a topografia (16%) e, finalmente, o levantamento de ar sobre a topografia via frente de rajada (21%). Com isso, 27% dos casos não têm seu(s) mecanismo(s) de disparo revelado(s) neste estudo. Independente do mecanismo, o horário preferencial de iniciação das tempestades é às 1100 HL com máxima atividade convectiva entre 1500 e 1600 HL.

2.2.2 Satélites

Garreaud e Wallace (1997) analisaram o ciclo diário da nebulosidade convectiva nas Américas a partir de nove anos (1983 a 1991) de dados do canal infravermelho de satélite geoestacionário com frequência de três horas e espaçamento de grade horizontal de 0,5°. Na maioria das áreas analisadas foram verificados ciclos coerentes com manhãs de céu claro, tardes de céu nublado e consequente atenuação de nebulosidade durante a noite. Para o verão do Hemisfério Sul um forte ciclo diário foi verificado e o principal aspecto regional é a ocorrência de bandas paralelas de nebulosidade com orientação NO-SE desde a região costeira até a cordilheira dos Andes. A atividade convectiva máxima ocorre no final da tarde sobre essas bandas de nebulosidade e, no final da noite ou início da manhã, na região compreendida entre elas.

Negri et al. (2000) utilizaram dez anos de dados de microondas para descrever uma climatologia da precipitação sobre a Amazônia. A precipitação derivada das informações de

satélites apresenta distribuição de probabilidade semelhante à precipitação coletada via pluviômetros. Alguns aspectos regionais acerca do máximo de precipitação são elucidados: (i) na região costeira, durante os meses em que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) está estacionada mais a sul, o máximo de precipitação ocorre às 0600 HL e durante os meses de inverno no Hemisfério Sul às 1800 HL (coerente com as observações de KOUSKY, 1980); (ii) na foz do Rio Amazonas o máximo ocorre às 0900 HL; (iii) entre o Rio Negro e o rio Orinoco (2,8° N, 67,8°W) às 0600 HL associado ao levantamento forçado de ar sobre a topografia localizada a sudeste desta área; (iv) nas partes mais elevadas do platô no estado do Mato Grosso o máximo é tipicamente às 1800 HL associado à convecção local; (v) na encosta Leste da cordilheira dos Andes a atividade convectiva máxima é observada tanto às 0600 HL, quanto às 0900 HL; (vi) finalmente, na região da confluência entre o Rio Negro e o Solimões observam-se dois máximos, às 0900 HL e às 1800 HL, associados aos sistemas locais e à propagação de LI no interior da bacia, respectivamente.

Machado et al. (2002) realizaram um estudo sobre o ciclo diário da atividade convectiva durante o TRMM-LBA. Valendo-se de um conjunto de dados abrangente (satélites, radar, precipitação pluviométrica e radiossondagens) verificam um forte acoplamento entre a atividade convectiva e a temperatura potencial equivalente à superfície (θ_e). Os mecanismos moduladores seguem os passos: (i) resfriamento radiativo no período noturno, que produz uma camada estável. Porém, como à noite é observada a maior fração de cobertura de nuvens, o resfriamento radiativo é limitado; (ii) o excesso de energia na atmosfera amazônica é exportado pela convecção; (iii) a nebulosidade noturna reduz a emissão de Radiação de Onda Longa (ROL) forçando a ocorrência de convecção para remover esta energia armazenada; (iv) a cobertura de nuvens diminui durante a manhã, aumentando o fluxo de radiação solar que chega à superfície e consequentemente θ_e ; (v) caso a superfície alcance uma determinada temperatura convectiva, ou se houver atuação de uma forçante orográfica suficiente, as parcelas podem elevar-se sem nenhuma forçante de grande escala.

Machado et al. (2004) deram ênfase à influência do uso da terra na variabilidade sazonal e diária da convecção na bacia amazônica. Sobre regiões de savanas verifica-se marcante variação sazonal e diária em parâmetros termodinâmicos. Já em regiões florestadas, ocorre pouca variação sazonal. As diferenças regionais no regime de precipitação são mais marcantes durante o período seco. O período com eventos mais intensos é durante a transição do período seco para o período chuvoso.

Com dados do satélite TRMM é possível verificar características regionais no ciclo diário da precipitação sobre a Bacia Amazônica (NEGRI et al., 2002a). As chuvas convectivas representam 24% do total de eventos, porém são responsáveis por 67% do total de volume de precipitação. O ciclo diário na bacia é caracterizado por: (i) desenvolvimento de LI entre 1200 e 2000 HL ao longo da costa do Brasil; (ii) máximo no início da manhã e mínimo no final da tarde sobre a parte Leste do rio Amazonas; (iii) no interior da bacia o início da atividade convectiva ocorre às 1300 HL atingindo o máximo entre 1500 e 1600 HL; (iv) um máximo no final da noite até o início da manhã ao longo da encosta Leste da cordilheira dos Andes, possivelmente associada à brisa de montanha; (v) máximo entre 1300 e 1800 HL ao longo da encosta Oeste na parte sul dos Andes. Mais adiante, Negri et al. (2002b) verificam a importância do período do intervalo de tempo e a área de cobertura a ser considerada para se ter uma correta representação do ciclo diário de precipitação através de dados do satélite TRMM.

Mapes et al. (2003) estudam o ciclo diário da precipitação sobre a Amazônia através de dados do *Geostationary Operational Environmental Satellite Precipitation Index* (GPI) com espaçamento de grade de $0,1^\circ$ para o período de agosto de 1998 a julho de 2000. Grande parte da convecção ocorre na forma de pequenos aglomerados convectivos no interior da bacia. Porém formações de mesoescala ao longo da costa (LI) apresentam propagação de 2 a 3 dias para Oeste e são responsáveis pela modulação do ciclo diurno.

O acompanhamento das perturbações convectivas formadas na costa norte do Brasil é feito com base nos dados do *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP)

(BARBOSA et al., 2006). Utilizam-se dados de 1984 a 1998 a fim de se obter uma climatologia da evolução desses sistemas, identificando-se três categorias deles: (i) perturbações pontuais identificadas em apenas um instante e não mais no horário seguinte com horário preferencial de ocorrência às 1800 UTC; (ii) perturbações não pontuais identificadas em pelo menos dois horários, apresentando deslocamento inferior a 150 km, formadas às 2100 UTC e que duram pelo menos 6 horas; (iii) perturbações não pontuais com deslocamento acima de 150 km, maior extensão horizontal e apresentam ciclo de vida entre 6 e 12 horas. O deslocamento preferencial destes sistemas é para Oeste, sendo o mecanismo de brisa marítima o principal responsável pela formação deles. Enquanto as forçantes de grande escala determinam sua intensificação e os limites de propagação.

2.2.3 Simulações numéricas

Usando o modelo de água rasa com aproximação do plano β equatorial estuda-se a influência de uma forçante térmica, causada por liberação de calor latente e com variabilidade diária bem definida na circulação de grande escala nos trópicos (SILVA DIAS et al., 1987). O campo de divergência permanece em fase com a forçante diária, enquanto a vortacidade tem atraso de 10 horas em relação à forçante. O modelo de água rasa consegue reproduzir os padrões de divergência e convergência do MCGA do *National Meteorological Center* (NMC). Assim, verifica-se que a convecção forçada diariamente no setor tropical da América do Sul modula a ocorrência de precipitação sobre regiões adjacentes.

Horel et al. (1994) realizam experimentos numéricos com o modelo regional da *Pennsylvania State University* (MM4) para avaliar a precipitação simulada sobre a América do Sul. O modelo apresenta precipitação muito intensa na parte Leste dos Andes. Esse erro é parcialmente removido com um tratamento mais acurado de processos de microfísica de nuvens. Verifica-se que parte dos erros na simulação da precipitação é associada ao transporte vertical de umidade através da CLA.

Betts e Jakob (2002) compararam as previsões de curto prazo do modelo do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) com os dados coletados durante o TRMM-LBA. A precipitação do modelo é iniciada duas horas após o nascer do sol, enquanto que a precipitação observada ocorre cerca de seis horas mais tarde. Concluem que a principal causa deste adiantamento de fase do máximo de precipitação está associada à má representação da transição do estágio de *cumulus* rasos para *cumulus* profundos.

Faz-se também necessário um acoplamento entre os processos físicos de superfície e a atividade convectiva. Pois o próprio uso da terra e forçantes topográficas são suficientes para alterar a partição do fluxo de energia à superfície, produzindo circulações de mesosescala capazes de desenvolver LI no interior do continente diferentemente dos mecanismos verificados anteriormente (SILVA DIAS et al., 2002b).

Mota (2004) enfatiza a simulação do ciclo diário de precipitação sobre a bacia amazônica a partir de experimentos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE. A modificação do cálculo da base, do topo e da eficiência de precipitação na PNC de AS74 modificada acarreta melhorias no total de precipitação simulada. Porém, sistematicamente o modelo prevê chuva no início da manhã em toda a bacia. Sugere-se que um melhor entendimento do transporte vertical de massa e energia na CLA deva ser feito a fim de obter melhorias na simulação do ciclo.

Bechtold et al. (2004) propõem modificações nos processos físicos resolvidos na CLA e implementa a FDC de JS03 (descrita em detalhes mais adiante) no modelo regional do ECMWF. A precipitação máxima simulada sobre a região do TRMM-LBA com a versão original do modelo ocorre às 1330 UTC, passando para 1600 UTC após o uso do novo mecanismo de disparo. Apesar das melhorias, verifica-se que os processos de superfície, tal como a partição do fluxo de energia, necessita ser mais bem representados nos modelos.

Ramos da Silva e Avissar (2006) avaliaram a capacidade do modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) em simular a evolução da convecção sobre uma área desmatada

na Amazônia. O modelo mostra-se hábil em representar o total de precipitação quando forçado com perfis reais de umidade relativa. Importantes mecanismos de retroalimentação são observados neste estudo. O ciclo diário de precipitação é modulado pela disponibilidade de umidade no ar e no solo. Valores elevados de umidade do ar conduzem a um adiantamento, enquanto a umidade do solo elevada acarretam um atraso no disparo da convecção.

Neste estudo de Ramos da Silva e Avissar (2006), o refinamento da grade horizontal mostra-se essencial no desempenho do modelo. Verifica-se que a correta simulação do ciclo somente é verificada quando o espaçamento horizontal passa de 4 para 1 km. O que é consistente com os resultados de Lang et al. (2007), que conseguiram simular através de um CRM as diferenças entre um evento ocorrido durante regimes de forte e outro de fraca atividade convectiva na Amazônia.

2.3 Sumário

Os principais mecanismos de controle da variabilidade diária da precipitação são sucintamente revisados com base no trabalho de Yang e Smith (2006). Revisam-se os principais trabalhos sobre ciclo diário sobre a bacia amazônica separados em três categorias: dados observados, informações de satélites e modelagem numérica. Os principais pontos do tópico são:

- Em geral, sobre regiões costeiras, o máximo de precipitação é preferencialmente no final da noite e início da manhã, associado à localização geográfica da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) mais ao sul durante os meses de verão do Hemisfério Sul. Dados de satélites em alta resolução também confirmam o alto grau de complexidade dos ciclos diurnos observados no interior da bacia;
- A formação de LI ao longo da costa e consequente propagação no interior do continente influencia o horário das chuvas até mesmo em regiões que distam mais de 2000 km do local de origem desses sistemas;

- As LI podem ser formadas tanto por circulações do tipo brisa marítima quanto por circulações associadas ao contraste de vegetação ou ainda através de levantamento forçado de ar sobre barreiras topográficas;
- A transformação de regiões de florestas em áreas de pastagem influencia o total de precipitação de forma que chove menos sobre áreas desmatadas. Porém, os eventos mais intensos ocorrem sobre o pasto devido uma maior quantidade de energia disponível à superfície ser usada para aquecer o ar causando maior instabilidade e instigando de forma mais eficiente o mecanismo de convecção local;
- A variabilidade intrassazonal está associada à ocorrência da ZCAS e modula o ciclo e intensidade da precipitação;
- Os modelos não são capazes de reproduzir o ciclo diário da precipitação observada e isso pode estar associado ao papel dos *cumulus* rasos.
- Como as simulações realizadas nesta pesquisa são para um espaçamento de grade horizontal de 25 km, ou seja, podendo resolver fenômenos de dimensão acima de 50 km. Então, usa-se a parametrização de convecção de GD02 disponível no modelo BRAMS. Assim, segue-se fazendo uma descrição desta parametrização.

3 PARAMETRIZAÇÃO DA CONVECÇÃO PROFUNDA: de Arakawa Schubert (1974) a Grell e Devenyi (2002)

3.1 Arakawa e Schubert (1974) modificada

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram uma das principais PNC para uso em modelos de previsão de tempo e clima. Um dos pontos fortes dessa parametrização é a representação espectral das nuvens, em que se assume que existem diferentes tipos de nuvens interagindo com o ambiente e entre si em um dado elemento de volume do modelo.

O modelo original de AS74 não considera os efeitos das correntes descendentes. Assim, Grell (1993) (GR93) propôs a inclusão dessas correntes em AS74, desenvolvendo uma nova parametrização (daqui por diante referida como Arakawa Schubert Modificada, ASM74). Em Grell et al. (1994) discute-se de forma detalhada a metodologia de inclusão das CD em ASM74, a qual é transcrita de forma sucinta a seguir.

O passo inicial é considerar a atmosfera composta por duas camadas. A primeira abaixo da base das nuvens com propriedades físicas bem misturadas (CLA). A segunda é a camada de nuvem. Sobre essas camadas considera-se que:

- As variações no estado do ambiente são governadas por equações de balanço de calor e de umidade nas duas camadas;
- A profundidade da CLA é prognosticada por uma equação adicional;
- Na camada de nuvens a convecção altera os campos de temperatura e de umidade através da subsidência induzida pelos *cumulus* e pelo desentranhamento de ar;
- As nuvens não afetam os campos de temperatura e de umidade da CLA; porém, alteram a profundidade desta camada através da subsidência compensatória.

Para descrever a parametrização de ASM74 segue-se Betts (1974), que propôs dividir

qualquer parametrização convectiva em três partes, a saber:

- Controle estático: inclui um modelo de nuvens e o cálculo das propriedades termodinâmicas;
- Controle dinâmico: determina a intensidade e localização espaço-temporal da convecção;
- Retroalimentação (*feedback*): cálculo da distribuição das taxas de aquecimento (resfriamento) e secagem (umedecimento) imposta pela convecção *cumulus* no ambiente de grande escala.

3.1.1 Controle estático

A taxa de entranhamento é o parâmetro que controla as trocas de propriedades entre o ambiente de grande escala e a nuvem em si. Considera-se que esta taxa é inversamente proporcional ao raio de uma pluma (ou nuvem)

$$\mu_c = \left(\frac{1}{M} \right) \left(\frac{dM}{dz} \right) = \frac{b}{R} \quad (3.1)$$

sendo μ_c a taxa de entranhamento, M é a massa e R é o raio da nuvem, b é uma constante adimensional. Em ASM74 considera-se:

$$\mu_u = \frac{1}{m_{(z)}} \frac{\partial m_{(z)}}{\partial z} = \frac{0,2}{r} \quad (3.2)$$

em que μ_u é a fração de entranhamento líquida da corrente ascendente, $m_{(z)}$ o fluxo de massa em um dado nível vertical da atmosfera, r é o raio da nuvem. Sendo μ_{ud} a fração de desentranhamento, reescreve-se a equação 3.2 para a CA das nuvens, as quais são caracterizadas pelo parâmetro λ

$$\mu_u = \mu_{ue} - \mu_{ud} = \frac{1}{m_{u(z)}} \frac{\partial m_{u(z)}}{\partial z} = \frac{1}{m_{u(\lambda, z)}} \left[\left(\frac{\partial m_{u(\lambda, z)}}{\partial z} \right)_{ent} - \left(\frac{\partial m_{u(\lambda, z)}}{\partial z} \right)_{det} \right] \quad (3.3)$$

sendo μ_{ue} (μ_u) a fração de entranhamento total (líquida). O primeiro (segundo) termo dentro dos colchetes refere-se às variações em μ_u devidas ao entranhamento (desentranhamento). Para qualquer propriedade termodinâmica α no interior da CA a equação de balanço é:

$$\frac{\partial m_u \alpha_u}{\partial z} = \left(\frac{\partial m_u}{\partial z} \right)_{ent} \bar{\alpha} - \left(\frac{\partial m_u}{\partial z} \right)_{det} \alpha_u + S_u \quad (3.4)$$

ou seja, a convergência vertical do fluxo de massa da propriedade α é resultado dos efeitos de entranhamento e de desentranhamento, bem como das fontes e/ou sumidouros contabilizados em S_u .

Através de 3.4 verifica-se que o efeito do entranhamento é relacionado às propriedades médias do ambiente (indicado pelas barras sobre α) enquanto o desentranhamento é característico da propriedade dentro da CA. Com o auxílio de 3.3, tem-se:

$$\frac{\partial \alpha_{u(\lambda, z)}}{\partial z} = \mu_{ue} \left(\bar{\alpha}_z - \alpha_{u(\lambda, z)} \right) + S_u \quad (3.5)$$

Analogamente, para a CD resulta:

$$\mu_d = \mu_{de} - \mu_{dd} = \frac{1}{m_{d(z)}} \frac{\partial m_{d(z)}}{\partial z} = \frac{1}{m_{d(\lambda, z)}} \left[\left(\frac{\partial m_{d(\lambda, z)}}{\partial z} \right)_{ent} - \left(\frac{\partial m_{d(\lambda, z)}}{\partial z} \right)_{det} \right] \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial \alpha_{d(\lambda, z)}}{\partial z} = \mu_{de} \left(\bar{\alpha}_z - \alpha_{d(\lambda, z)} \right) + S \quad (3.7)$$

Se α é a energia estática úmida determinada por

$$\bar{h}_{(z)} = c_p \bar{T}_{(z)} + gz + L\bar{q}_z \quad (3.8)$$

em que c_p é o calor específico do ar, $\bar{T}$ é a temperatura média, g a aceleração da gravidade, z a altura em metros, L o calor latente de condensação e q a umidade específica do ar. Pode-se, portanto, escrever as equações 3.5 e 3.7 como:

$$\frac{\partial h_{u(\lambda,z)}}{\partial z} = \mu_{ue} (\bar{h}_z - h_{u(\lambda,z)}) \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial h_{d(\lambda,z)}}{\partial z} = \mu_{de} (\bar{h}_z - h_{d(\lambda,z)}) \quad (3.10)$$

Se α é a umidade específica, vem:

$$\alpha_u = q_{u(\lambda,z)} + q_{l(\lambda,z)} \quad (3.11)$$

$$S_u = -c_o m_{u(\lambda,z)} q_{l(\lambda,z)} \quad (3.12)$$

sendo S_u o conteúdo de água precipitante; c_o é uma taxa de conversão do conteúdo de água da nuvem em precipitação, que é usualmente função do tamanho das nuvens ou do cisalhamento do vento; q_l é o conteúdo de água em suspensão dentro da nuvem; q_u é a razão de mistura de vapor d'água dentro da CA. A convergência vertical de umidade é, portanto:

$$\frac{\partial (q_{u(\lambda,z)} + q_{l(\lambda,z)})}{\partial z} = \mu_{ue} (\bar{q}_z - q_{u(\lambda,z)} - q_{l(\lambda,z)}) + S_u \quad (3.13)$$

e, para a CD

$$\frac{\partial q_{d(z)}}{\partial z} = \mu_{de} (\bar{q}_z - q_{d(z)}) + S_d \quad (3.14)$$

Assumindo-se saturação tanto na CA quanto na CD, utiliza-se a relação:

$$q_{c(\lambda,z)} = \bar{q} + \frac{\gamma}{(1+\gamma)} \left(\frac{1}{L} \right) \left(h_{c(\lambda,z)} - \bar{h}_{(z)}^* \right) \quad (3.15)$$

em que $\gamma \equiv \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial T} \right)_p$, com o símbolo * indicando que o sistema está em estado de saturação. Define-se um fluxo de massa normalizado pelo fluxo de massa na base (m_b) da CA

$$m_{u(\lambda,z)} = m_{b(\lambda)} \eta_{u(\lambda,z)} \quad (3.16)$$

que implica em uma taxa de entranhamento na forma

$$\mu_{ue} - \mu_{ud} = \frac{1}{\eta_{u(z)}} \frac{\partial \eta_{u(z)}}{\partial z} \quad (3.17)$$

e que aplicada à CD resulta em:

$$m_{d(\lambda,z)} = m_{0(\lambda)} \eta_{d(\lambda,z)} \quad (3.18)$$

$$\mu_{de} - \mu_{dd} = \frac{1}{\eta_{d(z)}} \frac{\partial \eta_{d(z)}}{\partial z} \quad (3.19)$$

Logo η_u (η_d) é o fluxo de massa normalizado da CA (CD), e m_o o fluxo de massa no nível de origem da CD. Convenientemente m_o é escrito em função de m_b e da taxa de re-evaporação da água condensada dentro da nuvem. Para isso, define-se a taxa de condensação da CA:

$$C_{u(\lambda)} d\lambda = m_b d\lambda \left(\int_{z_D}^{z_T} \eta_{u(\lambda,z)} S_u dz \right) \equiv I_1 m_b d\lambda \quad (3.20)$$

que é dividida em dois termos

$$C_{u(\lambda)} d\lambda = (R_{c(\lambda)} + E_{d(\lambda)}) d\lambda = (\alpha_{(\lambda)} + \beta_{(\lambda)}) C_{u(\lambda)} d\lambda \quad (3.21)$$

Assim, $\alpha_{(\lambda)} + \beta_{(\lambda)} = 1$ e $E_{d(\lambda)}$ representa a taxa de evaporação:

$$E_d d\lambda = m_{o(\lambda)} d\lambda \left(\int_0^{z_o} \eta_{d(\lambda,z)} S_d dz \right) \equiv I_2 m_o d\lambda \quad (3.22)$$

Do conjunto de equações 3.20-3.22, verifica-se que

$$E_d d\lambda = \beta C_u d\lambda = \beta I_1 m_b d\lambda = I_2 m_o d\lambda \quad (3.23)$$

que implica em:

$$m_{o(\lambda)} = \frac{\beta_{(\lambda)} I_1 m_{b(\lambda)}}{I_{2(\lambda)}} = \varepsilon_{(\lambda)} m_{b(\lambda)} \quad (3.24)$$

A quantidade $(1 - \beta)$ é a eficiência de precipitação. Aplicam-se suposições “arbitrárias” para determinar os níveis z_o e z_b . Assim, o nível de origem da CA (CD) é aquele em que a energia estática da parcela é máxima (mínima):

$$h_{u(z_b)} = MAX \left(\bar{h}_{(z)} \right), \text{ com } z \leq z_b \quad (3.25)$$

$$h_{d(z_o)} = MIN \left(\bar{h}_{(z)} \right) \quad (3.26)$$

3.1.2 Retroalimentação

O efeito prognóstico da convecção *cumulus* no ambiente de grande escala é determinado por

$$\left(\frac{\partial s}{\partial t}\right)_{cu} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (F_{s-Ll}) \quad (3.27)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{cu} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (F_{q+l}) - R \quad (3.28)$$

sendo $s = c_p \bar{T}(z) + gz$ a energia estática seca. Define-se o fluxo de energia estática e o fluxo de umidade das equações 3.27 e 3.28 como sendo:

$$F_{s-Ll} \equiv F_s - L F_l \quad (3.29)$$

$$F_{q+l} \equiv F_q + F_l \quad (3.30)$$

em que F_s é o fluxo de energia estática seca, F_q o fluxo de vapor d'água e F_l o fluxo de água no estado líquido em suspensão dentro da nuvem

$$F_s = + \int_{\lambda} \eta_{u(\lambda,z)} [s_{u(\lambda,z)} - \bar{s}(z)] m_{b(\lambda)} d\lambda - \int_{\lambda} \eta_{d(\lambda,z)} [s_{d(\lambda,z)} - \bar{s}(z)] m_{o(\lambda)} d\lambda \quad (3.31)$$

$$F_q = + \int_{\lambda} \eta_{u(\lambda,z)} [q_{u(\lambda,z)} - \bar{q}(z)] m_{b(\lambda)} d\lambda - \int_{\lambda} \eta_{d(\lambda,z)} [q_{d(\lambda,z)} - \bar{q}(z)] m_{o(\lambda)} d\lambda \quad (3.32)$$

$$F_l = + \int_{\lambda} \eta_{u(\lambda,z)} l_{(\lambda,z)} m_{b(\lambda)} d\lambda \quad (3.33)$$

o termo R em 3.28 representa a precipitação, a qual define-se como o sumidouro de conteúdo de água do interior das nuvens

$$R_{(z)} = + \int_{\lambda} \eta_{u(\lambda,z)} [c_o l_{(\lambda,z)}] m_{b(\lambda)} d\lambda - \int_{\lambda} \eta_{d(\lambda,z)} [q_{e(\lambda,z)}] m_{o(\lambda)} d\lambda \quad (3.34)$$

a umidade q_e é o conteúdo de vapor d'água necessário para manter a CA sob saturação. Os termos com sinal negativo em 3.31, 3.32 e 3.34 são associados às CD e os termos com sinal

positivo à CA. Eles são nulos para os níveis verticais acima de z_o e abaixo de z_b . Sendo assim, o ambiente de grande escala nos níveis abaixo de z_b é unicamente influenciado pelas propriedades da CD e o ambiente acima de z_o é influenciado pela CA.

3.1.3 Controle dinâmico

O controle dinâmico fornece a equação para o cálculo de m_b . Em ASM74 determina-se m_b a partir do conceito de Quase Equilíbrio Convectivo (QEC) de AS74. Neste, postula-se que os efeitos estatísticos das nuvens *cumulus* agem de forma a contrabalançar os efeitos desestabilizantes dos sistemas de grande escala.

O QEC é determinado a partir da definição de função trabalho de nuvem (A), que é uma medida integral da força de flutuabilidade que atua nas parcelas. Parte-se de segunda lei de Newton na forma:

$$\frac{d w_u}{dt} = (B_u - F_r) = \frac{d w_u}{dz} \frac{dz}{dt} = \frac{d}{dt} \frac{d w_u^2}{dz} \frac{1}{2} = \frac{1}{w_u} \frac{d}{dt} \frac{w_u^2}{2} \quad (3.35)$$

em que B_u é a aceleração devida à flutuabilidade e F_r a desaceleração devido à fricção das parcelas de ar. Multiplica-se a equação 35 pelo fator $\rho_{u(\lambda,z)} w_{u(\lambda,z)}$ chegando-se a:

$$\frac{d}{dt} \rho_u \frac{w_u^2}{2} = \rho_u w_u (B_u - F_r) \quad (3.36)$$

essa equação é integrada para a profundidade da CA, a qual é delimitada pelos níveis z_b e z_T . Considerando $m_u = \rho_u w_u = m_b \eta_u$, tem-se:

$$\frac{d}{dt} \int_{z_b}^{z_T} \rho_u \frac{w_u^2}{2} dz = m_{b(\lambda)} \int_{z_b}^{z_T} \eta_u B_u dz - D_u \quad (3.37)$$

em que D_u representa a dissipação de energia cinética na CA. Portanto, a equação 3.37 mostra que a taxa de energia cinética da CA é o resultado do balanço entre a produção de energia por flutuabilidade e pela taxa de dissipação. Reescreve-se a equação 3.37 na forma:

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_u = A_{u(\lambda)} m_{b(\lambda)} - D_{u(\lambda)} \quad (3.38)$$

e calcula-se $A_{u(\lambda)}$ por

$$A_{u(\lambda)} = \int_{z_b}^{z_T} \frac{g}{C_p T_{(z)}} \frac{\eta_{u(\lambda,z)}}{1 + \gamma} \left(h_{u(\lambda,z)} - \bar{h}^*_{(z)} \right) dz \quad (3.39)$$

No caso da CD, tem-se:

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_d = A_{d(\lambda)} m_{o(\lambda)} - D_{d(\lambda)} \quad (3.40)$$

$$A_{d(\lambda)} = \int_{z_o}^{z_{sup}} \frac{g}{C_p T_{(z)}} \frac{\eta_{d(\lambda,z)}}{1 + \gamma} \left(\bar{h}^*_{(z)} - h_{d(\lambda,z)} \right) dz \quad (3.41)$$

Das equações 3.38 e 3.40 e com o auxílio da relação 3.24 chega-se à expressão para o cálculo da energia cinética total

$$\frac{d}{dt} \overline{KE}_{tot} = A_{tot(\lambda)} m_{b(\lambda)} - D_{tot(\lambda)} \quad (3.42)$$

em que

$$A_{tot(\lambda)} = A_{u(\lambda)} + \varepsilon A_{d(\lambda)} \quad (3.43)$$

A variação no tempo da função trabalho total é resultado das contribuições dos processos de grande escala e da escala de *cumulus*:

$$\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} = \left(\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} \right)_{ls} + \left(\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} \right)_{cu} \quad (3.44)$$

A contribuição da grande escala é escrita na forma

$$\left(\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} \right)_{ls} = F_{(\lambda)} \quad (3.45)$$

enquanto a contribuição da escala de *cumulus* se dá pela interação entre os diferentes tipos de nuvens, o que é determinado pelo termo $K_{(\lambda, \lambda')}$ (kernel) na equação a seguir

$$\left(\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} \right)_{cu} = \int_{\lambda} K_{(\lambda, \lambda')} m_{b(\lambda')} d\lambda \quad (3.46)$$

Assim:

$$\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)} = F_{(\lambda)} + \int_{\lambda} K_{(\lambda, \lambda')} m_{b(\lambda')} d\lambda \quad (3.47)$$

Sob condição de QEC o termo $\frac{d}{dt} A_{tot(\lambda)}$ é desprezível comparado com os outros dois, o que implica em

$$F_{(\lambda)} \approx - \int_{\lambda} K_{(\lambda, \lambda')} m_{b(\lambda')} d\lambda \quad (3.48)$$

Portanto, calculando-se as forçantes de grande escala e conhecendo uma expressão para o cálculo de $K_{(\lambda, \lambda')}$ determina-se m_b e “fecham-se” as equações da PNC. A forçante de grande escala divide-se em duas partes

$$F_{(\lambda)} = F_{c(\lambda)} + F_{M(\lambda)} \quad (3.49)$$

sendo que $F_{c(\lambda)}$ e $F_{M(\lambda)}$ representam a desestabilização da grande escala por processos na camada de nuvem e na CLA, respectivamente. O termo $F_{c(\lambda)}$ aumenta $A_{(\lambda)}$ através do resfriamento adiabático do ambiente durante movimentos verticais ascendentes. $F_{M(\lambda)}$ aumenta $A_{(\lambda)}$ através de mecanismos que produzem aprofundamento da CLA. Dentre estes processos, destaca-se o aumento do fluxo vertical de energia estática durante o aquecimento diurno da baixa troposfera. Por sua vez $K_{(\lambda, \lambda')}$ é dividido em três partes:

$$K_{(\lambda, \lambda')} = K_{v(\lambda, \lambda')} + K_{D(\lambda, \lambda')} + K_{M(\lambda)} \quad (3.50)$$

$K_{v(\lambda, \lambda')}$ é o kernel do fluxo de massa vertical, $K_{D(\lambda, \lambda')}$ é referente ao fluxo de desentranhamento e $K_{M(\lambda)}$ às contribuições da CLA. O termo $K_{v(\lambda, \lambda')}$ diminui $A_{(\lambda)}$ devido à subsidência compensatória induzida por nuvens do tipo λ' . O kernel $K_{D(\lambda, \lambda')}$ é nulo se $\lambda' < \lambda$ e positivo se $\lambda' > \lambda$, o que implica que nuvens mais rasas aumentam a $A_{(\lambda)}$ das nuvens mais profundas através de resfriamento e umedecimento do ambiente. O $K_{M(\lambda)}$ está ligado à interação da CLA com a nuvem, causando aumento ou diminuição de $A_{(\lambda)}$ em função da fração de ar do ambiente da CLA que entranha na nuvem.

3.2 Grell (1993) – GR93

A parametrização de GR93 (GRELL, 1993; GRELL et al., 1994) é basicamente o modelo de ASM74, porém aplicado para um só tipo de nuvem e desprezando-se os efeitos de entranhamento lateral. Seguindo Betts (1974), tem-se:

3.2.1 Controle estático

As nuvens são caracterizadas em termos de duas circulações fechadas. Uma devido às CA e a outra às CD conforme a Figura 3.1. Como o entranhamento lateral não é considerado

então ocorre somente entranhamento no nível vertical de origem e desentranhamento no último nível das correntes. Além disso, o fluxo de massa não varia com a altura. Essas simplificações aplicadas ao modelo de ASM74 implicam em:

$$m_{u(z)} = m_{u(z_b)} = m_b \quad (3.51)$$

$$m_{d(z)} = m_{d(z_o)} = m_o \quad (3.52)$$

Assume-se que as propriedades termodinâmicas das correntes nos níveis z_b e z_o são dadas pelas condições do ambiente mais os termos que representam fontes e sumidouros; logo:

$$\alpha_{u(z)} = \bar{\alpha}_{(z_b)} + S_{u(z)} \quad (3.53)$$

$$\alpha_{d(z)} = \bar{\alpha}_{(z_o)} + S_{d(z)} \quad (3.54)$$

α é definido como na parametrização de ASM74. Os termos S_u e S_d representam as fontes e sumidouros dentro da corrente ascendente e descendente, respectivamente. Se α é a energia estática úmida do ambiente, as equações 3.53 e 3.54 tornam-se:

$$h_{u(z)} = \tilde{h}_{(z_b)} \quad (3.55)$$

$$h_{d(z)} = \tilde{h}_{(z_o)} \quad (3.56)$$

Para o balanço de umidade utiliza-se a aproximação 3.15 e usando as equações 3.53 e 3.54 conclui-se que S_u representa a condensação e S_d a evaporação no interior da nuvem. Como as variáveis do ambiente são fornecidas pelo modelo de circulação da atmosfera então o conjunto de equações 3.51-3.56 possui duas variáveis desconhecidas que são os fluxos m_o e m_b . O fluxo m_b é determinado no controle dinâmico da parametrização e a partir dele

calcula-se m_o através da relação 3.24. Da mesma forma que em ASM74, os níveis z_b e z_o são as alturas de máxima e mínima energia estática úmida, respectivamente.

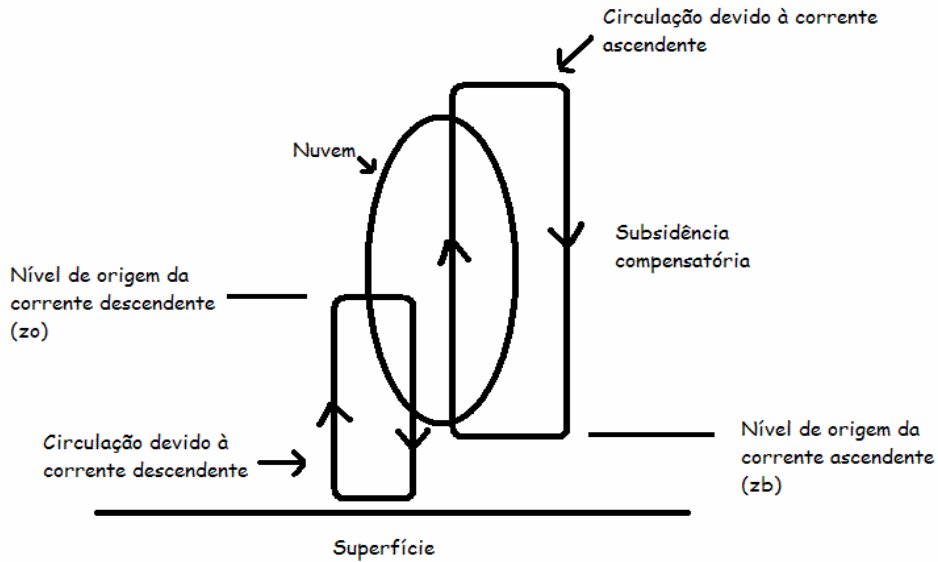


Figura 3.1 – Modelo conceitual da parametrização de Grell (1993).
Fonte: Adaptado de Grell et al. (1994).

3.2.2 Retroalimentação

Nota-se pela Figura 3.1 que a convecção *cumulus* afeta o ambiente de grande escala através de compensação de massa causada pelo ramo subsidente da circulação associada à CA, pelo desentranhamento do ar no topo da CA e na base da CD. As equações governantes são:

$$\left(\frac{\partial \tilde{h}_{(k)}}{\partial t} \right)_{cu} = \frac{\partial h_{u(z)} m_b}{\partial z} - \frac{\partial \tilde{h}_{(z)} m_b}{\partial z} - \frac{\partial h_{d(z)} m_o}{\partial z} + \frac{\partial \tilde{h}_{(z)} m_o}{\partial z} \quad (3.57)$$

$$\left(\frac{\partial q_{(k)}}{\partial t} \right)_{cu} = \frac{\partial q_{u(z)} m_b}{\partial z} - \frac{\partial \tilde{q}_{(z)} m_b}{\partial z} - \frac{\partial q_{d(z)} m_o}{\partial z} + \frac{\partial \tilde{q}_{(z)} m_o}{\partial z} \quad (3.58)$$

Recorrendo-se à equação 3.24, simplificam-se as equações 3.57 e 3.58 para

$$\left(\frac{\partial \tilde{h}_{(k)}}{\partial t} \right)_{cu} = m_b \frac{\partial \tilde{h}_{u(z)}}{\partial z} (1 - \varepsilon) + m_b \left(\frac{\partial h_{u(z)}}{\partial z} - \varepsilon \frac{\partial h_{d(z)}}{\partial z} \right) \quad (3.59)$$

$$\left(\frac{\partial q_{(k)}}{\partial t} \right)_{cu} = m_b \frac{\partial \tilde{q}_{u(z)}}{\partial z} (1 - \varepsilon) + m_b \left(\frac{\partial q_{u(z)}}{\partial z} - \varepsilon \frac{\partial q_{d(z)}}{\partial z} \right) \quad (3.60)$$

A precipitação é então definida:

$$R = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (3.61)$$

ou seja, diretamente proporcional ao fluxo de massa na base da CA, da taxa de condensação e da eficiência de precipitação, $(1 - \beta)$.

3.2.3 Controle dinâmico

A simplicidade das equações do controle estático e da retroalimentação permite a possibilidade de utilização de vários tipos de fechamentos. Na versão original Grell (1993) utiliza um fechamento associado à estabilidade, em que a integral da Energia Disponível de Flutuabilidade (*Available Buoyant Energy* - ABE) devida à atividade convectiva equilibra os efeitos desestabilizantes dos sistemas de grande escala e de escala local, o que é consistente com o conceito de QEC de AS74. Entretanto, a ABE é uma particularidade da definição da função trabalho, ou seja, quando não há entranhamento lateral e para o caso de um único tipo de nuvem. Portanto, o fechamento é:

$$\left(\frac{dABE}{dt} \right)_{OTH} = - \left(\frac{dABE}{dt} \right)_{CU} \quad (3.62)$$

Finalmente, as variações de ABE devidas à convecção *cumulus* são normalizadas por m_b

$$\left(\frac{dABE}{dt} \right)_{CU} = m_b \left(\frac{dABE}{dt} \right)_{NCU} \quad (3.63)$$

o subscrito *OTH* é referente a todos os outros termos (*others*), exceto os processos das nuvens *cumulus*. Já *NCU* é associado aos termos normalizados por m_o .

3.3 Grell e Dévényi (2002) - GD02

O esquema de GD02 é uma evolução da parametrização de GR93, sendo a primeira diferença entre GR93 e GD02 o uso da taxa de entranhamento lateral, que nesta última é considerada igual à formulação de ASM74

$$\mu_{ue(z,\lambda)} - \mu_{ud(z,\lambda)} = \frac{1}{m_{u(z,\lambda)}} \frac{\partial m_{u(z,\lambda)}}{\partial z} \quad (3.64)$$

Dessa forma a convergência de massa na CA é igual à diferença entre a parte de ar que entranha $\mu_{ue(z,\lambda)}$ e a parte de ar que desentranha da nuvem $\mu_{ud(z,\lambda)}$. Além disso, GD02 utiliza o modelo de nuvens de ASM74. O fluxo de massa no nível de origem da CD, m_o , é parametrizado em função de m_b segundo a equação 3.24.

A idéia central de GD02 é de se construir conjuntos (*ensemble*) de parametrizações através de variações em torno do controle dinâmico e do controle estático/retroalimentação. As principais formas de se produzir membros para o conjunto com base no controle estático e retroalimentação é através de perturbações na função de disparo da convecção (*trigger function*), da eficiência de precipitação ou da taxa de fração de entranhamento. Com relação ao controle dinâmico, utilizam-se diferentes opções de fechamentos, que são baseadas no conceito de QEC, ajuste convectivo ou na convergência de umidade.

No caso da função disparo de convecção utiliza-se o parâmetro CAPMAX. Conceitualmente, CAPMAX é a altura máxima que uma parcela de ar pode ascender na troposfera em busca do NCL. Embora na natureza o CAPMAX varie em função do espaço e do tempo, a versão utilizada de GD02 assume CAPMAX como constante. Porém, uma

forma de diminuir as incertezas causadas por essa consideração é fazer variações em torno de um CAPMAX de referência.

Por exemplo, para um CAPMAX = 70 hPa, adota-se um incremento de 20 hPa e com isso criam-se três membros para o conjunto, ou seja CAPMAX = 50 hPa, CAPMAX = 70 hPa e CAPMAX = 90 hPa. Os membros do conjunto para a eficiência de precipitação, ou para a taxa de entranhamento, seguem este mesmo raciocínio. No caso dos membros baseados em fechamentos, utilizam-se:

3.3.1 Arakawa e Schubert (AS)

$$-\frac{A'_{(\lambda)} - A_{(\lambda)}}{dt} = \frac{A''_{(\lambda)} - A_{(\lambda)}}{m'_{b_{(\lambda)}} dt} m_{b_{(\lambda)}} \quad (3.65)$$

sendo A' a função trabalho de nuvem calculada a partir da temperatura e umidade específica projetadas; A'' é a função trabalho calculada para uma nuvem “arbitrária”, cujo fluxo de massa também arbitrário é m'_b .

3.3.2 Grell (GR)

$$\left(\frac{dABE}{dt} \right)_{CU} = m_b \left(\frac{dABE}{dt} \right)_{NCU} \quad (3.66)$$

que é o mesmo fechamento utilizado em GR93.

3.3.3 Kain e Fritsch (1992) (KF)

$$-\frac{A'_{(\lambda)}}{dt_c} = \frac{A'_{(\lambda)} - A_{(\lambda)}}{m'_{b_{(\lambda)}} dt} m_{b_{(\lambda)}} \quad (3.67)$$

em que a convecção contrabalança a instabilidade em uma escala de tempo $(dt)_c$.

3.3.4 Convergência de umidade (KUO, 1974; KRISHNAMURTI et al., 1983) (MC)

$$R = M_{tv} (1 + f_{emp}) (1 - b) \quad (3.68)$$

em que a taxa de precipitação é proporcional à advecção de umidade integrada M_{tv} , sendo b o parâmetro de umedecimento de Kuo; f_{emp} é uma constante empírica. Comparando-se 3.61 a 3.68, tem-se:

$$R = M_{tv} (1 + f_{emp}) (1 - b) = I_1 m_b (1 - \beta) \quad (3.69)$$

Logo:

$$m_b = \frac{(1 + f_{emp}) (1 - b)}{I_1 (1 - \beta)} M_{tv} \quad (3.70)$$

3.3.5 Brown (1979) (LO)

$$m_{b(\lambda)} = m_{u(l, \lambda)} = \bar{M}_{(l_t)} - m_{d(l_t, t - \Delta t)} \quad (3.71)$$

em que o fluxo de massa na base da nuvem é proporcional ao fluxo de massa da grande escala, que é proporcional ao movimento vertical ω .

A parametrização de GD02 permite a utilização de um fechamento específico, a média simples (ou ponderada) do conjunto ou uma opção de sintonização (*tuning*) a partir de dados observados. Assim, utiliza-se as seguintes opções de fechamento:

- fechamento específico: m_{b_i}
- simples média (EN): $\langle m_b \rangle = \sum m_{b_i}$

- sintonização (EN): $m_b = \langle m_b \rangle + t \sigma$, em que $\begin{cases} \sigma \text{ é o desvio padrão} \\ t \text{ é o parâmetro de sintonização} \end{cases}$

3.4 Função de disparo de convecção de GR03 e/ou GD02

Define-se uma profundidade na qual é possível encontrar a base das nuvens (CAPMAX). Ascende-se adiabaticamente uma parcela cuja origem é o nível de maior energia estática úmida (z_b). Com isso determina-se a primeira condição de disparo, que é a necessidade de z_b ser encontrado dentro do limite imposto pelo CAPMAX. A base das nuvens ($kbcon$) é o Nível de Convecção Livre da parcela ascendida a partir de z_b . Além disso, $kbcon$ deve respeitar o limite imposto pelo CAPMAX.

O topo das nuvens (z_t) é considerado como sendo o nível de equilíbrio das parcelas. Outra imposição da FDC é que a profundidade em metros entre z_b e z_t deva ser maior que uma altura mínima (5000 m) para que a PNC seja acionada. Portanto, verifica-se que a FDC de GR03 tem forte dependência na escolha dos limiares de CAPMAX e da profundidade mínima das nuvens. Para minimizar algumas dessas incertezas, GD02 definem membros da técnica de conjunto implementada por eles a partir de perturbações sobre estes parâmetros, especialmente o CAPMAX conforme descrito no item 3.3.

3.5 Procedimento de sintonização

O conjunto contém 144 membros. É composto por três valores de CAPMAX, três eficiência de precipitação e 16 fechamentos. O CAPMAX de referência é 110 hPa com incremento de 20 hPa. As três eficiências são definidas em função do cisalhamento do vento. Já o controle dinâmico é determinado a partir dos fechamentos GR e KF. O fechamento de conjunto EN1 possui 9 membros de GR e 7 de KF. O conjunto EN2 apresenta 12 membros de GR e 4 de KF. Finalmente, EN3 apresenta também 12 membros de GR e 4 de KF, porém aumentando-se em 10 e 20% o dt_c da Equação 3.67.

3.6 Função de disparo de convecção de Jakob e Siebesma (2003)

Esta FDC é baseada no conceito de Fortes Correntes Ascendentes (FCA) (SIEBESMA E TEIXEIRA, 2000). Considera-se que uma área de FCA ($a_u \approx 3\%$ de um dado domínio) é dominada por elevadas velocidades verticais positivas. Para determinar as propriedades atmosféricas de uma FCA utiliza-se o modelo de pluma, o qual é convencionalmente resolvido em termos de variáveis conservativas úmidas (BETTS, 1973), tal como a energia estática úmida:

$$h = c_p T + gz + Lq_v \quad (3.72)$$

e umidade específica total

$$q_t = q_v + q_l \quad (3.73)$$

sendo c_p o calor específico do ar úmido à pressão constante; T a temperatura do ar ; g a aceleração da gravidade; z a altura a partir da superfície; o produto gz é o geopotencial; L é o calor latente de condensação do vapor d'água; q_v é a umidade específica do vapor e q_l o conteúdo de água líquida. A convergência vertical de uma variável genérica da CA é determinada por:

$$\frac{\partial \varphi_{ca}}{\partial z} = -\mu (\varphi_{ca} - \bar{\varphi}) \quad \text{com} \quad \varphi = \{h, q_t\} \quad (3.74)$$

sendo μ a taxa de entranhamento, que pode ser determinada a partir de experimentos com modelos para *Large Eddy Simulation* (LES) (SIEBESMA; TEIXEIRA, 2000; DE ROODE et al., 2000). Na formulação de JS03 a taxa de entranhamento é

$$\mu \approx c_e \frac{1}{\Delta z}, \quad \text{sendo } c_e \approx 0,55 \quad (3.75)$$

Simulações com modelos LES (SIEBESMA; CUIJPERS, 1995) e evidências observacionais (RAGA et al., 1990) apontam um $\mu = 1 \sim 3 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ para a convecção rasa e μ na ordem de 10^{-4} m^{-1} para a convecção profunda.

O mecanismo é inicializado com os campos de h e q_t no nível mais baixo (z_1) do modelo. A perturbação no campo de uma das variáveis é dada pela contribuição dos fluxos de calor sensível e latente à superfície, conforme proposto por Troen e Mahrt (1986):

$$\varphi_{ca(z_1)} = \overline{\varphi}_{(z_1)} + b \frac{\overline{w' \varphi'_s}}{\sigma_{w(z_1)}} \quad (3.76)$$

sendo $\overline{w' \varphi'_s}$ o fluxo de superfície, e $b \approx 1$ baseado em resultados de LES (SIEBESMA; TEIXEIRA, 2000). O termo $\sigma_{w(z_1)}$ é o desvio padrão da velocidade vertical no nível mais próximo à superfície (HOLTSLAG; MOENG, 1991), definido por:

$$\frac{\sigma_w}{w_*} \approx 1,2 \left[\left(\frac{u_*}{w_*} \right)^3 - 0,6 \frac{z}{z_i} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.77)$$

em que w_* é a escala de velocidade convectiva e u_* é a velocidade de fricção da superfície. Além das propriedades h e q_t da CA, o modelo também fornece o cálculo explícito da velocidade vertical (w_{ca}). Para isso, a equação da energia cinética na vertical seguindo Simpson e Wiggert (1969) é utilizada:

$$w_{ca} \frac{\partial w_{ca}}{\partial z} = -c_1 \mu w_{ca}^2 + c_2 B \quad (3.78)$$

tendo como condição de contorno

$$w_{ca(z_1)} = \sigma_w \quad (3.79)$$

O termo $c_2 B$ de 3.78 representa a contribuição da flutuabilidade para o total de energia cinética, sendo

$$B = g \frac{(\theta_{v,ca} - \bar{\theta}_v)}{\bar{\theta}_v} \quad (3.80)$$

em que θ_v é a temperatura potencial virtual, com a barra sobre esta variável significando média espacial. O termo $-c_1 \varepsilon w_{ca}^2$ é associado à taxa de entranhamento. Portanto, atua de forma a dissipar a energia cinética da CA. Considera-se que os pesos dos termos de flutuabilidade e de entranhamento são iguais, $c_1 = c_2 = 1$.

Outro fator importante é que a parcela a ser ascendida na atmosfera possui propriedades médias do ambiente para uma profundidade de 60 hPa. Ou seja, faz-se uma média dos campos de energia estática úmida e da umidade específica da parcela, desde a superfície (onde a pressão é P_1) até o nível vertical P_1-60 . Com isso, a parcela possui propriedades físicas bem misturadas e, com razoável aproximação, representativas da CLA. Diferente da parcela de GD02, que considera o nível de origem aquele que apresenta maior energia estática úmida.

3.7 Sumário

Descreve-se a formulação matemática da parametrização de GD02 e o mecanismo de disparo de convecção de JS03. Um dos principais desafios desta pesquisa é a junção destes dois códigos, que são escritos em FORTRAN 90, em um só. Assim, o algoritmo de JS03 é desenvolvido como um módulo do algoritmo de GD02 e um chaveamento é feito de forma que o usuário do modelo BRAMS pode optar por usar o mecanismo original ou a nova FDC. Sumarizando o tópico, destaca-se:

- O modelo original de AS74 é do tipo fluxo de massa e utiliza equações de balanço para a energia estática e umidade específica total. O modelo considera que um conjunto de

nuvens existe em um dado elemento de grade do modelo e interagem entre si e com o ambiente;

- Na formulação de AS74 não são considerados os efeitos de correntes descendentes, embora influenciem o ambiente por subsidência compensatória. Dessa forma, Grell (1993) simplifica o modelo de AS74 para um só tipo de nuvem e inclui os efeitos das CD;
- O modelo de GD02 é uma evolução de GR93 com a inclusão da taxa de entranhamento lateral, que não é considerada em neste último, além de um tratamento estatístico para o cálculo da precipitação;
- Vários tipos de fechamentos podem ser utilizados em GD02. Porém essa não é a única forma de gerar membros para o conjunto. Assim, a eficiência de precipitação é utilizada além de parâmetros associado ao mecanismo de disparo de convecção;
- A FDC de JS03 é descrita em detalhes. As principais diferenças entre esta e a formulação original de GD02 é o fato de JS03 considerar os fluxos de calor sensível e latente a superfície como forçantes das parcelas
- Uma equação diagnóstica para a velocidade vertical na escala da nuvem é usada pra determinar a base e o topo das nuvens. Uma vez implementada a FDC de JS03 parte-se para os experimentos numéricos.

4 MODELO BRAMS E EXPERIMENTOS NUMÉRICOS REALIZADOS

4.1 Modelo BRAMS: breve descrição

O modelo BRAMS é uma versão adaptada aos trópicos da sexta versão do modelo RAMS (WALKO et al., 2000), que por sua vez é um modelo não hidrostático construído para simular desde pequenos turbilhões atmosféricos até movimentos em escala planetária. Detalhes das equações e dos métodos empregados para solucioná-las são encontrados em Freitas (1999).

O modelo BRAMS contém a opção de parametrização de *cumulus* profundos de Grell e Devenyi (2002) para a convecção profunda. Inicialização diária da umidade do solo (GEVAERD E FREITAS, 2006). O BRAMS acoplado ao modelo de transporte de traçadores atmosféricos CATT (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model*) forma o modelo CATT-BRAMS, que é resultado dos trabalhos de Longo (1999) e Freitas (1999) e pode ser visto em detalhes em Freitas et al. (2009).

4.2 Experimentos numéricos

Como o transporte de traços atmosféricos não faz parte do escopo desta pesquisa utilizou-se a opção de desligar o CATT nas simulações. Assim, somente o modelo atmosférico BRAMS foi empregado nas simulações. Utiliza-se em todos os experimentos a parametrização de convecção profunda de Grell e Devenyi (2002) com fechamento de conjunto. A inicialização da umidade do solo é de Gevaerd e Freitas (2006). A cobertura da vegetação é baseada em *Normalized Difference Vegetative Index* (NDVI). A parametrização de radiação de ondas longas e ondas curtas é o modelo de Carma. Os coeficientes verticais de difusão turbulenta na CLA de Mellor e Yamada (1974). A microfísica de nuvens tem nível de complexidade 3. Utilizou-se a TSM climatológica.

As condições de contorno de grande escala são provenientes das reanálises do modelo global do ECMWF, com espaçamento de grade de 2,5°, atualizadas a cada 6 horas. A grade

horizontal é centrada na latitude (longitude) de 5,0S (62,0W) e possui espaçamento de grade de 25 km. As integrações são realizadas a cada 30 segundos, implicando em um coeficiente de CFL de aproximadamente 0,9. Aciona-se a parametrização da convecção rasa e da convecção profunda a cada 600 segundos. Usam-se 300 (200) pontos na direção zonal (meridional). Na vertical limita-se 40 níveis com espaçamento inicial de 150 m e razão de incremento de 1,07 até o espaçamento máximo de 950 m, resultando um domínio vertical de profundidade igual a 22 km.

O solo possui 7 camadas com profundidades em 0,02 m, 0,06 m, 0,14 m, 0,30 m, 0,62 m, 1,26 m, 2,54 m e 5,10 m. Iniciam-se as simulações às 00 UTC de 16 de janeiro estendendo-as até 2300 UTC de 28 de fevereiro de 1999. Por possuir um sistema de inicialização de umidade do solo, o modelo BRAMS não necessita de tempo de ajuste (*spin up*). Porém, para analisar os diferentes regimes de Leste ou de Oeste consistentemente com os períodos determinados por Rickenbach et al. (2002), despreza-se os três primeiros dias das simulações.

Exploram-se quatro características nos experimentos numéricos: (i) o uso da FDC proposta por JS03; (ii) a formulação da taxa de entranhamento de GD02 ou JS03; (iii) os efeitos da parametrização da convecção rasa proposta por Souza (1999) (SO99); (iv) o procedimento de sintonização no fechamento de conjunto da parametrização de GD02.

Ao todo realizam-se sete experimentos conforme descritos na Tabela 4.1. O experimento de controle (CTRL0) contém a formulação original do disparo de convecção de GD02 e da taxa de entranhamento. No experimento NENTR1 verifica-se o efeito direto da nova FDC com a formulação de entranhamento de GD02, enquanto no experimento NENTR2 utiliza-se o entranhamento de JS03. Nestes três experimentos a parametrização da convecção rasa não é acionada, e o fechamento de conjunto é EN1.

A segunda parte das simulações consiste em acionar a parametrização da convecção rasa de SO99 além da utilização dos fechamentos EN2 e EN3. No experimento CTRL1 verificam-

se estes dois efeitos no experimento CTRL0. Em NRAS2 contabilizam-se os efeitos do mecanismo de JS03 associado à parametrização de SO99. Finalmente, os experimentos NRAS7 e NRAS8 contemplam o efeito conjunto da nova FDC implementada a GD02, além da convecção rasa de SO99 e os fechamentos EN2 e EN3, respectivamente.

Tabela 4.1 – Experimentos numéricos realizados com o modelo BRAMS.

Experimento	FDC	Taxa de entranhamento	Convecção rasa	Fechamento
CTRL0	GD02	GD02	desligado	EN1
NENT1	JS03	GD02	desligado	EN1
NENT2	JS03	JS03	desligado	EN1
CTRL1	GD02	GD02	SO99	EN3
NRAS2	JS03	JS03	SO99	EN1
NRAS7	JS03	GD02	SO99	EN2
NRAS8	JS03	GD02	SO99	EN3

4.3 Sumário

- Uma breve descrição do modelo regional BRAMS é realizada;
- A grade horizontal do modelo cobre toda a bacia amazônica, tem espaçamento horizontal de 25 km e domínio vertical de 22 km;
- As simulações são feitas para o período de 16 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. Os três primeiros dias são excluídos. As condições atmosféricas de grande escala são atualizadas nos contornos laterais a cada 6 horas com as reanálises do modelo global do ECMWF;
- No total 7 experimentos são realizados explorando quatro características: taxa de entranhamento, *cumulus* rasos, fechamento da PNC e mecanismo de disparo de convecção.

5 OBSERVAÇÕES E MÉTODOS DE AVALIAÇÃO

5.1 Dados

5.1.1 Pluviômetros

Durante o TRMM-LBA coletou-se precipitação em 35 pluviômetros distribuídos em quatro redes. As coordenadas geográficas médias e o número de pluviômetros em cada rede são indicados na Tabela 5.1. O intervalo de registro dos dados é de 5 minutos e cobre continuamente os meses de janeiro e fevereiro de 1999. A calibragem desses instrumentos é descrita em Anagnostou e Morales (2002).

Tabela 5.1 - Localização geográfica média das redes de pluviômetros e o total de pluviômetros em cada rede.

Redes	Lat. (S)	Lon. (O)	Total de pluviômetros
Rede 1 (R1)	10,90	61,85	13
Rede 2 (R2)	10,75	62,15	12
Rede 3 (R3)	10,60	62,55	6
Rede 4 (R4)	10,35	62,55	4

5.1.2 Radar S-POL

Instalou-se o radar polarimétrico banda S (S-POL) no município de Presidente Médici (12,22 °S; 61,99 °W). O radar operou com frequência de 3 GHz e comprimento de onda de 10,7 cm. A área circular da varredura apresenta raio de 100 km. Com o S-POL coletaram-se cinco variáveis polarimétricas: refletividade, refletividade diferencial, fase diferencial específica, coeficiente de correlação e despolarização linear. A partir destas calculou-se a taxa horária de precipitação (CAREY et al., 2000), que é avaliada na altura de 1 km. Os dados estão dispostos em uma grade regular de 100 x 100 pontos com espaçamento de

grade de 2 km, acessíveis em: http://olympic.atmos.colostate.edu/trmm_lba/raindata.html. Os dados do S-POL não são contínuos, assim despreza-se o período entre 12 e 15 de janeiro por apresentar muitas falhas. O intervalo de varredura do radar não é uniforme, mas em geral ocorre a cada 10 minutos. Dessa forma, desprezam-se horas com menos de três varreduras.

5.1.3 Algoritmo 3B42_V6

A precipitação através do algoritmo 3B42_V6 é obtida a partir da Técnica de Análise de Precipitação de Multi-satélites (TMPA) (*TRMM Multisatellite Precipitation Analysis*) (HUFFMAN et al., 1997; HUFFMAN, et al., 2004). Os dados cobrem a faixa latitudinal (longitudinal) de 50° S a 50° N (180° O a 180° E) e estão dispostos em intervalos regulares de 3 horas com espaçamento de grade de 25 km.

5.1.4 Fluxos turbulentos de calor sensível e latente, vento em altitude.

Variáveis meteorológicas utilizadas para avaliar as simulações foram coletadas em dois sítios durante o TRMM-LBA. Na Fazenda Nossa Senhora (FNS; 10,14° S; 61,91° O; 293 m) coletaram-se dados de fluxos turbulentos de calor sensível e latente através do sistema de correlação de vórtices e perfis verticais das componentes zonal e meridional do vento. Esses fluxos turbulentos são coletados apenas no mês de Fevereiro.

As radiossondagens são realizadas a cada 3 horas, embora essa frequência não seja constante durante todo o experimento. Detalhes da climatologia dos sítios, além dos resultados obtidos a partir destas medidas podem ser verificados, por exemplo, em Silva Dias et al. (2002a), Fisch et al. (2004) e Von Randow et al. (2004).

5.2 Métodos de avaliação

5.2.1 Análise harmônica

Qualquer função temporal f_t contínua e com derivada constante pode ser expressa, através da Análise de Fourier, por uma série infinita de funções seno e cosseno denominadas harmônicos. Para o período de 24 horas, o harmônico 1 representa a variabilidade diária e o harmônico 2 a semidiária da série. Portanto, considera-se que f_t é composta apenas da média (chamado de harmônico fundamental) e da somatória dos harmônicos diário e semidiário.

$$f_t = \overline{f} + \sum_{k=1}^2 C_k \cos(\omega_k t - \varphi_k) \quad (5.1)$$

sendo $\overline{f}$ a média aritmética da série; k representa os dois harmônicos, ω_k e C_k são, respectivamente, a frequência angular e a amplitude de cada harmônico,

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \quad (5.2)$$

em que A_k é a componente de cosseno e B_k a componente de seno da amplitude

$$A_k = \frac{2}{N} \sum_{j=1}^N f_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{N}\right) \quad (5.3)$$

$$B_k = \frac{2}{N} \sum_{j=1}^N f_t \sen\left(\frac{2\pi kt}{N}\right) \quad (5.4)$$

sendo N o número de observações num intervalo de 24 horas; φ_k é o ângulo de fase, que representa o tempo que a onda leva para alcançar sua máxima amplitude, determinado por

$$\varphi_k = \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \quad \text{se } A_k > 0$$

$$\tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \pm \pi \quad \text{se } A_k < 0$$

$$\frac{\pi}{2} \quad \text{se } A_k = 0 \quad (5.5)$$

Define-se a fração de variância relativa (FV) como a contribuição de cada harmônico para a variância total da série

$$FV = \frac{C_K^2}{2s^2} \quad (5.6)$$

sendo s^2 a variância total da série.

5.2.2 Análise estatística

Seja x a variável prevista e y a variável observada, ambas definidas para todos os pontos coincidentes $i = 1, 2, 3, \dots, n$. Calcula-se o coeficiente de correlação de Pearson (r) por.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\left[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (5.7)$$

em que $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$ e $\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$ é a média aritmética da observação e da previsão, respectivamente. Aplica-se o teste t de Student para determinar a significância estatística das correlações. Essa significância representa uma medida de confiabilidade do resultado, ou ainda, a probabilidade do erro que é envolvido em aceitar um resultado como verdadeiro (WILKS, 1995).

$$t = \frac{r \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (5.8)$$

sendo t um valor tabelado em função da significância pretendida. No caso, adota-se a significância de 95%.

Calcula-se o desvio padrão (σ), o viés médio (VM), a Raiz do Erro Médio Quadrático (R) e a raiz do erro médio quadrático normalizado pelo viés Médio (R_{NO}) seguindo Keyser e Anthes (1977)

$$\sigma_{x,y} = \left[\frac{1}{n} \sum (x_i, y_i - \bar{x}, \bar{y})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.9)$$

$$VM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - y_i \quad (5.10)$$

$$R = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.11)$$

$$R_{NO} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i + y_i - VM)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.12)$$

Calculam-se índices de destreza normalizando-se os erros R e R_{NO} pelo desvio padrão das observações. Utilizam-se os critérios de Keyser e Anthes (1977) e Pielke (2002) para avaliar o grau de destreza das simulações. Neste sentido, uma simulação é considerada de boa destreza quando:

$$\frac{\sigma_x}{\sigma_y} \approx 1, \quad \frac{R}{\sigma_y} < 1 \quad e \quad \frac{R_{NO}}{\sigma_y} < 1 \quad (5.13)$$

Determinam-se os índices de exatidão: viés (NQB) e o erro absoluto médio (NMAE) normalizados pela média das observações

$$NQB = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - y_i}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i} \quad (5.14)$$

$$NMAE = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - y_i|}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i} \quad (5.15)$$

Utiliza-se uma tabela de contingência 2x2 (Tabela 5.2) para avaliar as previsões e as estimativas de precipitação sob diferentes limiares (WILKS, 1995; OLIVEIRA; OYAMA, 2007).

Tabela 5.2 – Tabela de contingência 2x2.

		Observação	
		SIM	NÃO
Estimativa ou previsão	SIM	a	b
	NÃO	c	d

A partir dessa tabela e, estipulando-se os limiares, define-se:

A probabilidade de detecção (POD) que é a fração de acertos com relação ao total de casos observados. O acerto total (nenhum acerto) é 1 (0):

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (5.16)$$

A razão de falso alarme (RFA) que é a fração de alertas falsos em relação ao total de ocorrências previstas. O acerto total (nenhum acerto) é 0 (1):

$$RFA = \frac{b}{a + b} \quad (5.17)$$

O *vies* (*bias*) representa a razão entre o total de casos previstos e o total de casos observados. O valor de referência é 1. Viés maior (menor) que 1 indica superestimativa (subestimativa).

$$vies = \frac{a + b}{a + c} \quad (5.18)$$

5.2.3 Avaliação da precipitação na região do TRMM-LBA

Um dos objetivos específicos é analisar o ciclo diário a partir de diferentes fontes de dados. Toma-se a precipitação dos pluviômetros como base e avalia-se quantitativamente a precipitação gerada a partir do radar S-POL, do algoritmo 3B42_V6 e a precipitação simulada na região do TRMM-LBA. Para isso, tem-se a necessidade de compatibilizar, o quanto possível, as escalas de tempo e espaço das fontes de dados. Essa compatibilização é feita em duas etapas. A primeira destina-se a avaliar a precipitação do S-POL a partir da precipitação registrada através dos pluviômetros, enquanto a segunda avalia a precipitação do 3B42_V6 a partir da precipitação do radar S-POL.

Na primeira etapa, para minimizar os erros associados à escala espacial, consideram-se como dados de referência somente as redes R1 e R2 (Figura 5.1), pois possuem uma quantidade maior de pluviômetros, 13 e 12 respectivamente. Assim, a precipitação do S-POL equivalente a R1 (R2) é chamada de S-POL1 (S-POL2) e representa a média sobre a área de 144 km² centrada no pixel correspondente à localização geográfica segundo a Tabela 5.1.

A área de 144 km² é a menor área que contém todos os pluviômetros das redes R1 e R2. Na segunda etapa faz-se a média da precipitação de todo o domínio do radar e a média da área quadrada mostrada na Figura 5.1 para os dados do 3B42_v6. As análises são feitas para o período de 19 de janeiro a 28 de fevereiro, divididas em taxa horária e acumulado diário, além da análise da variabilidade intrassazonal.

Na avaliação da precipitação do radar utiliza-se a análise harmônica e análise estatística. Na avaliação da precipitação do algoritmo 3B42_V6, bem como das simulações realizadas com o BRAMS usa-se apenas a análise estatística. O motivo da exclusão da análise harmônica do 3B42_V6 é que este produto contém somente 8 informações no intervalo de 24 horas,

sendo, portanto, incompatível com a avaliação da precipitação do radar S-POL. A ausência da análise harmônica da precipitação simulada deve-se ao fato de o modelo não capturar padrões semidiários associados ao segundo harmônico da série de Fourier, conforme será mostrado mais adiante.

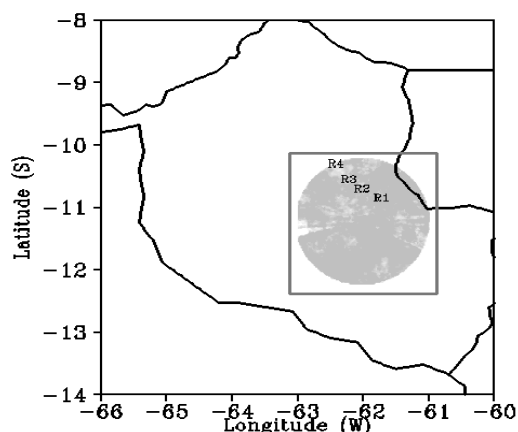


Figura 5.1 – Estado de Rondônia. As redes de pluviômetros são indicadas por R1, R2, R3 e R4. O círculo cinza é a área de varredura do radar S-POL. O quadrado cinza é a área utilizada para avaliar a precipitação do algoritmo 3B42_V6.

5.3 Avaliação da precipitação simulada na bacia Amazônica

A avaliação da precipitação simulada na bacia é feita de forma subjetiva através da precipitação do 3B42_V6. A primeira parte é feita por áreas selecionadas baseadas no trabalho de Marengo et al. (2001), que identificaram o início e fim da estação chuvosa na Bacia Amazônica a partir de um amplo conjunto de dados de precipitação da Agência Nacional de Energia Elétrica para o período de 1979 a 1996.

Na segunda parte, faz-se uma avaliação através de diagramas de Hövmöller de médias meridionais. Este tipo de diagrama é usado para verificar propagação de ondas ao longo do tempo e, na presente pesquisa, apresenta-se como uma oportunidade de verificação da variabilidade intrassazonalidade na atividade convectiva. Os limites de cada área conforme determinado por Marengo et al. (2001) (A1 a A6 e A8) além de duas áreas sobre a

cordilheira dos Andes (A7 e A9) e as faixas nas quais foram determinados os diagramas de Hövmöller são apresentados na Tabela 5.3 e são visualizadas através da Figura 5.2.

Tabela 5.3 – Nomenclatura e delimitação geográfica das áreas de avaliação das simulações.

Área	Regiões e faixas	Latitude inicial	Latitude final	Longitude inicial	Longitude final
A1	Noroeste	1,0° S	3,0° N	70,0° O	66,0° O
A2	Norte	Equador	5,5° N	63,7° O	58,7° O
A3	Central	9,0° S	1,0° S	63,0° O	55,0° O
A4	Litoral	3,5° S	3,5° N	52,5° O	45,5° O
A5	Sudeste	20,0° S	10,0° S	57,2° O	47,2° O
A6	Sudoeste	10,0° S	3,0° S	73,0° O	65,0° O
A7	Andes1	15,0° S	11,0° S	75,0° O	71,0° O
A8	Bacia	15,0° S	5,0° N	68,0° O	45,0° O
A9	Andes2	Equador	8,0° N	78,0° O	72,0° O
F1	Faixa1	Equador	5,0° N	70,0° O	40,0° O
F2	Faixa2	5,0° S	Equador	70,0° O	40,0° O
F3	Faixa3	10,0° S	5,0° S	70,0° O	40,0° O
F4	Faixa4	15,0° S	10,0° S	70,0° O	40,0° O

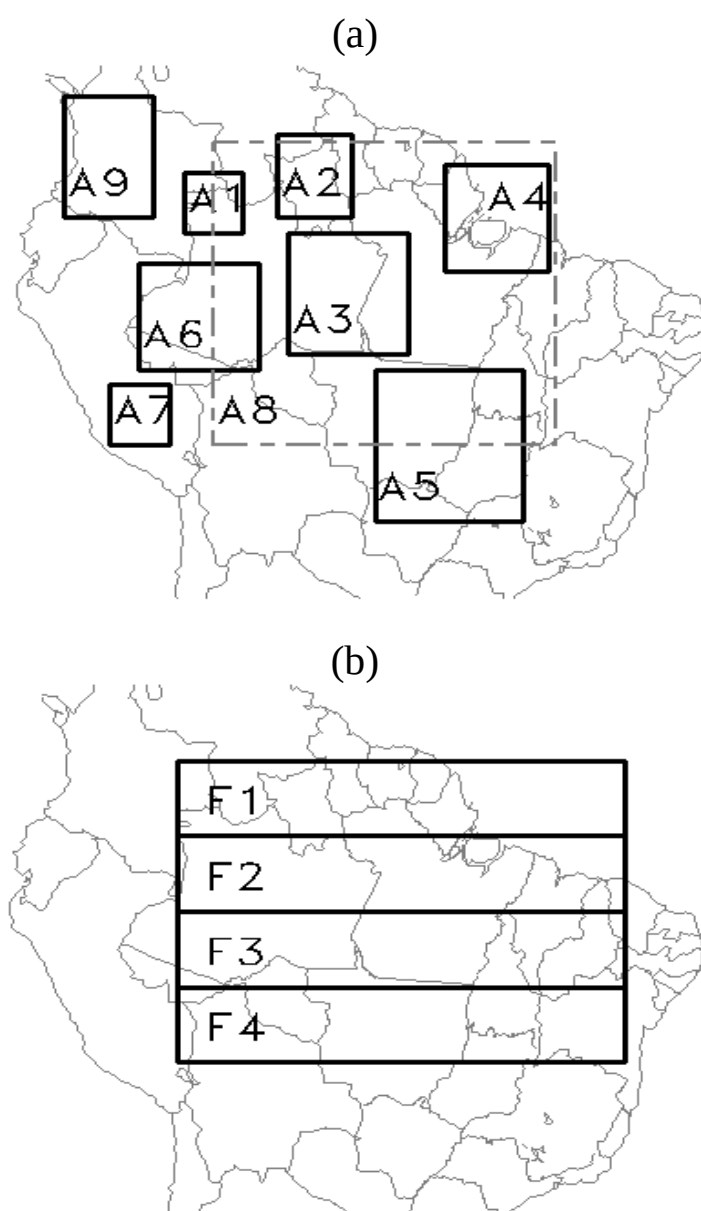


Figura 5.2 – Área de avaliação de avaliação das simulações realizadas com o modelo regional CATT-BRAMS : (a) áreas delimitadas de acordo com Marengo et al. (2001) mais duas sobre os Andes; (b) faixas consideradas para os diagramas de Hövmöller.

5.4 Sumário

- Os dados de precipitação utilizados na pesquisa são de três fontes: pluviômetros, radar S-POL e algoritmo 3B42_V6. Além disso, utilizam-se dados de fluxos turbulentos de calor sensível e latente à superfície e vento em altitude obtido através de radiossondagens;
- Descreve-se a análise harmônica e os cálculos estatísticos que são usados mais adiante para avaliar tanto a precipitação observada com o radar e determinada através do algoritmo 3B42_V6 quanto a precipitação e temperatura simulada através do modelo regional;
- A estatística é dividida em duas partes. A primeira é através de correlação, erros normalizados e índices de exatidão baseados no desvio padrão das observações. A segunda é através de uma tabela de contingência 2x2, na qual é possível analisar desempenhos para diferentes limiares de observações.
- Os métodos de avaliação divididos em área do TRMM-LBA e bacia amazônica são expostos.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Avaliação da precipitação do S-POL e do algoritmo 3B42_V6

As análises são feitas para diferentes condições sinóticas, as quais são associadas com variações intrassazonais na circulação em baixos níveis, que modulam as fases de atividade e de quebra da convecção no Sistema de Monção da América do Sul (JONES; CARVALHO, 2002). Fases de atividade (quebra) convectiva são associadas a regimes de vento zonal de Leste (Oeste) (RICKENBACH et al., 2002). O período de cada regime é apresentado na Tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Regimes de Leste ou de Oeste definidos pela componente zonal do vento em 850 hPa segundo Rickenbach et al. (2002) durante o TRMM-LBA.

Regime	Período (1999)
Leste2	19 a 28 de janeiro
Oeste3	29 janeiro a 7 de fevereiro
Leste3	8 a 21 de fevereiro
Oeste4	22 a 28 de fevereiro

6.1.1 – Pluviômetros e S-POL

Primeiro avalia-se a precipitação acumulada e média de 24 horas. Na Tabela 6.2 apresentam-se a média diária, desvio padrão, o total acumulado em 43 dias, coeficiente de correlação, NQB e NMAE. A precipitação diária e o total acumulado na rede R1 é 60 mm (26%) menor que em R2. A distância entre R1 e R2 é aproximadamente 40 km. Portanto verifica-se a eficiência dos mecanismos de convecção local sobre região, tais como topografia e circulações de mesoescala induzidas por aquecimento diferencial entre áreas com e sem florestas (Silva Dias et al., 2002b). Além disso, a ocorrência de tempestades sobre a região de R2 é influenciada por efeitos topográficos e este mecanismo é responsável por 21% dos casos de precipitação convectiva sobre a região (LIMA; WILSON, 2008).

Esses mecanismos são também evidenciados devido à precipitação do S-POL apresentar padrão de distribuição invertido, ou seja, é maior em S-POL1. Isso sugere que pluviômetros individuais registram eventos de intensa precipitação. Porém, para o radar, esses eventos são suavizados no cálculo da média sobre as áreas.

Um exemplo disso ocorre no dia 31 de janeiro em que a precipitação acumulada em 24 horas foi de 55 mm.dia⁻¹ e 15 mm.dia⁻¹ em R2 e S-POL2, respectivamente. Além disso, verifica-se que o desvio padrão da precipitação em R2 é maior que em R1 (11,68 mm contra 8,72 mm), sugerindo a ocorrência de eventos intensos de precipitação em R2 conforme observado por Marengo et al. (2004).

Esses casos de precipitação intensa registrados em R2 causam impacto na avaliação estatística da precipitação do radar. Assim, r entre S-POL1 e R1 é de 0,88, enquanto entre S-POL2 e R2 é 0,61. Coerentemente, S-POL1 apresenta erro absoluto de 51% e superestima a precipitação dos pluviômetros em 20%. Já em S-POL2, o erro absoluto é de 53% e o radar subestima a precipitação observada em 18%.

Tabela 6.2 – Média, desvio padrão σ , precipitação acumulada, coeficiente de correlação de Pearson (r), NMAE, NQB. A estatística é referente à precipitação acumulada em 24 horas.

	R1	S-POL1	R2	S-POL2
Média (mm.dia⁻¹)	5,43	6,54	6,87	5,58
σ (mm.dia⁻¹)	8,72	8,97	11,68	8,22
Acumulado (mm)	228,13	274,54	288,41	234,39
r	0,88		0,61	
NMAE	0,51		0,53	
NQB	0,20		-0,18	

Na Figura 6.1 mostra-se a dispersão entre as taxas horárias de precipitação, divididas em duas partes. Nas Figuras 6.1a e 6.1b apresenta-se a correlação entre a precipitação das duas áreas de avaliação para o mesmo sistema de medida, enquanto as Figuras 6.1c e 6.1d é a correlação entre a precipitação dos dois sistemas de medidas. Coerentemente, mantém-se a subestimativa em S-POL2 e a superestimativa em S-POL1. Além disso, mostra-se o maior desvio padrão em R2. O coeficiente de correlação entre as duas áreas do radar é de 0,32 e entre as duas redes de pluviômetros é de 0,33.

O resultado é consistente com o trabalho de Fisch et al. (2007), que mostraram um r de 0,20 a 0,40 para séries de precipitação de estações pluviométricas com distância entre si maior que 5 km. A correlação entre a precipitação horária de S-POL1 e R1 é 0,84 e entre S-POL2 e R2 é 0,58. Ou seja, ligeiramente menor que para a precipitação diária, indicando possível defasagem temporal entre as medidas dos pluviômetros e as estimativas do radar.

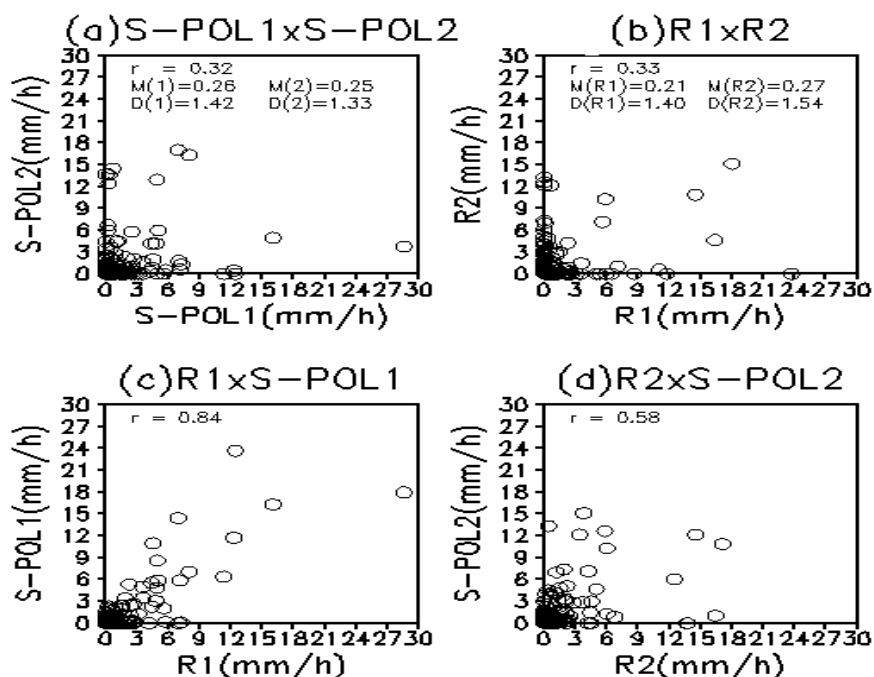


Figura 6.1 – Diagramas de dispersão: (a) S-POL1 x S-POL2, (b) R1 x R2, (c) R1 x S-POL1 e (d) R1 x S-POL2.

O viés, a RFA e a POD calculado para diferentes limiares é apresentada na Figura 6.2. O viés de S-POL2 é próximo a 1 para a precipitação abaixo de 4 mm h⁻¹ e apresenta subestimativa para os limiares entre 5 e 6 mm h⁻¹. Em S-POL1 ocorre superestimativa até o limiar de 6 mm h⁻¹. Porém, há bom desempenho para os eventos de precipitação de 8 a 10 mm h⁻¹. As RFA de S-POL1 e S-POL2 até 1 mm h⁻¹ são similares. Entretanto, a partir deste limiar ocorre um aumento considerável na RFA de S-POL2 e diminuição em S-POL1. Assim, a POD em S-POL2 é sempre melhor que em S-POL1 e apresenta uma tendência de queda com o aumento dos limiares de precipitação.

Isso é consistente com a análise objetiva da Tabela 6.2, na qual altas taxas de precipitação registradas em R2 apresentam-se com características mais pontuais e, portanto, são suavizadas no cálculo da medida da precipitação sobre S-POL2. Assim, a POD em S-POL2 é sempre melhor que em S-POL1 e apresenta uma tendência de queda com o aumento dos limiares de precipitação.

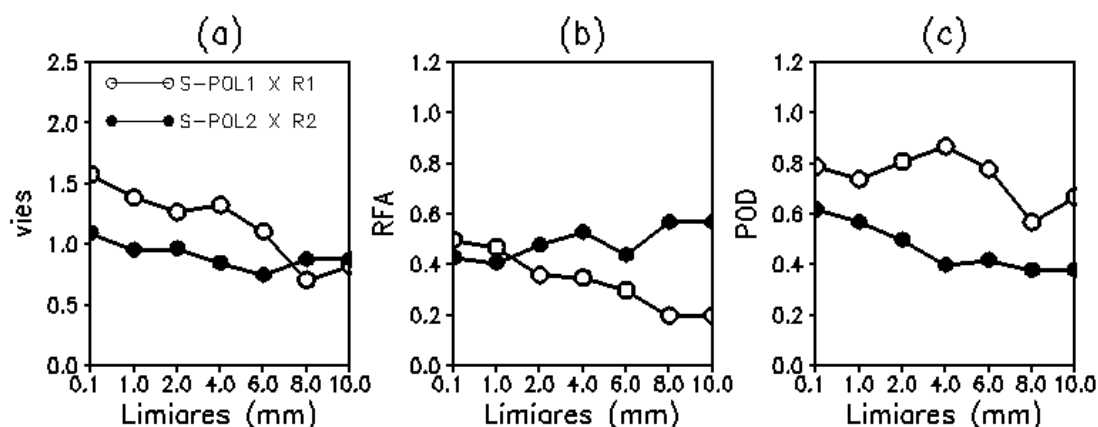


Figura 6.2 – (a) Viés, (b) RFA e (c) POD calculados para diferentes limiares.

A evolução diária da precipitação bem como o harmônico diurno (H1) e semidiário (H2) são apresentados na Figura 6.3. As Figuras do S-POL representam a precipitação média do domínio enquanto para os pluviômetros considera-se a medida das redes R1 e R2. Nota-se que os regimes de Leste apresentam padrões diferentes. Durante Leste2 um máximo principal é registrado às 1700 HL (1,0 mm h⁻¹) nos pluviômetros e às 1600 HL (0,6 mm h⁻¹) na precipitação do radar.

No regime Leste3 registram-se com os pluviômetros dois picos de intensidade similar. Porém, para o S-POL o máximo da tarde (1300 HL) e da noite (0200 HL) tem intensidade de $0,6 \text{ mm h}^{-1}$ e $0,4 \text{ mm h}^{-1}$, respectivamente. Durante os regimes de Oeste a diferença entre os dois sistemas de medida torna-se mais evidente. O máximo de precipitação registrada com os pluviômetros durante Oeste3 ocorre às 1300 HL ($1,5 \text{ mm h}^{-1}$), ao passo que no S-POL o máximo é às 1400 HL ($0,5 \text{ mm h}^{-1}$). Além disso, durante o regime Oeste4, os pluviômetros exibem um padrão semidiário que é pouco evidente na precipitação do S-POL.

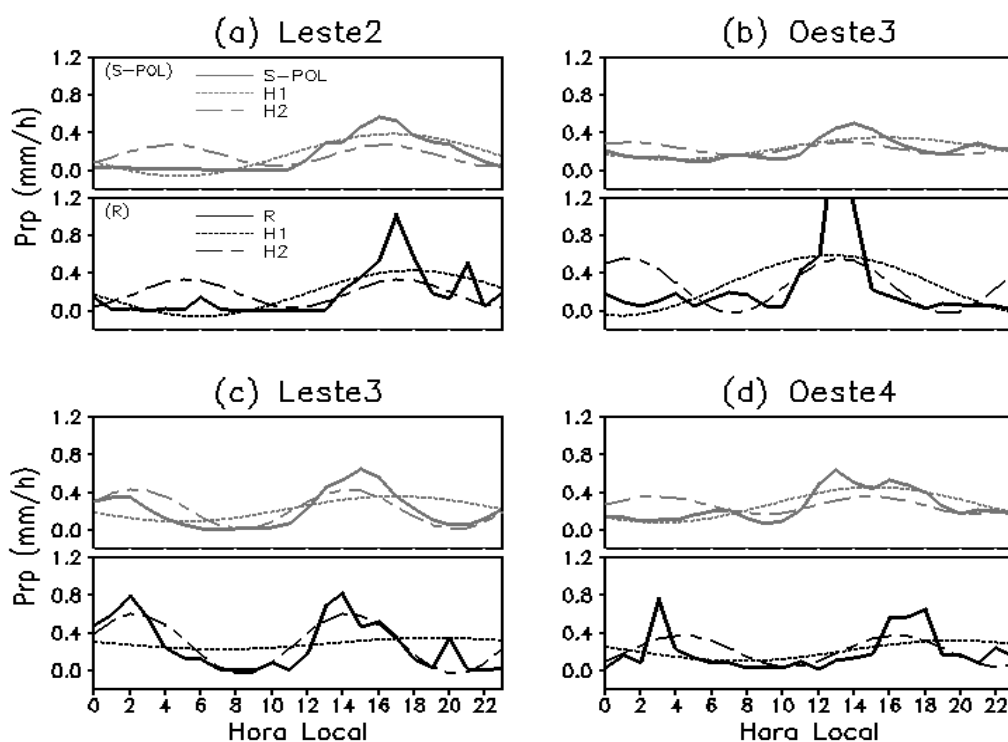


Figura 6.3 – Ciclo diário de precipitação registrado com as redes de pluviômetros R1 e R2 e estimado a partir do radar S-POL para diferentes regimes de vento em baixos níveis. As curvas dos harmônicos H1 e H2, que correspondem aos ciclos diurno e semidiário, respectivamente.

Na Figura 6.4 mostra-se a análise harmônica baseada na fração de variância explicada, amplitude relativa e fase dos harmônicos H1 e H2. Para todo o experimento (GE no eixo das abscissas) os dois harmônicos explicam, respectivamente, cerca de 70% e 90% do total da variância da variabilidade da precipitação dos pluviômetros e do radar. Durante os regimes de Leste, 75% da variância da precipitação dos pluviômetros e 93% do S-POL é explicada por H1 e H2, enquanto para a média dos regimes de Oeste esses valores são, nesta ordem, de 55% e 80%.

Isso confirma que durante os regimes de Leste o ciclo diário é principalmente modulado por mecanismos de convecção local, enquanto nos regimes de Oeste outras oscilações contribuem para o total de variância, como por exemplo, o SMAS (CARVALHO et al., 2002). Os resultados do radar apontam que 60% da variância é explicada por H1 e 35% por H2. Isso é consistente com os resultados de Dai (2001), que utilizou dados de precipitação derivados a partir de informações de satélites, e mostrou que durante os meses de verão nas partes continentais tropicais S1 contribui com 50 a 70% e S2 com 10 a 20% para o total de variância.

A amplitude relativa de H1 e H2 dos pluviômetros e do S-POL é da mesma ordem de grandeza, exceto nos dados dos pluviômetros durante o regime Leste2 em que para H1 é de 7% e H2 é de 40%. Nos outros regimes essa porcentagem varia entre 15 e 20% com uma tendência de diminuição durante os regimes de Oeste. Para os dados do radar o padrão é similar, mas com variação entre 20 e 40%. Liu e Zipser (2008) usando nove anos de dados do satélite TRMM mostram que a amplitude relativa de H1 é em torno de 13% sobre a bacia Amazônica. Esse valor é abaixo do encontrado na presente pesquisa e pode ser atribuído tanto ao sistema de estimativa de precipitação quanto ao fato desses autores considerarem o ciclo diário médio sem fazer distinção entre período chuvoso e período seco.

Para a média do experimento a fase de H1 da precipitação dos pluviômetros é em torno de 1600 HL e do S-POL próximo às 1400HL. Diferem-se, portanto, em duas horas. Contudo,

durante Oeste3 a diferença entre as fases é de apenas 30 minutos. A fase do S-POL apresenta um padrão coerente entre os regimes com um atraso de duas horas do máximo durante os regimes de Leste comparado aos regimes de Oeste. O mesmo comportamento é verificado com os dados dos pluviômetros, porém com uma defasagem de cerca de uma hora.

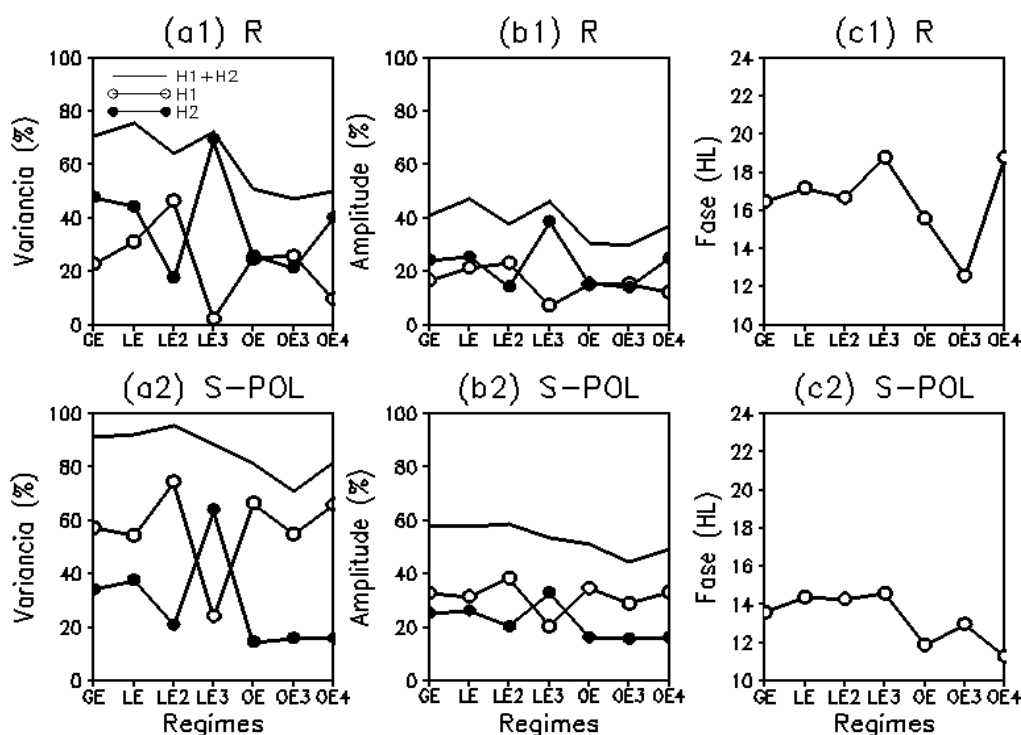


Figura 6.4 – (a1 e a2) Variância explicada pelos harmônicos H1 e H2, (b1 e b2) amplitude relativa a série de dados, (c1 e c2) fase de H1. No eixo x: GE – geral, LE – média dos dois regimes de Leste, LE2 – Leste2, LE3 – Leste3, OE – média dos dois regimes de Oeste, OE3 – Oeste3 e OE4 – Oeste4.

6.1.2 – S-POL e 3B42_V6

Os produtos de precipitação derivados do projeto TRMM apresentam problemas em representar o ciclo diário sobre áreas de pouca extensão e para intervalos de tempo curto (NEGRI et al., 20002b; YANG; SMITH, 2006; HUFFMAN et al., 2007). Sendo assim,

nesta análise considera-se como regime de Leste (e também de Oeste) como sendo a junção dos dois eventos listados na Tabela 6.1. Assim, o regime de Leste apresenta 23 e o regime de Oeste 15 dias. Além disso, determina-se um ciclo diário composto para os eventos mais intensos de Leste e de Oeste ocorridos durante os meses de janeiro e fevereiro de 2000 a 2007. Para isso, o critério de persistência de vento meridional de Leste ou de Oeste no nível de 850 hPa de Rickenbach et al. (2002) foi aplicado às reanálises do modelo global do NCEP (KALNAY et al., 1996).

A Tabela 6.3 contém a média e o desvio padrão da precipitação, além do coeficiente de correlação de Pearson, NQB e NMAE. Os índices são calculados para os regimes de Leste, de Oeste e para o experimento TRMM-LBA. A precipitação estimada pelo 3B42_V6 é sempre menor que a do radar. Considerando o experimento total, a diferença é em torno de 50%. Considerando o número de dias do experimento, os resultados são consistentes com as análises de Negri et al. (2002b), que descrevem a importância do tamanho da amostragem na correta representação do ciclo diário de precipitação a partir de informações do projeto TRMM.

Tabela 6.3 – Média, desvio padrão (σ), coeficiente de correlação de Pearson, NMAE e NQB da precipitação obtida pelo radar S-POL e pelo algoritmo 3B42_V6 do projeto TRMM. A tabela é feita para o regime de Leste e de Oeste além de experimento total.

	TRMM-LBA		Leste		Oeste	
	S-POL	3B42_V6	S-POL	3B42_V6	S-POL	3B42_V6
Média (mm dia⁻¹)	0,64	0,32	0,60	0,29	0,72	0,37
σ (mm dia⁻¹)	1,25	0,62	1,39	0,63	0,94	0,60
r		0,56		0,60		0,48
NMAE		0,78		0,80		0,76
NQB		-0,50		-0,51		-0,49

A precipitação durante o regime de Leste é mais convectiva. Porém, na média chove mais durante os regimes de Oeste, pois durante este regime os eventos de precipitação são mais persistentes (MARENGO et al., 2004; CAREY et al., 2000). Essa característica é bem representada pelo 3B42_V6 que apresenta uma média de $0,29 \text{ mm h}^{-1}$ durante o regime de Leste e $0,46 \text{ mm h}^{-1}$ no regime de Oeste.

A correlação é maior durante o regime de Leste (0,60) e na média foi de 0,56, concordando com as análises de Villarini e Krajewski (2007) que analisam o desempenho deste algoritmo sobre os Estados Unidos e de Katsano et al. (2004) sobre a parte Leste do Mediterrâneo. O algoritmo subestima a precipitação do radar em 50% conforme mostrado pelo NQB. Nos estudos de Villarini e Krajewski (2007) e Katsano et al. (2004) a subestimativa é de 12%, diferença que se justifica porque estes autores analisaram períodos mais extensos de dados.

Na Figura 6.5 mostram-se os índices de desempenho (viés, FAR e POD) calculados para diferentes limiares. A figura é dividida por colunas, sendo a primeira para o período total do experimento, a segunda e a terceira para os regimes de Leste e de Oeste, respectivamente. Além disso, os índices são determinados para as horas do dia e da noite. Tanto no regime de Leste quanto de Oeste o viés é próximo de 1 durante a noite e diminui com o aumento dos limiares.

Durante o dia, o 3B42_V6 apresenta melhores resultados para o regime de Leste. A RFA para TRMM-LBA é maior durante o dia para limiares abaixo de $1,0 \text{ mm h}^{-1}$ e maior durante a noite para os limiares acima $1,0 \text{ mm h}^{-1}$. Isso sugere que o algoritmo apresenta dificuldades em representar eventos de precipitação intensa durante a noite. Consistente com os valores da RFA, a POD é maior durante o regime de Leste à noite.

O ciclo diário obtido através do radar S-POL e com o 3B42_V6 é mostrado na Figura 6.6. Para o período total do experimento, a precipitação determinada pelo S-POL exibe um máximo principal às 1800 UTC e outro secundário às 0600 UTC. Durante o regime de

Oeste o máximo principal é bem pronunciado às 1800 UTC ($1,4 \text{ mm h}^{-1}$). Como a amostragem dos dados é de 3 horas então não é possível observar o máximo principal da curva do S-POL durante o regime de Leste que ocorre às 2000 UTC com taxa de precipitação de $1,7 \text{ mm h}^{-1}$ (SANTOS E SILVA et al., 2009).

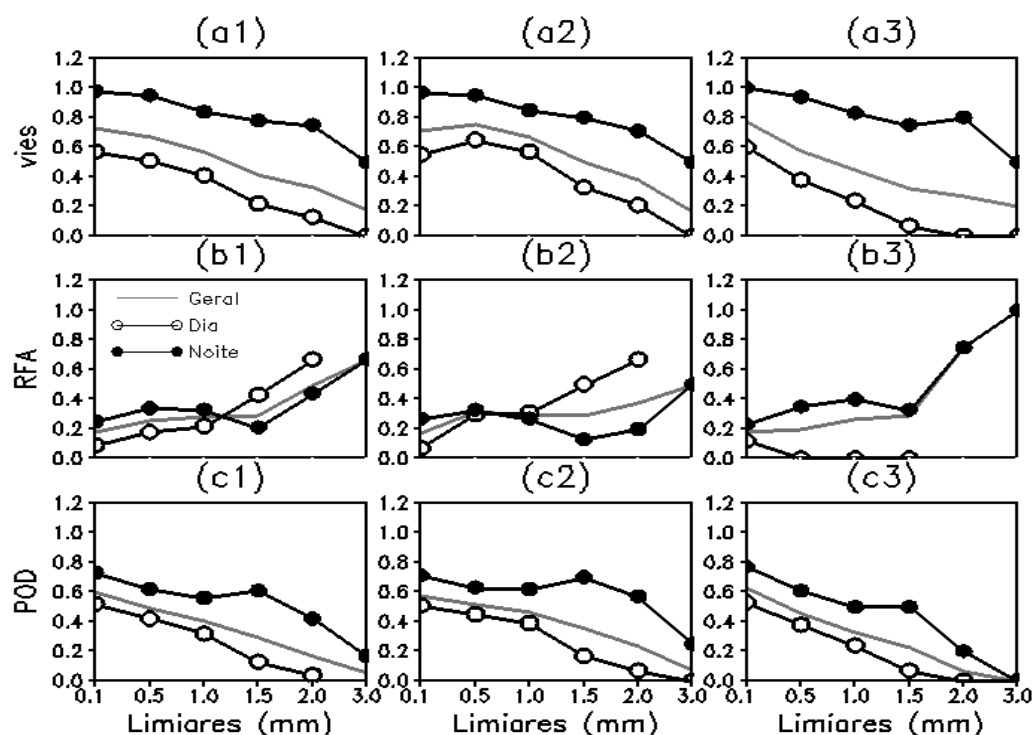


Figura 6.5 - (a1-a3) Viés, (b1-b3) RFA e (c1-c3) POD calculados para diferentes limiares.

A primeira coluna é referente ao período total do experimento, a segunda ao regime de Leste e a terceira ao regime de Oeste.

A precipitação do 3B42_V6 segue algumas características mostradas pelo S-POL. A primeira é o máximo às 1800 UTC para o período total do experimento. Segundo, a precipitação noturna mais intensa durante o regime de Oeste. Finalmente, o máximo às 2100 UTC durante o regime de Leste. Entretanto, o algoritmo não representa o máximo de precipitação às 1800 UTC observado durante o regime de Oeste. Porém, com base na

Figura 6.6c verifica-se que o uso de uma taxa maior de amostragem tende a diminuir este erro.

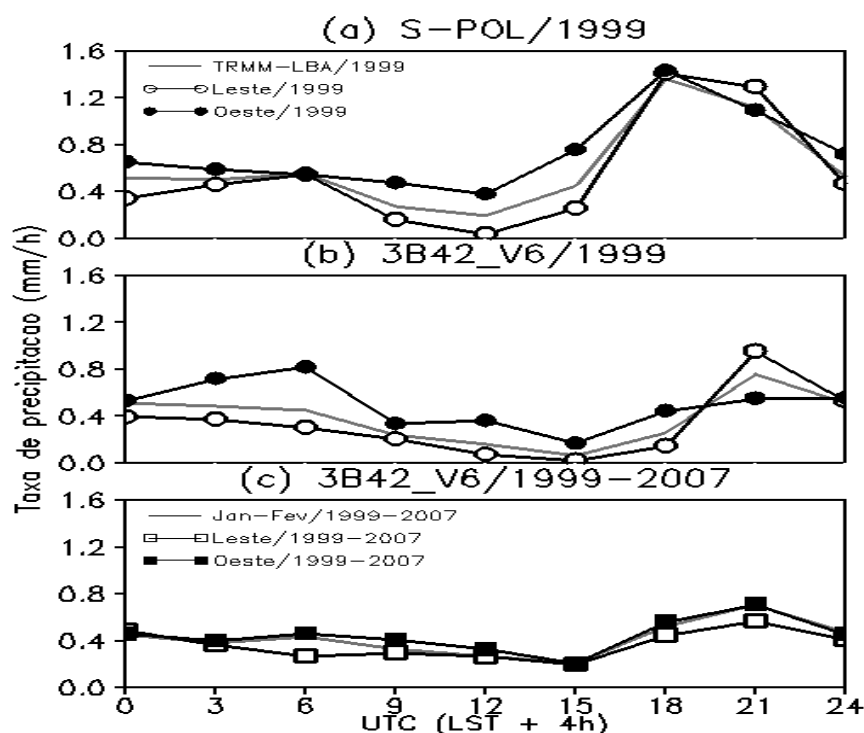


Figura 6.6 – Ciclo diário: (a) a partir da precipitação do radar S-POL durante o experimento TRMM-LBA dividido em regime de Leste e de Oeste; (b) idêntico a (a), mas para o algoritmo 3B42_V6; (c) idêntico a (b), mas para os anos de 1999 a 2007.

6.1.3 Discussão e conclusões do tópico

A limitação de dados observados na Bacia Amazônica é uma das grandes dificuldades em estudos que procuram avaliar a eficácia de modelos sobre esta região. O conjunto de dados mais abrangentes coletados na Amazônia é proveniente do projeto TRMM-LBA (SILVA DIAS et al., 2002a). Contudo, ainda são restritos ao Estado de Rondônia. Neste sentido, procura-se verificar algumas incertezas relacionadas às medidas indiretas de precipitação durante o TRMM-LBA, especialmente do algoritmo 3B42_V6 que apresenta espaçamento

de grade horizontal de 25 km, cobertura quase que global e amostragem temporal de 3 horas.

Mostra-se que a precipitação obtida com o radar S-POL é bem correlacionada às medidas dos pluviômetros. Os mecanismos de convecção local parecem ser mais eficientes em certas regiões (rede de pluviômetros R2), o que deve ser objeto de um estudo futuro. Para isso, podem-se usar mapas de uso da terra e de topografia em alta resolução e analisar a relação entre áreas com contraste de vegetação e formação de sistemas convectivos seguindo Silva Dias et al. (2002b) e/ou sobre regiões com topografia acentuada (LIMA E WILSON, 2008).

O ciclo diário da precipitação é avaliado em termos de variabilidade intrassazonal do escoamento zonal em baixos níveis. Durante regimes de Leste há maior fração de precipitação convectiva e, conseqüentemente, menor precipitação estratiforme (ANAGNOSTOU E MORALES, 2002); maiores raios de gotas (TOKAY et al., 2002); menor atenuação da radiação solar incidente à superfície (STRONG et al., 2005) e aumento do aquecimento e secagem da CLA (BETTS et al., 2002); maior eficiência no transporte vertical de massa (CIFELLI et al., 2002); maior fração de cobertura de *cumulus* profundos (PEREIRA; RUTLEDGE, 2006); aumento da CAPE (CIFELLI et al., 2004). Durante os regimes de Oeste, essas características são opostas. Portanto, discute-se quanto o S-POL e o 3B42_V6 são capazes de reproduzir as características desses diferentes regimes convectivos.

A precipitação do radar representa de forma coerente essas características. Já a precipitação do 3B42_V6, por ser dependente da taxa de amostragem (KATSANOS et al., 2004; VILLARINI; KRAJEWSKI, 2007; HUFFMAN et al., 2007), apresenta algumas falhas tais como a não identificação do máximo de precipitação às 1800 UTC durante os regimes de Oeste, e subestima em 50% a precipitação do radar. A análise objetiva dos dados de precipitação do S-POL e do algoritmo 3B42_V6 torna-se relevante para a sequência desta pesquisa, principalmente por dois aspectos: (i) tem-se a precipitação do radar S-POL que é

de alta confiabilidade, mas restrita a uma área de 40000 km²; (ii) a precipitação do 3B42_V6 cobre toda a bacia, porém apresenta maiores incertezas.

6.2 Simulações numéricas

6.2.1 Avaliação sobre a região do TRMM-LBA

6.2.1.1 Visão geral das simulações

Na Figura 6.7 mostra-se o ciclo diário da precipitação simulada com o modelo BRAMS e observada através da rede de pluviômetros e pelo radar S-POL para o período de 19 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. As áreas do S-POL e do BRAMS são mostradas na Figura 5.1. A superestimativa da precipitação do dia e subestimativa durante a noite são características comuns em todas as simulações.

O máximo mais intenso simulado ocorre às 14000 UTC (2,0 mm h⁻¹) no experimento CTRL0. No experimento CTRL1 o máximo é também às 1400 UTC, porém ligeiramente mais fraco (1,8 mm h⁻¹). Após as 1500 UTC, a taxa de precipitação de CTRL1 é maior que em CTRL0, consistente com o resultado de Silva e Souza (2003), que verificam um aumento na precipitação com o uso da parametrização de convecção rasa.

A taxa de entranhamento não acarreta diferenças significativas nas taxas de precipitação conforme observado na Figura 6.7b. Entretanto, o máximo de precipitação do experimento NENT1 é uma hora mais tarde que NENT2. Existem poucos estudos que enfatizam a importância do entranhamento na simulação do ciclo diário. Porém, Wang et al. (2007) mostram que este causa dois efeitos diretos na simulação do ciclo. O primeiro é a redução da amplitude e o segundo, um atraso no máximo da precipitação em torno de uma hora. A taxa de entranhamento de GD02 é maior que a de JS03.

Portanto, apesar da amplitude da precipitação não ter sido impactada, o efeito de atrasar o máximo da precipitação verificado na Figura 6.7b é consistente com o resultado de Wang et

al. (2007). Quanto ao fechamento, verificam-se implicações importantes na simulação do ciclo diário. Primeiro, suavizam as taxas de precipitação apresentadas na simulação NRAS2 entre 1200 e 1600 UTC. Depois, contribuem para um máximo de precipitação de $1,7 \text{ mm h}^{-1}$ às 1800 UTC na simulação NRAS8 e um máximo de $1,5 \text{ mm h}^{-1}$ às 1700 UTC em NRAS7.

Dos quatro fatores analisados o uso da FDC de JS03 é o que causa maior impacto no ciclo diário da precipitação simulada. A primeira diferença é o disparo da convecção as 1200 UTC, que ocorre duas horas mais cedo que nas simulações realizadas com a FDC de GR02, e que entende-se como um impacto negativo conforme verificado pelas curvas das observações. A segunda é a simulação do máximo de precipitação de 3 a 4 horas mais tarde que as verificadas em CTRL0 e CTRL1, a qual se considera como um impacto positivo.

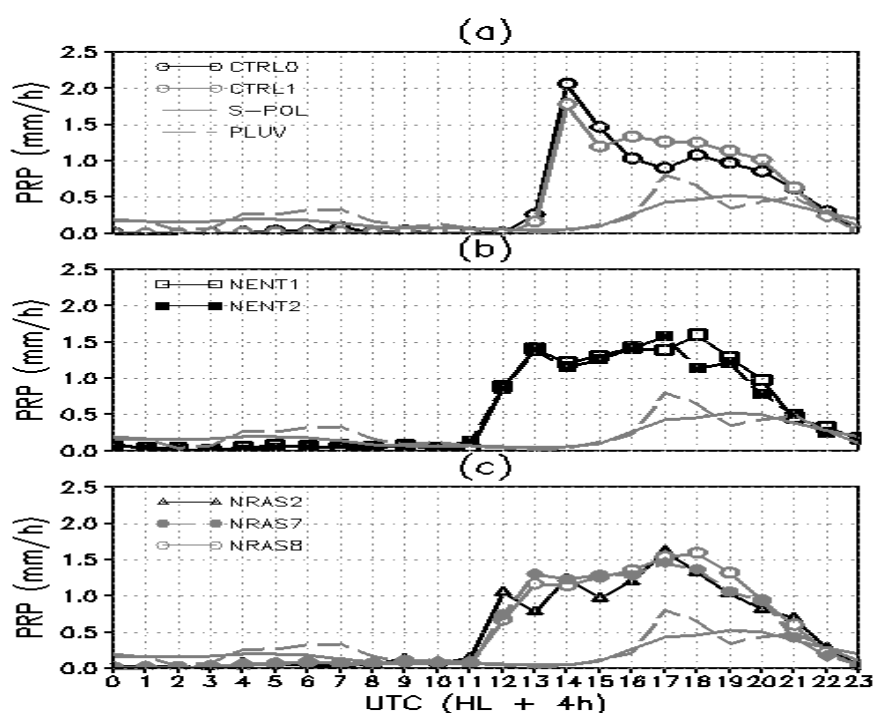


Figura 6.7 – Ciclo diário da precipitação simulada com o modelo BRAMS e da observada a partir da rede de pluviômetros e com o radar S-POL.

Na Figura 6.8 analisam-se a CAPE e os fluxos de calor sensível (H) e de calor Latente (LE) juntamente com a precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8 e a observada através dos pluviômetros e com o radar S-POL. O mecanismo de disparo de GD02 usado em CTRL1 apresenta dependência na CAPE, em que se estabelece a condição de QEC de Arakawa e Schubert (1974). Assim, neste experimento, a CAPE alcança o valor máximo de $3,2 \text{ kJ kg}^{-1}$ às 1300 UTC e a convecção remove $0,8 \text{ kJ kg}^{-1}$ na hora seguinte, o que determina o máximo de precipitação de $1,8 \text{ mm h}^{-1}$ neste horário.

Após esse máximo, a atmosfera torna-se estável e não mais atinge condições termodinamicamente favoráveis para acúmulo de CAPE. A CAPE de CTRL1 é sempre maior que a CAPE de NRAS8, exceto entre 1400 e 1600 UTC. Isso se deve ao critério da parcela utilizado em cada FDC. Como em GD02 considera-se o nível vertical com maior energia estática úmida em baixos níveis, então se ascende uma parcela estaticamente mais instável que a parcela com propriedades bem misturadas de JS03. A média da CAPE em CTRL1 é $2,1 \text{ kJ kg}^{-1}$ e no experimento NRAS8, $1,8 \text{ kJ kg}^{-1}$. Estudos com dados observados a partir de radiossondagens realizadas durante o TRMM-LBA apresentam CAPE em torno de $1,2 \text{ kJ kg}^{-1}$ (HALVERSON et al., 2002; FISCH et al., 2004).

Verifica-se no experimento NRAS8 um forte acoplamento entre a precipitação e os fluxos de calor sensível e de calor latente à superfície. Conforme a Equação 3.76, quanto maior a soma dos fluxos (H+LE) maior será a perturbação causada no nível mais baixo do modelo e, portanto, maior a possibilidade da parcela adquirir empuxo positivo e desenvolver convecção. O ciclo diário de H observado apresenta máximo de 63 W m^{-2} às 1400 UTC, após isso mantém-se praticamente constante até 1700 UTC quando finalmente diminui. Ao mesmo tempo, o fluxo de calor latente apresenta padrão semelhante, porém o máximo observado às 1500 UTC é de 300 W m^{-2} .

A razão de Bowen ($\beta = \frac{H}{LE}$) observada entre 0800 UTC e 2100 UTC tem média de 0,27 e varia de 0,20 a 0,35, o que é típico de regiões florestadas no período chuvoso na Amazônia

(ROCHA et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004). Nos experimentos CTRL1 e NRAS8 β apresenta média de 0,20 e 0,16, respectivamente. Ou seja, o modelo subestima o fluxo de calor sensível e superestima o fluxo de calor latente, fato também verificado por Correia et al. (2005), que fizeram simulações com a versão *off-line* do modelo *Simplified Simple Biosphere Model* (SSIB) para regiões de pastagem e floresta na Amazônia.

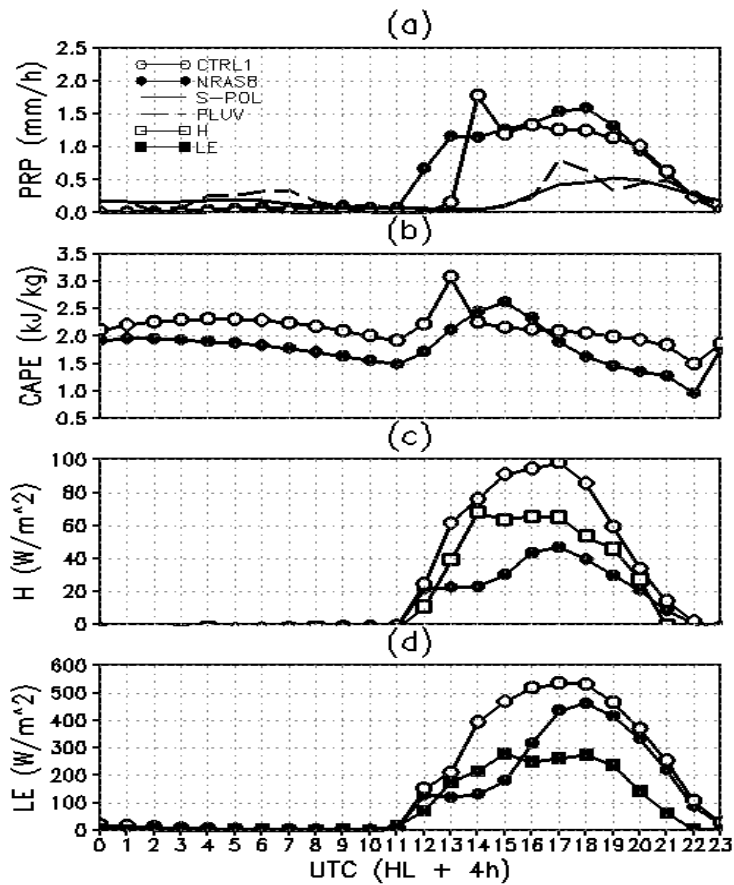


Figura 6.8 – Ciclo diário da: (a) precipitação simulada nos experimentos CTRL1, NRAS8 e observada a partir do radar S-POL e pluviômetros; (b) CAPE destes dois experimentos; (c) Densidade de fluxo de calor sensível observado na REBIO-Jaru e simulado; (d) idêntico a c, mas para a o fluxo de calor latente. Os fluxos observados correspondem ao mês de fevereiro.

Os perfis de aquecimento (Q_1) e secagem (Q_2) da atmosfera devido à convecção profunda são mostrados na Figura 6.9. As equações para o cálculo de Q_1 e Q_2 são deduzidas por Yanai et al. (1973) e descritas a seguir:

$$Q_1 = \frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot sV + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial}{\partial p} \overline{s' \omega'} \quad (6.1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot qV + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) = L(c - e) - L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q' \omega'} \quad (6.2)$$

sendo s a energia estática seca da parcela, V o vetor velocidade horizontal, ω a velocidade vertical em coordenadas isobáricas, p a pressão atmosférica, Q_R a taxa de aquecimento radiativo, L o calor latente de condensação, c a taxa de condensação, e a taxa de evaporação e q a umidade específica do ar. No experimento NRAS8 o valor máximo de Q_1 é de 24 K dia⁻¹ às 1800 UTC em torno de 5 km e a altura máxima de desenvolvimento das nuvens é de 12 km.

Existe uma evolução gradual da atividade convectiva desde às 0800 UTC, a qual está em fase com a marcha horária dos fluxos de calor sensível e latente mostrados nas Figuras 6.8c e 6.8d. No experimento CTRL1 a atividade convectiva é mais intensa às 1400 UTC quando Q_1 alcança máximo também de 24 K dia⁻¹ e a altura das nuvens fica em torno de 14 km. Entre 1500 e 1800 UTC Q_1 não ultrapassa 20 K.dia⁻¹, embora o alcance vertical das nuvens seja cerca de 2 km mais elevado em relação a NRAS8.

Próximo à superfície a atividade convectiva causa uma secagem intensa em ambos os experimentos, o que é mostrado no ciclo diário de Q_2 (Figura 6.9d, e). No experimento NRAS8 o resfriamento até 1 km é de -12 K dia⁻¹ entre 1200 UTC e 2100 UTC e às 1800 UTC verifica-se taxas de resfriamento na ordem de -6 K dia⁻¹ até a altura de 5 km. No

experimento CTRL1 Q_2 é também em torno de 12 K.dia^{-1} , porém as isolinhas de -6 K dia^{-1} são verificadas às 1400 UTC.

O perfil médio de Q_1 (Figura 6.9c) mostra que a atividade convectiva no experimento NRAS8 é mais intensa e menos profunda relativa ao experimento CTRL1. O máximo de aquecimento diabático em NRAS8 (CTRL1) é de 8 K dia^{-1} (6 K dia^{-1}) na altura de 5 km (6 km). Ao mesmo tempo o perfil de Q_2 revela que até à altura de 1 km os dois experimentos produzem taxas de resfriamento médio de -8 K dia^{-1} e na camada de 2 a 5 km a simulação NRAS8 produz um perfil $0,5 \text{ K dia}^{-1}$ mais frio que a simulação CTRL1.

Perfis de Q_1 calculados a partir de observações do TRMM-LBA revelam um máximo intenso de 5 K dia^{-1} no nível de 400 hPa (SCHUMACHER et al., 2007) além de taxas abaixo de 1 K dia^{-1} na camada desde a superfície até o nível de 850 hPa. Isso implica que durante esse experimento observa-se formação de nuvens *cumulus* pouco profundas, além de intensa nebulosidade estratiforme, associada a este máximo e a estes mínimos, respectivamente.

Analisando qualitativamente os resultados determinados nesta pesquisa (Figura 6.9c) com as conclusões de Schumacher et al. (2007) percebe-se que ambos os experimentos superestimam tanto o máximo de 5 K dia^{-1} quanto os mínimos de 1 K dia^{-1} . Entretanto, no experimento NRAS8 verifica-se que as nuvens *cumulus* simuladas são de menor profundidade e, portanto, mais consistentes com o resultado destes autores.

Com o uso da FDC de JS03 verifica-se que o máximo da atividade convectiva simulada passa de 1400 UTC para 1800 UTC, ou seja, houve um atraso de fase de 4 horas do experimento NRAS8 para o CTRL1. Em Bechtold et al. (2004) o uso desta FDC faz o máximo de atividade convectiva passar de 1330 UTC para 1600 UTC. Apesar dessa discrepância entre o número de horas, o que pode ser explicado pelo uso de modelos regionais e PNC diferentes neste estudo e no trabalho de Bechtold et al. (2004), verifica-se

consistência nestes resultados. Além disso, o algoritmo de JS03 foi testado juntamente com outras FDC em diferentes PNC, mas para simulações com modelos globais (TOST et al., 2006). Embora esses autores não tivessem focado no ciclo diário, o uso desta FDC acarreta melhorias tanto na distribuição espacial quanto à sazonalidade da precipitação.

6.2.1.2 Intrassazonalidade: regimes de Leste e de Oeste

A variabilidade intrassazonal da componente zonal do vento em baixos níveis é apresentada na Figura 6.10. Nos dois experimentos o modelo é capaz de reproduzir com relativa precisão o padrão de vento em altos e baixos níveis conforme ratificado pelos dados das radiossondagens. Entretanto, tende a subestimar o valor absoluto da componente zonal observada.

Ressalta-se que os dados obtidos através das radiossondagens estão interpolados para uma grade vertical de 25 metros de espaçamento fixo, enquanto o espaçamento vertical do modelo é de no mínimo 150 m próximo à superfície. Além disso, o número máximo de observações por dia nunca excede a 8 perfis, enquanto a média diária das simulações é feita com base nos 24 horários.

O modelo reproduz de forma coerente os regimes listados na Tabela 6.1. Com relação aos experimentos, verifica-se que o NRAS8 tende a apresentar velocidades mais intensas que CTRL1, o que pode ser verificado, por exemplo, entre os dias 23 e 25 de janeiro quando a velocidade zonal observada ao nível de 12 km apresenta um núcleo máximo de 8 m s^{-1} , enquanto no experimento NRAS8 e CTRL1 a velocidade é de 6 m s^{-1} e 4 m s^{-1} , respectivamente.

O ciclo diário da precipitação simulada em CTRL1 e NRAS8 e observada através dos pluviômetros e radar S-POL, além do fluxo de calor sensível e de calor latente, e a CAPE simulada são mostrados na Figura 6.11. Durante o regime Leste2, o experimento CTRL1 (NRAS8) apresenta máximo de precipitação às 1400 UTC (1800 UTC), modulado pelo mecanismo de QEC (acoplamento com os fluxos H e LE). Observa-se precipitação noturna

durante o regime Leste3 com máximo em torno das 0600 UTC, a qual é associada à passagem de LIs sobre a região (RICKENBACH, 2004). Porém, em ambos os experimentos esta chuva não é simulada, o que pode ser atribuído ao espaçamento de grade do modelo que é de 25 km.

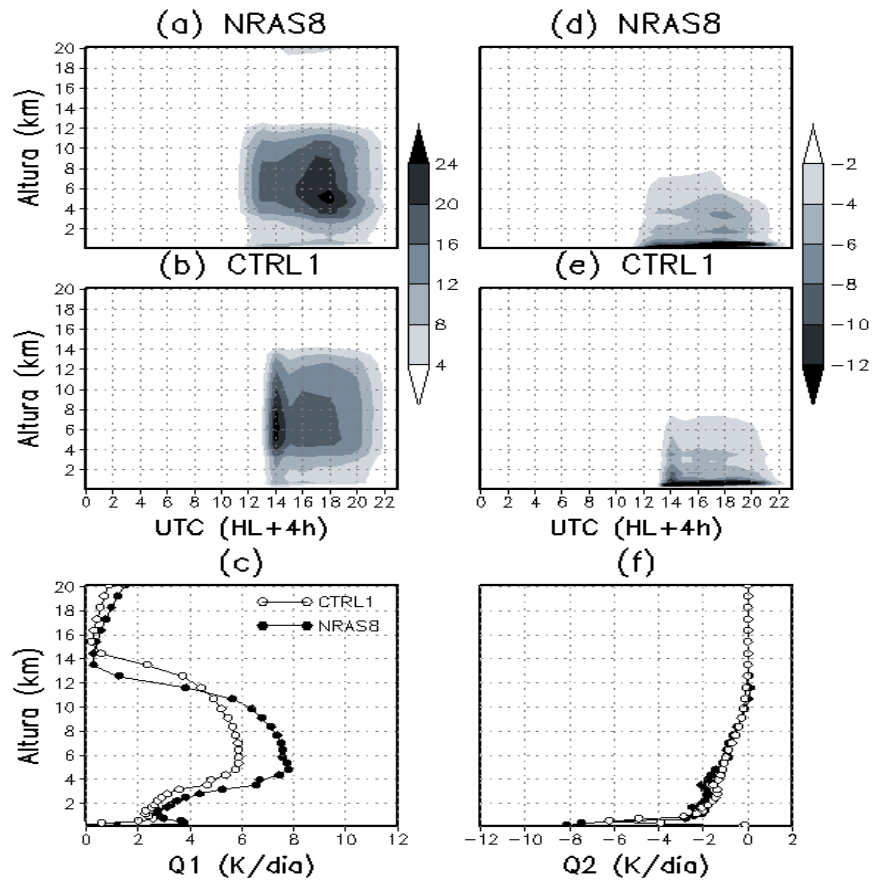


Figura 6.9 – (a) e (b) ciclo diário do perfil vertical da taxa de aquecimento dos experimentos NRAS8 e CTRL1, respectivamente; (d) e (e) idêntico a (a) e (b), mas para a taxa de secagem; (c) e (f) perfil médio de Q_1 e Q_2 , respectivamente.

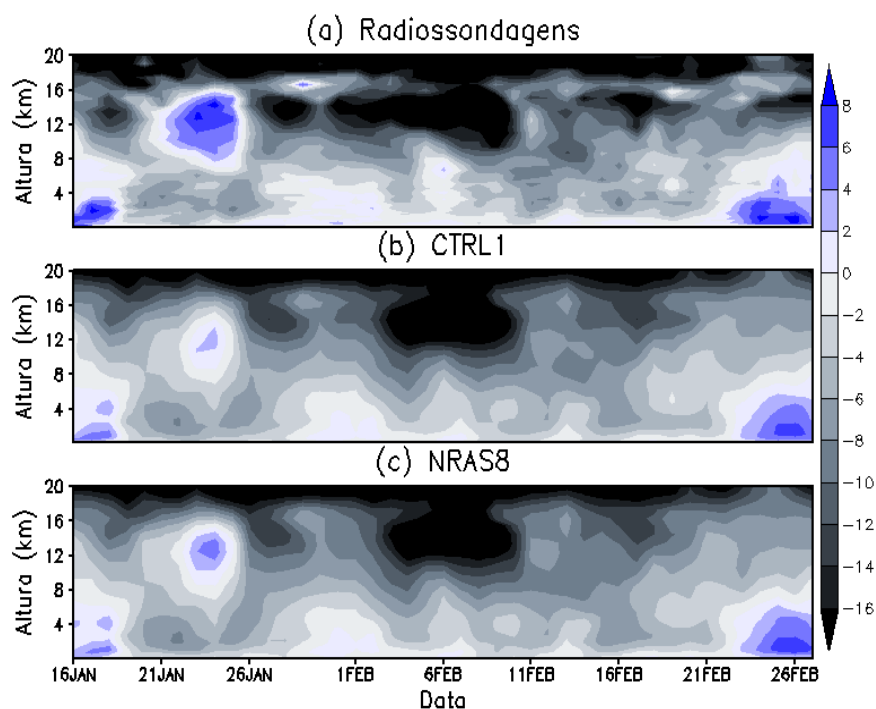


Figura 6.10 – Média diária da componente zonal da velocidade do vento (m s^{-1}): (a) medida através de radiossondagens lançadas na Fazenda Nossa Senhora, (b) e (c) simulada através do experimento CTRL1 e NRAS8, respectivamente.

Esta precipitação noturna causa umedecimento da superfície e consequente adiantamento da precipitação da tarde no regime Leste3 (relativamente ao regime Leste2). Dessa forma, verifica-se que no regime Leste3 o máximo principal da precipitação observada com os pluviômetros (S-POL) ocorre às 1700 UTC (1900 UTC) com intensidade de $0,9 \text{ mm h}^{-1}$ ($0,7 \text{ mm h}^{-1}$).

Apesar do modelo não simular de forma adequada a intensidade da precipitação noturna, este adiantamento de fase da precipitação é representado, pois tanto o acúmulo de CAPE quanto os fluxos H e LE têm ciclos adiantados nesse regime. Assim, o máximo de precipitação é simulado às 1300 UTC (1700 UTC) no experimento CTRL1 (NRAS8).

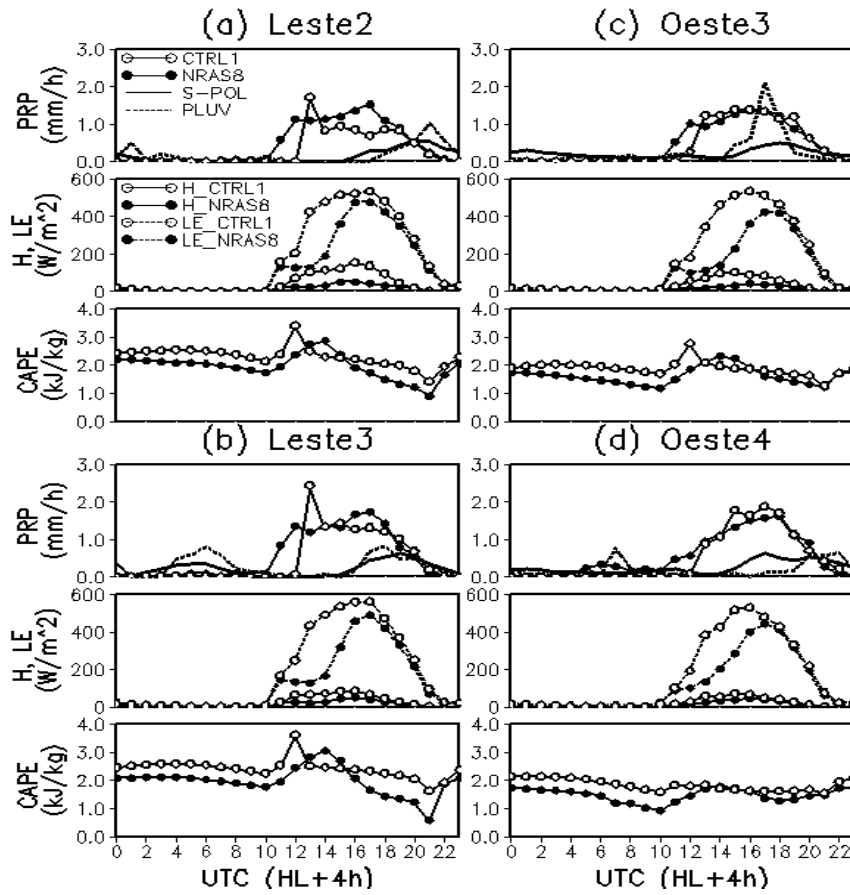


Figura 6.11 - Ciclo diário da precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e CAPE.

Como a CAPE é menor durante os regimes de Oeste o máximo abrupto de precipitação no início da manhã verificado na simulação CTRL1 nos regimes de Leste é diminuído. No regime Oeste3 a CAPE é de $3,0 \text{ kJ kg}^{-1}$ às 1200 UTC, enquanto nos regimes de Leste a CAPE é em torno de $3,6 \text{ kJ kg}^{-1}$. Nos dois experimentos a precipitação máxima do regime Oeste3 ocorre às 1700 UTC e com intensidade similar de $1,5 \text{ mm h}^{-1}$. Entretanto, o que difere as duas simulações é o início mais cedo da precipitação em NRAS8 e um máximo secundário de $1,3 \text{ mm h}^{-1}$ às 2000 UTC na simulação CTRL1, o qual é associado ao consumo de $0,7 \text{ kJ kg}^{-1}$ da CAPE entre 2000 e 2100 UTC.

Precipitação durante a noite é também observada no regime Oeste4. Contudo, ao contrário do regime Leste3, o experimento NRAS8 consegue simular essa precipitação. Isto se deve à diferença na escala espacial dos sistemas meteorológicos atuantes na região durante os dois regimes, pois em Oeste4 a precipitação noturna está associada tanto à propagação de LI, cuja origem é no quadrante Noroeste, quanto a bandas de nebulosidade estratiforme em escala sinótica (RICKENBACH, 2004). Neste regime, a precipitação de NRAS8 apresenta um aumento gradual em fase com H e LE, atingindo o máximo de $1,6 \text{ mm h}^{-1}$ às 1800 UTC, enquanto o experimento CTRL1 exibe o máximo de $1,8 \text{ mm h}^{-1}$ às 1700 UTC.

O ciclo diário de Q_1 é mostrado na Figura 6.12. No experimento CTRL1 a altura média das nuvens é de 14 km com taxas de aquecimento máximo de 24 K dia^{-1} às 1300 UTC centrado em 6 km. No experimento NRAS8 o aquecimento máximo ocorre às 1700 UTC, porém mais intenso no regime Leste3 com taxas alcançando 24 K dia^{-1} , enquanto no regime Leste2 não ultrapassa 20 K dia^{-1} , ocorrendo ambos na altura de 4,5 km.

Nos regimes de Oeste a fase de máximo Q_1 é pouco alterada embora a intensidade seja relativamente maior no experimento NRAS8. No regime Oeste4 o experimento NRAS8 reproduz a atividade convectiva noturna com Q_1 máximo em torno de $4,5 \text{ K dia}^{-1}$ em 6 km. Neste mesmo regime o experimento CTRL1 apresenta dois máximos, o primeiro às 1500 UTC e o segundo às 1700 UTC, consistentes com o ciclo diário de precipitação.

Os perfis médios de Q_1 são mostrados na Figura 6.13. No experimento NRAS8 nota-se uma diminuição da profundidade das nuvens, além de um máximo de aquecimento bem pronunciado em baixos níveis, principalmente nos regimes de Oeste, sugerindo um aumento na atividade da convecção rasa. A parametrização de Souza (1999) é um esquema do tipo fluxo de massa, onde este é determinado pelo princípio de que a convecção atua de forma similar a uma máquina térmica (RENNÓ; INGERSOLL, 1996). Nesta, o fechamento é expresso em termos da eficiência termodinâmica do ciclo de Carnot (η), dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente à superfície (F_{ab}), e da energia potencial total

disponível para a convecção $TCAPE$. Sendo M_c o fluxo na base das nuvens rasas, o fechamento da parametrização é determinado por:

$$M_c = \frac{\eta' F_{ab}}{TCAPE} \quad (6.3)$$

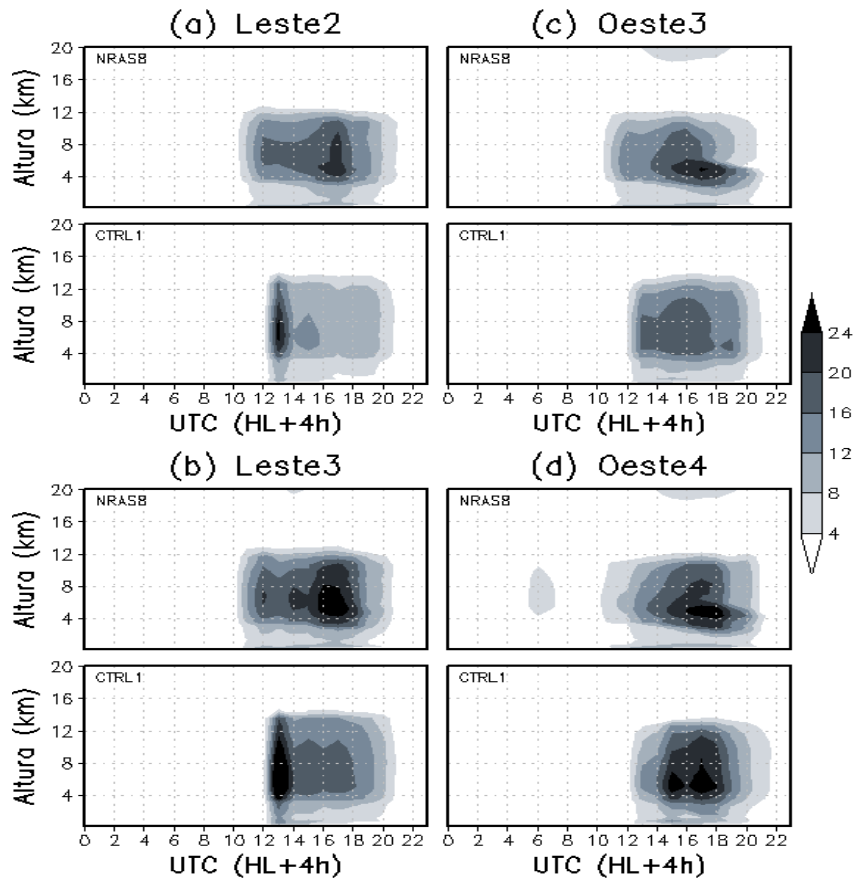


Figura 6.12 - Ciclo diário do perfil vertical de Q_1 ($K \cdot dia^{-1}$) dos experimentos NRAS8 e CTRL1 separados por regime de Leste ou de Oeste.

Portanto, a atividade dos *cumulus* rasos pode ser intensificada pelo aumento de η ou F_{ab} , ou então pela diminuição da instabilidade das parcelas, ou seja, diminuição de $TCAPE$. Das Figuras 6.8 e 6.11 verifica-se que há diminuição dos fluxos H , LE . Dessa forma, o

aumento de M_c é devido à diminuição da flutuabilidade das parcelas de ar, conforme verificado nestas figuras.

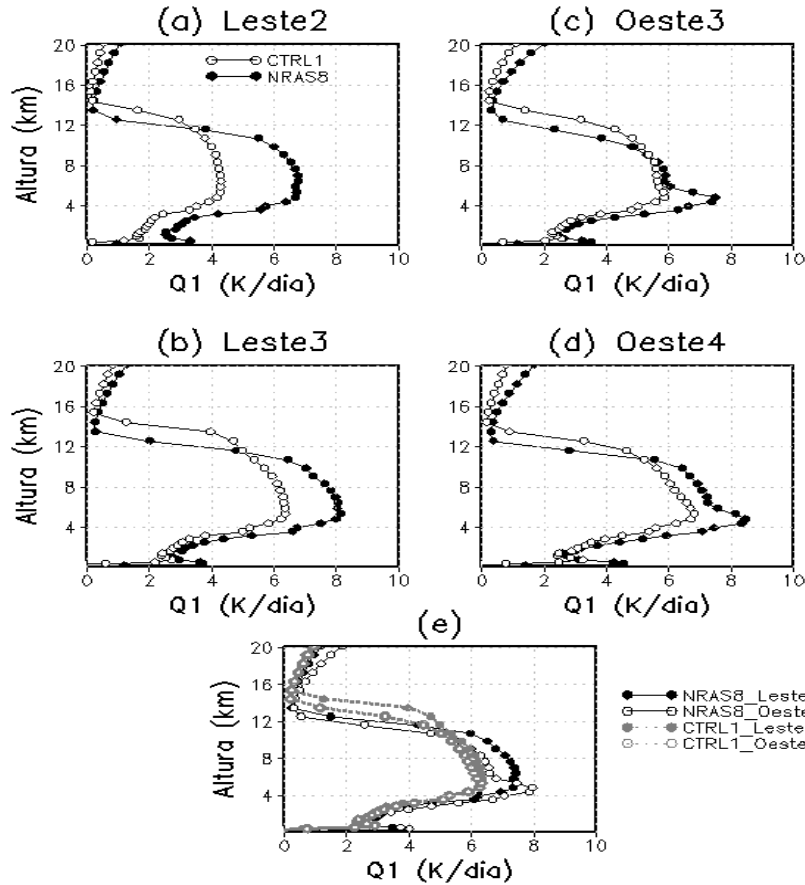


Figura 6.13 – Perfis médios de dividido em regimes. A Figura 6.14e mostra a média dos dois regimes de Leste ou de Oeste.

No próprio experimento CTRL1 o aumento de Q_1 em baixos níveis durante os regimes de Oeste ajuda a sustentar esta hipótese, embora o máximo seja menos pronunciado que no experimento NRAS8. Contudo, não há evidências de que a atividade dos *cumulus* rasos seja maior durante os regimes de Oeste (PEREIRA; RUTLEDGE, 2006). Portanto, isto pode estar associado com a formulação dos processos físicos resolvidos nas parametrizações de *cumulus* rasos e profundos. Entretanto, Lang et al. (2007) simulam um caso de tempestade

ocorrido no dia 23 de fevereiro (regime Oeste4) durante o TRMM-LBA, com um CRM a 250 m de espaçamento de grade horizontal, e verificam este mesmo comportamento de Q_1 . Ao mesmo tempo, estes autores não identificam este perfil de Q_1 durante outro caso simulado no regime Leste3.

6.2.1.3 Análise estatística

Apresenta-se na Tabela 6.4 a análise estatística da precipitação simulada nos experimentos NRAS8 e CTRL1 baseada em média, σ , $NMAE$ e NQB . Em todos os casos os dois experimentos superestimam a precipitação do radar. Entre as simulações verifica-se que a precipitação de NRAS8 é sempre maior que a precipitação de CTRL1. Para o período total a média do experimento CTRL1 é $0,41 \text{ mm h}^{-1}$, enquanto do NRAS8 é $0,53 \text{ mm h}^{-1}$ (30% maior).

Entretanto, separando-se por regimes nota-se que a precipitação simulada em NRAS8 é 59%, 16%, 7% e 13% maior que em CTRL1 para os regimes Leste2, Leste3, Oeste3 e Oeste4, respectivamente. Portanto, embora nos regimes de Leste o impacto da implementação da nova FDC tenha sido mais visível, percebe-se a necessidade de um trabalho de calibração da precipitação do modelo. Isso é possível, por exemplo, através do procedimento de sintonização mais precisa do que a realizada na presente pesquisa.

Enquanto o NQB , que indica superestimativa ou subestimativa, é sempre maior na simulação NRAS8, verifica-se que o $NMAE$ é menor e o r maior durante os regimes de Oeste. Além disso, a correlação do regime Leste3 é de 0,15 (0,12) no experimento NRAS8 (CTRL1). Isso indica que, em termos de fase, o experimento NRAS8 apresenta melhores resultados.

Apesar de baixa, cada correlação tem significância estatística de 95% e no caso do regime Oeste4 é de 0,37 para o experimento CTRL1 e 0,47 para o experimento NRAS8. Portanto, a correlação entre a precipitação simulada em NRAS8 e observada a partir do radar S-POL

é similar à correlação entre o produto de precipitação do algoritmo 3B42_V6 e a chuva determinada a partir do radar conforme mostrado na Tabela 6.3.

Tabela 6.4 – Análise estatística da precipitação simulada nos experimentos CTRL1 e NRAS8 relativa à precipitação média do radar S-POL. As correlações de Pearson r têm 95% de significância estatística determinadas pelo teste t de Student.

		Média (mm h ⁻¹)	Desvio padrão σ (mm h ⁻¹)	NMAE	NQB	r
TRMM-LBA	S-POL	0,20	0,37			
	CTRL1	0,41	0,70	2,18	1,16	0,15
	NRAS8	0,53	0,65	2,51	1,67	0,15
Leste2	S-POL	0,16	0,36			
	CTRL1	0,29	0,51	1,85	0,81	0,22
	NRAS8	0,46	0,60	2,80	1,89	0,16
Oeste3	S-POL	0,22	0,33			
	CTRL1	0,44	0,70	2,00	0,90	0,13
	NRAS8	0,47	0,56	1,83	1,02	0,20
Leste3	S-POL	0,22	0,43			
	CTRL1	0,49	0,78	2,18	1,20	0,12
	NRAS8	0,57	0,68	2,40	1,54	0,15
Oeste4	S-POL	0,30	0,29			
	CTRL1	0,48	0,75	1,58	0,57	0,37
	NRAS8	0,54	0,58	1,43	0,78	0,47

Os índices de destreza da precipitação simulada baseados nos critérios da Equação 5.13 são mostrados na Tabela 6.5. Não há uma situação em que os três critérios são simultaneamente satisfeitos, porém durante o regime Leste2, o experimento CTRL1 preenche o segundo e

terceiro critério. Da mesma forma, no regime Oeste4, o experimento NRAS8 também satisfaz a esses critérios. Todavia, excluindo-se o regime Leste2, verifica-se uma melhoria nestes índices na simulação NRAS8.

Tabela 6.5 – Índices de destreza do modelo para a precipitação baseados em Keyser e Antes (1977) e Pielke (2002), conforme critérios descritos no topo da Tabela.

		$\frac{\sigma_{\text{exp}}}{\sigma_{S-POL}} \approx 1$	$\frac{E}{\sigma_{S-POL}} < 1$	$\frac{E_{NO}}{\sigma_{S-POL}} < 1$
TRMM-LBA	CTRL1	1,90	2,10	2,00
	NRAS8	1,75	2,08	1,89
Leste2	CTRL1	1,45	0,83	0,87
	NRAS8	1,67	1,03	1,02
Oeste3	CTRL1	2,12	1,20	1,28
	NRAS8	1,69	1,00	1,07
Leste3	CTRL1	1,81	1,26	1,30
	NRAS8	1,57	1,17	1,18
Oeste4	CTRL1	2,60	1,00	1,12
	NRAS8	2,00	0,79	0,90

6.2.1.4 Tabela de contingência

Os índices viés, RFA e POD para o período total do TRMM-LBA determinados através da tabela de contingência 2x2 para diferentes limiares de precipitação são mostrados na Figura 6.14. O experimento NRAS8 superestima todos os limiares de precipitação e detecta com mais frequência todos os limiares. Porém, apresenta RFA maior para os limiares abaixo de $0,5 \text{ mm h}^{-1}$. A POD mantém-se na ordem de 0,7 para os casos de precipitação abaixo de $0,5 \text{ mm h}^{-1}$, diminuindo até zero nos limiares acima deste. Verifica-se que o NRAS8 superestima principalmente os limiares acima de $1,0 \text{ mm h}^{-1}$ durante os regimes de Oeste.

Porém, apresenta maior POD. Para os limiares abaixo de $0,8 \text{ mm h}^{-1}$ o viés mantém-se praticamente igual.

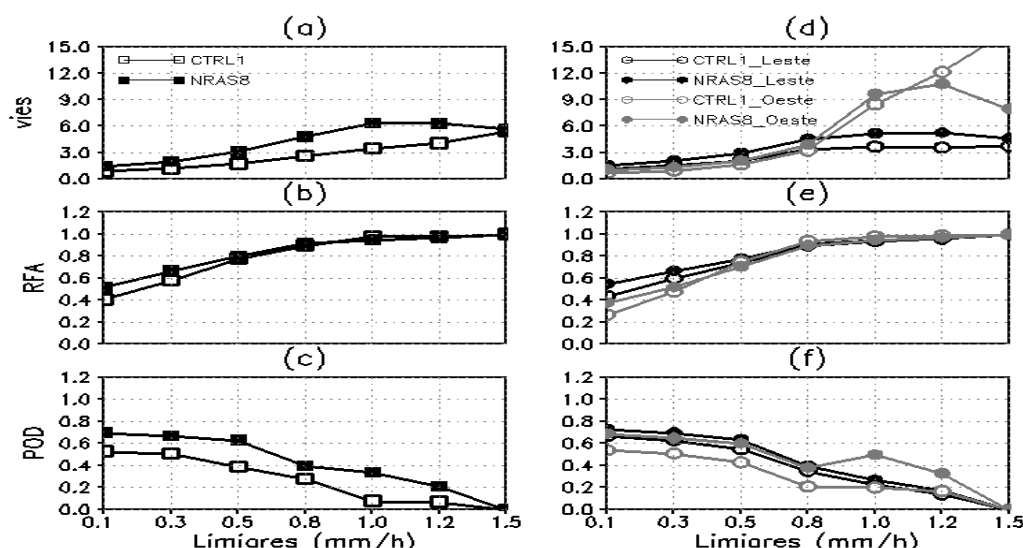


Figura 6.14 – Viés, RFA e POD para diferentes limiares de precipitação. A coluna da esquerda refere-se ao período total do TRMM-LBA e a coluna da direita é dividida em regimes de Leste e de Oeste conforme indicado na legenda.

6.2.1.5 Discussão e conclusões do tópico

Os resultados das simulações são avaliados através dos dados coletados durante o experimento TRMM-LBA. Analisa-se a sensibilidade do modelo a quatro características: (i) implementação de uma nova FDC; (ii) taxa de entranhamento; (iii) uso da parametrização da convecção rasa; (iv) fechamento. A precipitação observada através do radar S-POL exibe um máximo bem pronunciado no final da tarde, típico de regiões continentais durante o verão. De forma geral, todos os experimentos superestimam a precipitação do dia e subestimam (ou não simulam) a precipitação da noite conforme identificado em estudos anteriores (BETTS; JAKOB, 2002; COLIER; BOWMAN, 2004). Porém, os testes de sensibilidade, especialmente o uso da FDC de JS03, causam impactos

positivos na simulação do ciclo diário da precipitação. Assim, detalham-se os resultados de dois experimentos (CTRL1 e NRAS8) que tem apenas a FDC de JS03 por diferença.

No geral, o máximo de precipitação do experimento CTRL1, que é realizado sem acionar a nova FDC ocorre às 1400 UTC (1000 HL). No experimento NRAS8, a precipitação máxima ocorre às 1800 UTC (1400 HL) coerente com o ciclo diário da precipitação observada pelo S-POL (SANTOS E SILVA et al., 2009), com produtos derivados do projeto TRMM (LIU; ZIPSER, 2008) em com observações de pluviômetros (TOTA et al., 2000; MARENGO et al., 2004).

O máximo antecipado de precipitação no experimento CTRL1 deve-se ao acúmulo de CAPE durante as primeiras horas do dia. Assim, a redução de CAPE no experimento NRAS8, que ocorre em virtude do critério de parcela adotado por JS03, apresenta-se como um mecanismo importante de modulação do ciclo diário conforme observado por Bechtold et al. (2004). Entretanto, verifica-se que a razão de Bowen é subestimada relativamente às observações do mês de fevereiro na FNS e a estudos prévios (von RANDOW et al., 2004).

Isso sugere que uma maior parte da energia disponível à superfície é usada para umedecer o ar, causando aumento da flutuabilidade das parcelas e nuvens mais profundas no início da manhã, o que é coerente com o mecanismo proposto por Wang et al. (2009), que detectaram aumento da frequência de nuvens rasas e diminuição de nuvens profundas sobre áreas de pastagem, onde o fluxo de calor latente é menor comparada às regiões florestadas sobre a região do TRMM-LBA.

Em termos de variabilidade intrassazonal, a principal característica simulada pelo modelo é a redução da CAPE durante regimes de Oeste (STRONG et al., 2005). Ao mesmo tempo, os perfis de Q_1 exibem um máximo em baixos níveis, associado ao aumento da atividade dos *cumulus* rasos conforme prevê o fechamento de Souza (1999), e de acordo com simulações em alta resolução realizadas com CRM (LANG et al., 2007). Entretanto,

informações de radar não comprovam esta maior atividade de *cumulus* rasos durante os regimes de Oeste (PEREIRA; RUTLEDGE, 2006).

A análise estatística da precipitação baseada em médias, desvio padrão, NMAE e NQB mostram vantagens do experimento CTRL1 com relação a NRAS8. Isso se deve basicamente ao NRAS8 apresentar taxas mais elevadas de precipitação. Porém, a correlação estatística, apesar de baixa, mas com 95% de significância determinada pelo teste t, é favorável ao experimento NRAS8. Ou seja, sendo r uma medida de tendência. Este resultado mostra que a fase da precipitação simulada é mais coerente com as observações no experimento NRAS8.

Finalmente, o uso de índices extraídos da tabela de contingência 2x2 mostra relativa vantagem da simulação CTRL1 em termos de precipitação simulada. Verifica-se, portanto, que o uso de um ou outro critério estatístico pode causar diferentes conclusões, porém o foco do estudo é no ciclo diário e entende-se o mecanismo implementado na parametrização de GD02 provem avanços na simulação do ciclo diário de precipitação.

6.2.2 Avaliação na Bacia Amazônica

Na Figura 6.15 mostra-se a precipitação média do período do TRMM-LBA determinada através do algoritmo 3B42_V6 e simulada através dos experimentos CTRL1 e NRAS8, assim como a diferença entre eles. Em ambos os experimentos a precipitação é elevada sobre a encosta Leste dos Andes, na ZCIT, na costa norte e sobre três Estados nordestinos (Maranhão, Piauí e Ceará). Contudo, no interior da bacia as taxas de precipitação são subestimadas.

Pelo menos um desses erros é sistematicamente verificado em simulações com modelos regionais (HOREL et al., 1994; CHOU et al., 2005), simulações individuais usados em técnicas de superconjuntos (CHAVES, et al., 2005), modelo regional em baixa resolução (OYAMA, 2006), modelo global usando diferentes PNC (MOTA; MENDONÇA, 2006; PEZZI et al., 2008). Apesar da persistência desses erros na simulação NRAS8 verificam-se

melhorias relativamente ao outro experimento. Há diminuição do déficit de precipitação sobre a região da ZCAS, especialmente sobre os Estados do Amazonas e Mato Grosso. Há diminuição de precipitação sobre o nordeste do Brasil e sobre a encosta Oeste dos Andes. Contudo, sobre a parte Leste das cordilheiras a precipitação aumenta, além de intensificação na ZCIT.

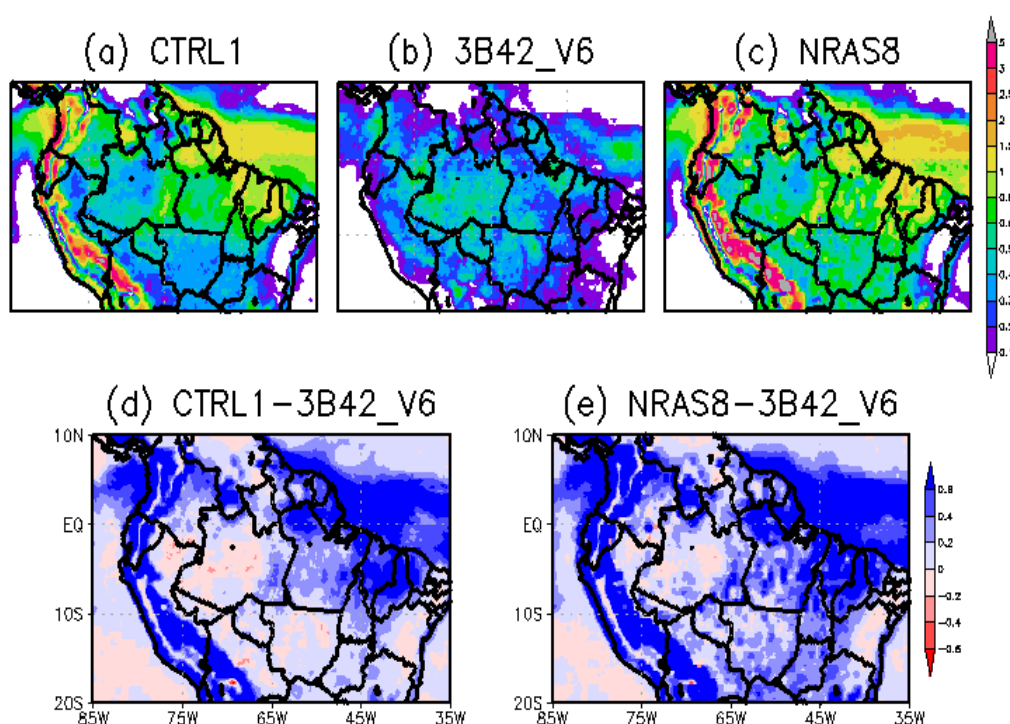


Figura 6.15 – Precipitação média (mm h^{-1}) para o período de 19 de janeiro a 28 de fevereiro de 1999. Simulada nos experimentos CTRL1 (a) e NRAS8 (c). Estimada através do 3B42_V6 (b). Diferença entre o experimento CTRL1 e 3B42_V6 (d). Diferença entre NRAS8 e 3B42_V6 (e).

O ciclo diário da precipitação simulada nas diversas áreas da bacia e determinado através do algoritmo 3B42_V6 é mostrado na Figura 6.16. O ciclo diário do 3B42_V6 mostra clara dependência na dimensão espacial, conforme discutido no item 6.1.2. Assim, áreas de pouca extensão, tal como A1 e A2 não apresentam ciclo diário bem definido. Ao contrário,

nas áreas A3, A5, A6 e A8, a qual é representativa da bacia, exibem ciclos com um máximo bem pronunciado às 2100 UTC.

Na área A4 mostra-se com dados coletados através de pluviômetros na Ilha do Marajó (KOUSKY, 1980), no litoral do Estado do Pará (SOUZA; ROCHA, 2006) e estudos com dados de satélite (NEGRI et al., 2000; NEGRI et al., 2002a) mostram que o máximo de precipitação durante os meses de janeiro e fevereiro ocorre em torno de 0900 UTC. Com isso, apesar da curva do 3B42_V6 não indicar precipitação mais intensa durante a noite, verifica-se, com base na literatura que o experimento NRAS8 apresenta melhorias com relação ao CTRL1.

Sobre a área A3 Negri et al. (2002a) mostram um máximo entre 1800 e 1900 UTC, enquanto Garreaud e Wallace (1997) identificam um pico secundário de atividade convectiva no início da manhã. Portanto, mais coerentes com a simulação NRAS8 em que o máximo principal (secundário) de $1,2 \text{ mm h}^{-1}$ ($0,6 \text{ mm h}^{-1}$) ocorre às 1800 UTC (0700 UTC). Em contrapartida apenas um pico de $1,8 \text{ mm h}^{-1}$ às 1700 UTC é verificado na simulação CTRL1.

As áreas A1 e A6 apresentam impacto semelhante no ciclo diário. O horário da precipitação da tarde no NRAS8 é adiantado em 2 horas relativamente a CTRL1, e há uma diminuição da intensidade. Verifica-se mais precipitação durante à noite, com horário preferencial às 0700 UTC. Nas áreas A2 e A9 a precipitação também atrasa em 2 horas, porém a intensidade do pico é maior.

Finalmente, na área A5, diferentemente das outras regiões, a precipitação do NRAS8 apresenta dois máximos durante o dia, o primeiro de $1,8 \text{ mm h}^{-1}$ às 1300 UTC e o segundo de $1,5 \text{ mm h}^{-1}$ às 1600 UTC. Neste caso a precipitação simulada no experimento CTRL1, a qual apresenta o máximo de $1,2 \text{ mm h}^{-1}$ às 1700 UTC, é mais coerente tanto com a curva do 3B42_V6, quanto com os resultados de Negri et al. (2000) que verificam a atividade convectiva mais intensa às 1800 HL sobre o Estado do Mato Grosso.

Na área A5 o disparo da convecção antecipado no experimento NRAS8 é resultado do acúmulo de CAPE devido ao aumento do fluxo de calor latente à superfície (ver Anexo A), o qual é resultado do acréscimo de precipitação conforme verificado na Figura 6.15. Em JS03, valor elevado de CAPE não é condição suficiente para disparo de convecção, porém necessária, pois o termo de fluatibilidade da equação 3.78 deve superar o termo de dissipação, para que o ponto de grade seja considerado como convectivo.

No estudo observacional de Mendonça e Bonati (2008) mostra-se que a área A5 é a região de precipitação mais intensa durante eventos de ZCAS. Isso se deve à interação entre a liberação de calor latente e os distúrbios de grande escala sobre regiões tropicais (GANDU, 1993). Portanto, o mecanismo de JS03 consegue reproduzir, para o período estudado o papel dos processos de superfície na formação e manutenção de eventos de ZCAS.

Em termos gerais, o impacto da FDC de JS03 na simulação do ciclo diário da precipitação é verificado sobre a área A8. Chove mais no experimento NRAS8 por dois motivos: (i) o modelo passa a simular com mais frequência os casos de precipitação noturna; (ii) a precipitação é disparada precocemente entre 1100 e 1300 UTC, estando associada ao acoplamento do mecanismo de disparo aos fluxos de calor à superfície. O máximo de precipitação do experimento CTRL1 é de $1,5 \text{ mm h}^{-1}$ às 1600 UTC. Enquanto no experimento NRAS8 é de $1,3 \text{ mm h}^{-1}$ às 1700 UTC, consistente com os resultados de Bechtold et al. (2004).

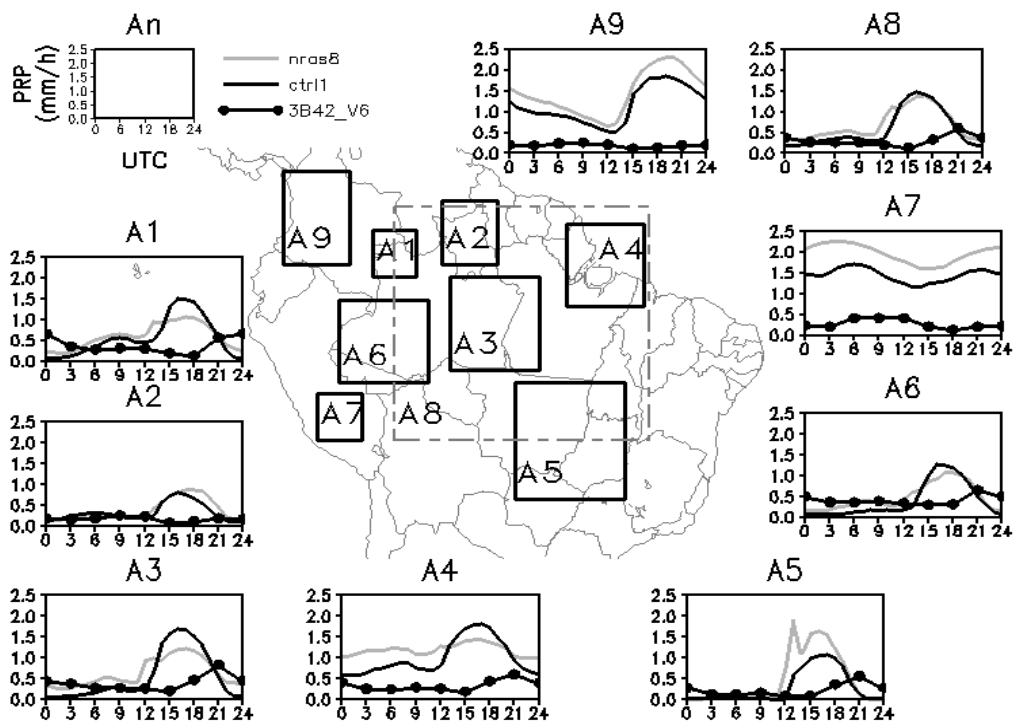


Figura 6.16 – Ciclo diário da precipitação sobre as áreas selecionadas. No canto superior à esquerda mostra-se a legenda indicando a escala da precipitação no eixo y e o horário em UTC no eixo x; além disso, as linhas indicam os experimentos NRAS8, CTRL1 e a precipitação do 3B42_V6.

O efeito disto na coluna atmosférica é mostrado pelo perfil de aquecimento e secagem da área A8 (Figura 6.17). Durante a noite o experimento NRAS8 exhibe um núcleo de Q_1 de 6 $K \text{ dia}^{-1}$ centralizado em 7 km, enquanto o máximo do dia é de 21 $K \text{ dia}^{-1}$ na altura de 6 km. No experimento CTRL1 o aquecimento noturno não ultrapassa 6 $K \text{ dia}^{-1}$. Contudo, durante o dia é da mesma intensidade do experimento NRAS8, porém ocorre às 1600 UTC. O perfil médio de Q_1 do experimento NRAS8 exhibe um máximo na altura de 4,5 km indicando a maior atividade dos *cumulus* rasos.

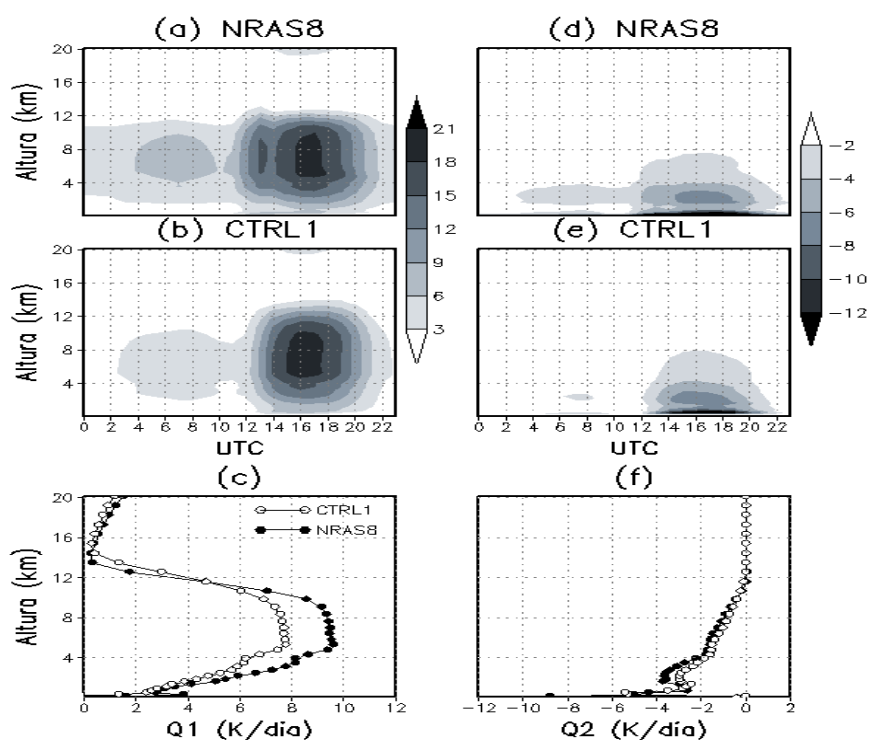


Figura 6.17 – Ciclo diário e médio do perfil vertical de Q1 e Q2 para a área A8.

Apresenta-se na Figura 6.18 o diagrama de Hövmöller de Q_1 para as F1 e F3 descritas na Figura 5.2b. Os demais diagramas, bem como o movimento vertical de grande escala são mostrados no Anexo B. Na faixa F1, sobre o oceano (50W a 40W), o experimento NRAS8 exibe maior atividade convectiva durante o intervalo entre 0000 e 0800 UTC, comparado aos horários posteriores.

Apesar do experimento CTRL1 também indicar este padrão, a convecção noturna é mais intensa no experimento NRAS8, o que é mais coerente com estudos prévios, como por exemplo, o de Yang e Smith (2006). A atividade convectiva adentra o continente durante a noite, porém devido à falta de fontes de calor nestes horários, a convecção é fraca se comparada à do período da tarde (após 1600 UTC). Outra banda convectiva forma-se durante a noite entre 68°O e 65 °O e desloca-se para Leste conforme verificado nos dois experimentos.

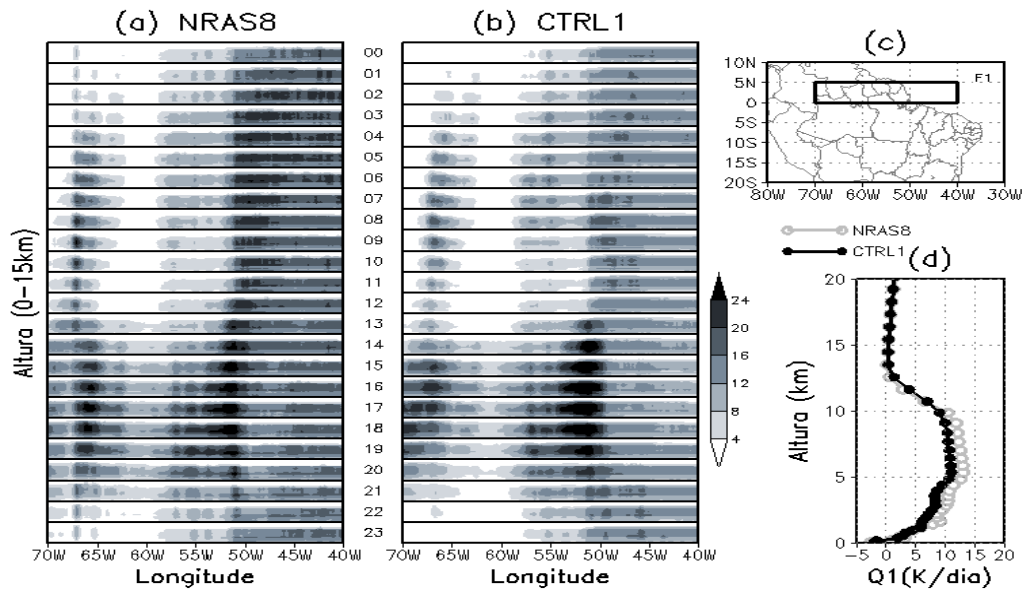


Figura 6.18 - Diagramas de Hovmöller de Q1 para os experimentos NRAS8 (a) e CTRL1 (b); faixa latitudinal dos diagramas destacada pelo retângulo (c); perfil médio de Q1 para a área destacada (d).

Na faixa F3 (Figura 6.19) a variabilidade intrassazonal é mais evidente e também fica mais clara a vantagem do experimento NRAS8 com relação a CTRL1. Em NRAS8 dois sinais de atividade convectiva noturna associados aos regimes de Leste e de Oeste são notados, enquanto somente o sinal de Leste é verificado no experimento CTRL1. Outra característica é quanto às taxas de aquecimento mais elevadas no regime de Leste relativamente ao regime de Oeste, verificada no experimento NRAS8, o que é coerente com dados observados (SCHUMACHER et al., 2007) e que não é verificado em CTRL1.

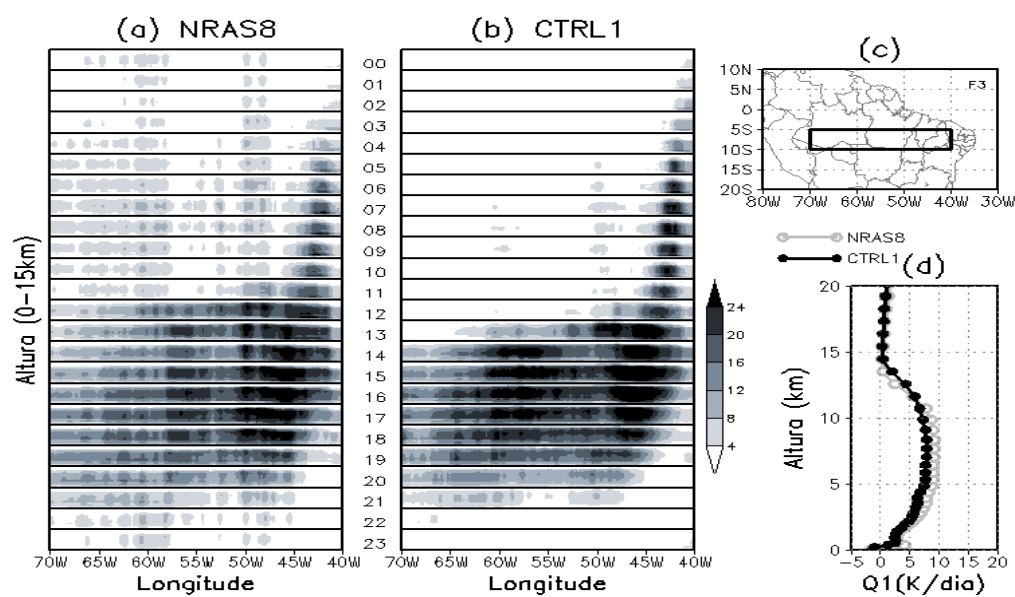


Figura 6.19 - Idêntica à Figura 6.18, mas para a faixa F3.

7 COMENTÁRIOS FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Modelos que utilizam parametrização de nuvens *cumulus* para determinar a precipitação apresentam erros sistemáticos. Dentre estes, destaca-se a representação errônea do ciclo diário, principalmente sobre o continente durante o verão. Segundo o último relatório do *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007) esse erro, bem como a grande dispersão entre os modelos na simulação da climatologia dos dias atuais, sugerem que é necessário realizar simulações climáticas em alta resolução, visto a crescente evolução do poderio computacional.

Alguns resultados suportam essa afirmação do IPCC, por exemplo, no trabalho de Sato et al. (2009) verifica-se que é necessário um espaçamento de grade horizontal de 3,5 km para simular de forma correta, relativamente aos produtos do TRMM, o ciclo diário da precipitação sobre os trópicos. Entretanto, alguns estudos sugerem que não há necessariamente ganho na simulação do ciclo diário com o refinamento da grade de modelos regionais (MASS et al., 2002).

Por outro lado, para simular o ciclo diário da precipitação de forma coerente, mostra-se que é necessário o acoplamento entre a parametrização de nuvens *cumulus* e os processos físicos resolvidos ao nível da CLA, tais como o aquecimento diferencial devido heterogeneidades de superfícies, frentes de rajadas e turbulência (RIO et al., 2009).

Não se aponta na presente pesquisa um método “ótimo” para simular o ciclo diário da precipitação. Porém, mostra-se que é possível obter avanços através de melhorias na formulação do algoritmo que é responsável pelo disparo da convecção. Com isso, não só o ciclo diário, mas também a distribuição espacial da precipitação foi mais bem simulada sobre a Bacia Amazônica. Entretanto, fazem-se necessários outros estudos para ratificar ou não a robustez do método desenvolvido. Assim, sugere-se:

- Verificação da variabilidade sazonal e interanual da precipitação observada com o novo mecanismo;

- Expansão do domínio da simulação explorando-se diferentes mecanismos de variabilidade da precipitação. Por exemplo, na América do Sul, a região de saída do Jato de Baixos Níveis a Leste dos Andes, casos de ocorrência de ZCAS e ocorrência de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis no Nordeste Brasileiro;
- Analisar o impacto da metodologia desenvolvida na previsão ambiental, a qual é realizada operacionalmente no CPTEC/INPE com o modelo CATT-BRAMS, pois tanto o modelo de transporte quanto os mecanismos químicos do CATT são direta ou indiretamente dependentes da precipitação simulada, principalmente em termos de deposição úmida. Uma vez que o ciclo diário e a intensidade da precipitação foram mais bem representados, esperam-se impactos positivos na simulação da distribuição de gases do sistema acoplado;
- Aumentar o número de membros do conjunto da parametrização de GD02 em função de perturbações nas equações que regem o mecanismo de disparo de convecção de JS03, especialmente os termos C1 e C2 da equação da energia cinética;
- Implementar JS03 à parametrização de Grell do modelo global do CPTEC. Com isso abre-se a possibilidade de se fazer simulações em escala planetária com um mecanismo mais eficiente de disparo de convecção que o atual. Pode-se com isso, por exemplo, avaliar melhorias em termos de simulações climáticas;
- Investigar os mecanismos responsáveis pela simulação da precipitação noturna durante após a implementação da FDC de JS03.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANAGNOSTOU, E.N. E MORALES, C.A. Rainfall estimation from TOGA radar observations during LBA field campaign. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8068, doi: 10.1029/2000JD000337, 2002.
- ARAKAWA, A. The *Cumulus* Parameterization Problem: Past, Present, and Future. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2493-2525, 2004.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W.H. Interaction of a *cumulus* cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974.
- BARBOSA, R.L.; OYAMA, M.D.; MACHADO, L.A.T. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa Norte do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 1, p. 107-117, 2006.
- BECHTOLD, P.; CHABOUREAU, J.P.; BELJAARS, A.; BETTS, A.K.; KÖHLER, M.; MILLER, M.; REDELSPERGER, J.L. The simulation of the diurnal cycle of convection precipitations over land in a global model. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v.130, n. 604, p. 3119-3137, 2004.
- BETTS, A. K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8045, doi: 10.1029/2002JD000427, 2002.
- BETTS, A.K. Non-precipitating *cumulus* convection and its parameterization. **Quarterly Journal Royal of Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 178–196, 1973.
- BETTS, A.K. The scientific basis and objectives of the U.S. subprogram for the GATE. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 55, p. 304-313, 1974.
- BETTS, A.K.; GATTI, L.; SILVA DIAS, M.A.F.; FUENTES, J.D. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. **Journal of Geophysics Research**, v.107, D10, 8065, doi:10.1029/2001JD000356, 2002
- BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 38, p. 283-290, 1957.
- BOCCIPPPIO, D.J.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R.J. Performance assessment of the optical transient detector and lightning imaging sensor. Part 1: Predicted diurnal variability. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. 9, p. 1318-1332, 2002.

- BROWN, J.M. Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: a numerical study. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 36, n. 2, p. 313-338, 1979.
- BYERS, H.R E RODEBUSH, H.R. Causes of Thunderstorms of the Florida Peninsula. **Journal of Meteorology**, v. 5, n. 12, p. 275-280, 1948.
- CAREY, L.D.; CIFELLI, R.; PETERSEN, W.A.; RUTLEDGE, S.A. **Preliminary report on TRMM-LBA rainfall estimation using the S-POL Radar**. Colorado State University, http://olympic.atmos.colostate.edu/lba_trmm/, 2000. Acesso em 04 de jul. de 2007.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; SILVA DIAS, M.A.F. Intraseasonal large scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8042. doi: 10.1029/2001JD000745, 2002.
- CHARNEY, J.G. E ELIASSEN, A. On the growth of hurricane depression. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 21, n. 1, p. 68-75, 1964.
- CHAVES, R.R.; ROSS, R.S.; KRISHNAMURTI, T.N. Weather and seasonal climate prediction for South America using a multi-model superensemble. **International Journal of Climatology**, v.25, n.14, p. 1881-1914, 2005.
- CHEN, J. E WANG, J. Diurnal variation of surface thermodynamic fields on the island of Hawaii. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 9, p. 2125-2138, 1994.
- CHOU, S.C.; BUSTAMANTE, J.F.; GOMES, J.L. Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 12, n. 6, p. 537-555, 2005.
- CIFELLI R.; PETERSEN, W.; CAREY, L.D.; RUTLEDGE, S.A. Radar observations of the kinematics, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8077, doi:10.1029/2000JD000264, 2002.
- CIFELLI, R.; CAREY, L.D.; PETERSEN, W.; RUTLEDGE, S.A. An ensemble study of wet season convection in southwest amazonia: kinematics and implications for diabatic heating. **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4692-4707, 2004.
- COHEN, J.C.P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v.123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

CORREIA, F.W.S.; ALVALÁ, R.C.S.; MANZI, A.O.; GIELOW, R.; KUBOTA, P.Y. Calibração do “simplified simple biosphere modelo-SSiB” para áreas de pastagem e floresta na Amazônia com dados do LBA. **Acta Amazônica**, v. 35, n.2, p. 273-288, 2005.

DAI, A. E WANG, J. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. **Journal of the Atmospheric Science**, v.56, n. 22, p. 3874-3891, 1999.

DAI, A. Global Precipitation and Thunderstorm Frequencies. Part II: Diurnal Variations. **Journal of Climate**, v. 14, n. 6, p. 1112-1128, 2001.

DE ROODE, S.R.; DUYNKERKE, P. G.; SIEBESMA, A. P. Analogies between mass-flux and Reynolds-averaged equations. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 57, n. 10, p.1585–1598, 2000.

DOUGLAS, M.A.; VALDEZ-MANZANILLA, A.; CUETO, R.G. Diurnal variation and horizontal extent of the low-level jet over the northern Gulf of California. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 7, p. 2017-2025, 1998.

FERREIRA DA COSTA, R.; FEITOSA, J.R.P.; FISCH, G.; SOUZA, S.S.; NOBRE, C.A. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 4, p. 395-408, 1998.

FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; LYRA, R.F.DA F.; NOBRE, C.A.; DOLMAN, A.J.; GASH, J.H.C. The convective boundary layer over pasture and fores in Amazônia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n.1-4, p. 47-59, 2004.

FISCH, G.; VENDRAME, I.F.; HANAOKA, P.C.M. Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 37, n. 4, p. 583-590, 2007.

FREITAS, S.R. **Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases traços e de aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical**. Tese de Doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, 1999.

FREITAS, S.R.; LONGO, K.M.; SILVA DIAS, M.A.F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P.L.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M.O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L.F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v. 7, n. 3, p. 8525–8569, 2009.

GANDU, A.W. **Modelagem numérica da resposta troposférica regional à fontes tropicais de calor**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Departamento de Ciências

Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 209 f, 1993.

GARREAUD, R.D. E WALLACE, J.M. The diurnal march of convective cloudiness over Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 12, p. 3157-3171, dez, 1997.

GARSTANG, M.; MASSIE JR., H.L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCARPA, S. Amazon coastal squall lines. Part I: structure and kinematics. **Monthly Weather Review**, v.122, n.4, p. 608–622, 1994.

GEVAERD, R. E FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para inicialização de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 1-15, 2006.

GRABOWSKI, W.W. E SMOLARKIEWICZ, P.K. CRCP: A cloud resolving convective parameterization for modeling the tropical convective atmosphere. **Physica D**, v. 133, n. 1-4, p. 171–178, 1999.

GRAY, W.M. AND JACOBSON, R.W. Diurnal variation of deep *cumulus* convection. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 9, p. 1171-1188, 1977.

GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R.C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematic conditions over Central Amazonia During ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, No D10, p. 17001-17014, Setembro, 1990.

GRELL, G. Prognostic evaluation of assumptions used by *cumulus* parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.

GRELL, G.; DUDHIA, J.; STANFFER, D.R. **A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)**. NCAR Technical Note. TN 398+STR, 122p, 1994.

GRELL, G.A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 1693, doi:10.1029/2002GL015311, 2002.

HALVERSON, J.B.; RICKENBACH, T.; ROY, B.; PIERCE, H.; WILLIAMS, E. Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 6, p 1493-1509, 2002.

HARTMANN, D.L.; KOWALEWSKY, K.J.; MICHELSEN, M.L. Diurnal variations of outgoing longwave radiation and albedo from ERBE Scanner data. **Journal of Climate**, v. 4, n. 6, p. 598-617, 1991.

HOLTSLAG, A. A. M. E MOENG, C.H. Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 48, n. 14, p. 1690–1698, 1991.

HOREL, J.D.; PECHMANN, J.B.; HAHMANN, A.N.; GEISLER, J.E. Simulations of the Amazon Basin circulation with a regional model. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 56-71, 1994.

HUFFMAN, G.; ADLER, R.; BOLVIN, D.; NELKIN, E. Uncertainty in finescale MPA precipitation estimates and implications for hydrometeorological analysis and forecasting, CONFERENCE ON HYDROLOGY, 18., 2004, Seattle, WA. **Proceedings...** [S.l.]: AMS, 2004.

HUFFMAN, G.J.; ADLER, R.F.; ARKIN, P.; CHANG, A.; FERRARO, R.; GRUBER, A.; JANOWIAK, J.; MCNAB, A.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997.

HUFFMAN, G.J.; ADLER, R.F.; BOLVIN, D.T.; GU, G.; NELKIN, E.J.; BOWMAN, K.; HONG, Y.; STOCKER, E.F.; WOLFF, D.B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimate at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38-55, 2007.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, UK: University Press, 2007.

Ed. Edited by Solomon et al.

JAKOB, C. E SIEBESMA, A. P. A new subcloud model for mass-flux convection schemes: influence on triggering, updrafts properties, and model climate. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 9, p. 2765-2778, 2003.

JANOWIAK, J. E.; KOUSKY, V.E.; JOYCE, R.J. Diurnal cycle of precipitation determined from the CMORPH high spatial and temporal resolution global precipitation analyses, **Journal fo Geophysical Research**, v. 110 (D23105), doi:10.1029/2005JD006156, 2005.

JONES, C. E CARVALHO, L.M.V. Active and break phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905-915, 2002.

KAIN, J.S. E FRITSCH, J.M. The role of the convective “trigger function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n. 1-4, p. 93–106, 1992.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; ROY, J.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KATSANOS, D.; LAGOUVARDOS, K.; KOTRINI, V.; HUFFMANN, G.J. Statistical evaluation of MPA-RT high-resolution precipitation estimates from satellite platforms over the central and eastern Mediterranean. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L06116 doi: 10.1029/2003GL019142, 2004.

KEYSER, D. E. ANTHES, R. The applicability of a mixed-layer model of the planetary boundary layer to real-data forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 11, p. 1351-1371, 1977.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KRISHNAMURTI, T.N.; KISHTAWAL, C.M.; LAROW, T.E.; BACHIOCHI, D.R.; ZHANG, Z.; WILLIFORD, C.E.; GADGIL, S.; SURENDRAN, S. Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble. **Science**, v. 285, n.5433, p. 1548-1850, 1999.

KRISHNAMURTI, T.N.; NAM, S.; PASCH, R. Cumulus parameterization and rainfall rates II. **Monthly Weather Review**, v. 111, n.4, p. 815-828, 1983.

KUO, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.

KUO, H.L. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n.1, p. 40-63, 1965.

LANG, S.; TAO, W.K.; CIFELLI, R.; OLSON, W.; HALVERSON, J.; RUTLEDGE, S.; SIMPSON, J. Improving simulation of convective systems from TRMM-LBA: Easterly and Westerly regimes. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 64, n. 4, p.1141-1164, 2007.

LEE, M.; SCHUBERT, S.D.; SUZREZ, M.J.; SCHEMM, J.K.E.; PAN, H.L.; HAN, J.; YOO, S.H. Role of convection triggers in the simulation of the diurnal cycle of precipitation over the United States Great Plains in a general circulation Model. **Geophysical Research Letters**, v. 113, D02111, doi: 10.1029/2007JD008984, 2008

LIMA, M.A. E WILSON, J.W. Convection storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847-1864, 2008.

LINDZEN, R.S. Effect of daily variations of cumulonimbus activity on the atmospheric semidiurnal tide. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 4, p. 526-533, 1978.

LIU, C. E ZIPSER, J. Diurnal cycles of precipitation, clouds, and lightning in the tropics from 9 years of TRMM observations. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L06116, doi: 10.2029/2007GL032437, 2008.

LONGO, K. **Estudos de partículas de aerossóis e gases traços na atmosfera da bacia Amazônica: influencias das circulações regionais e de larga escala**. Tese de doutorado, Instituto de Física, Universidade de São Paulo, 1999.

MACHADO, L.A.T.; DUVEL, J.P.; DESBOIS, M. Diurnal variations and modulation by easterly waves of the size distribution of convective cloud clusters over West Africa and the Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 1, p.37-49, 1993.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 61-77, 2004.

MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H.; LIMA, A.A. Diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, doi: 10.1029/2001JD000338, 2002.

MAPES, B.E.; WARNER, T.; XU, M. Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America. Part III: diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 830-844, 2003.

MAPES, B.E.; WARNER, T.; XU, M.; NEGRI, A.J. Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America. Part I: observations and context. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 799-812, 2003.

MARENGO, J.A.; FISCH, G.; MORALES, C.; VENDRAME, I.; DIAS, P.C. Diurnal variability of rainfall in Southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the Austral summer of 1999, **Acta Amazônica**, v. 34, n.4, p. 593-603, 2004.

MARENGO, J.A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V.E.; FILIZOLA, N.P.; WAINER, I.C. Onset and end of the rainy season in brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n.5, p. 833-852, 2001.

MELLOR, G.L. E YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.

MENDONÇA, R.W.B. E BONATTI, J.P. Estudo da energética modal para episódios de ZCAS. Parte I: análise observacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n.4, p. 360-380, 2008.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p.107-117, 1987.

MOTA, M.A.S. **Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e respostas na circulação de grande escala**. São José dos Campos, 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia). INPE.

MOTA, M.A.S. E MENDONÇA, A.M. Comparação dos esquemas de convecção Kuo e RAS usando o modelo atmosférico global do CPTEC durante o experimento WetAMC/LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 356-370, 2006.

NASCIMENTO E.L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 113-122, 2005.

NEGRI, A.J.; ANAGNOSTOU, E.N. ADLER, R.F. A 10-yr climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 1, p. 42-56, 2000.

NEGRI, A.J.; BELL, T.L.; XU, L. Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v.19, n. 9, p.1333-1344, 2002b.

NEGRI, A.J.; XU L.; ADLER, R.F. A TRMM-calibrated infrared rainfall algorithm, applied over Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8048 doi: 10.1029/2000JD000265, 2002a.

OGURA, Y. E TAKAHASHI, T. Numerical simulation of the cycle of a thunderstorm cell. **Monthly Weather Review**, v. 99, n. 12, p. 895-911, 1971.

OLIVEIRA, F. P. E OYAMA, M. D. **Uso de tabela de contingência 2×2 em meteorologia: conceitos básicos**. São José dos Campos: Divisão de Ciências Atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço. Publicação Interna, PI-007. 2007. 12p. (Revisado em 19/10/2007)

OYAMA, K. A dynamical model for the study of tropical cyclone development. **Geophysics International**, v. 4, n., p. 187-198, 1964.

OYAMA, M.D. Erros sistemáticos no clima da região tropical da América do Sul simulado pelo modelo regional MM5 em baixa resolução horizontal. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.1, p.118-133, 2006.

PEREIRA, L.G. E RUTLEDGE, S.A. Diurnal cycle of shallow and deep convection for a tropical land and ocean environment an its relationship to synoptic wind regimes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 10, p. 2688-2701, 2006.

PETERSEN, W.A.; NESBITT, S.W.; BLAKESLEE, R.J.; CIDELLI, R.; HEIN, P.; RUTLEDGE, S.A. TRMM Observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 11, p. 1278-1294, 2002.

PEZZI, L.P.; CAVALCANTI, I.F.A.; MENDONÇA, A.M. A sensitivity study using two different convection schemes over South America. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v. 23, n. 2, p. 170-190, 2008.

PIELKE, R. A. A three-dimensional numerical model of Sea breezes over South Florida. **Monthly Weather Review**. v. 102, n. 2, p. 115–139, 1974.

RAGA, G. B.; JENSEN, J.B.; BAKER, M.B. Characteristics of *cumulus* band clouds off the coast of Hawaii. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 47, n. 3, p. 338–355, 1990.

RAMOS DA SILVA, R. E AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon Basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 5, p. 1082-1042, 2006.

RANDALL, D.A.; HARSHVARDHAN; DAZLICH, D.A. Diurnal variability of the hydrologic cycle in a General Circulation Model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 48, n.1, p. 40-62, 1991.

RENNÓ, N. O. E INGERSOLL, A.P. Natural Convection as a Heat Engine: A theory for CAPE. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 53, n.4, p. 572-585, 1996.

RICKENBACH, T.M. Nocturnal cloud systems and the diurnal cariation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 5, p. 1201-1219, 2004.

RICKENBACH, T.M.; NIETO FERREIRA, R.; HALVERSON, J.; HERDIES, D.L.; SILVA DIAS, M.A.F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, 8040, doi: 10.1029/2001JD000263, 2002.

RIO, C.; HOURDIN, F.; GRANDPEIX, J.Y.; LAFORE, J.P. Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L07809, doi: doi:10.1029/2008GL036779, 2009.

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

SANTOS E SILVA C.M.; GIELOW R.; FREITAS S.R. Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in SW Amazonia, observed via rain gauges and estimated using S-band radar. **Atmospheric Science Letters**, v.10, n.2, p. 87-93, 2009.

SATO, T.; MIURA, H.; SATOH, M.; TAKAYABU, Y.N.; WANG, Y. Diurnal cycle of precipitation in the tropics simulated in a global cloud-resolving model. **Journal of Climate**, aceito para publicação, 2009.

SCHUMACHER, C.; ZHANG, M.H.; CIESIELSKI, P.E. Heating structure of the TRMM field campaigns. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 64, n. 7, p. 2593-2610, 2007.

SHAW, B.L.; PIELKE, R.A.; ZIEGLER, C.L. A three-dimensional numerical simulation of the Great Plains Dryline. **Monthly Weather review**, v. 125, n. 2, p. 1489-1506, 1997.

SIEBESMA, A.P. E CUIJPERS, J.W.M. Evaluation of parametric assumptions for shallow *cumulus* convection. **Journal of the Atmospheric Science**, v.52, n. 6, p.650–666, 1995.

SIEBESMA, A.P. E TEIXEIRA, J. An advection–diffusion scheme for the convective boundary layer: Description and 1D-results. Preprints, ~~44th Symp. on Boundary Layers and Turbulence, Aspen, CO, American Meteorological Society, p. 133–136, 2000.~~

SILVA DIAS, M.A.F. ; PETERSEN, W. ; SILVA DIAS, P.L.; CIFELLI, R. ; BETTS, A. K. ; GOMES, A. M. ; FISCH, G.; LIMA, M. A. ; LONGO, M.; ANTONIO, M. A. ; ALBRECHT, R.I. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 391-3920, 2002b.

SILVA DIAS, M.A.F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P.L.; NOBRE, C.A.; FISCH, G.; DOLMAN, A.J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.O.; FUENTES, J.D.; ROCHA, H.R.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L.D.A.; ALVALÁ, R.C.S.; ANDREAE, M.O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. Cloud and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in Amazon region. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. D20, 8072, doi: 10.1029/ 2001JD000335, 2002a.

SILVA DIAS, P.L.; BONATTI, J.P.; KOUSKY, V.E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1465–1478, 1987.

SILVA, E.M. e SOUZA, E.P. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n.1, p. 33-42, 2003.

SIMPSON, J. e WIGGERT, V. Models of precipitating cumulus towers. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 471–489, 1969.

SOUZA, E.B. E ROCHA, E.P. Diurnal variation of rainfall in Bragança-PA (Eastern Amazon) during rainy season: means characteristics and extreme events. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 142-152, 2006.

SOUZA, E.P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica**. 1999, 121p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

STRONG, C.; FUENTES, J.D.; GARSTANG, M. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in Southwestern Amazonia. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 10, p. 1607-1619, 2005.

SUI, C.H.; LAU, K.M.; TAKAYABU, Y.N.; SHORT, D.A. Diurnal variation in tropical oceanic cumulus convection during TOGA COARE. **Journal of Atmospheric Science**, v. 54, n. 3, p. 639-655, 1997.

TOKAY, A.; KRUGER, A.; KRAJEWSKI, W.F.; KUCERA, P.A.; PEREIRA FILHO, A.J. Measurements of drop size distribution in the southwestern Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8052, doi: 10.1029/2001JD000355, 2002.

TOST, H.; JÖCKEL, P.; LELIEVELD, L. Influence of different convection parameterisations in a GCM. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6, n. 12, p. 5475–5493, 2006.

TOTA, J.; FISCH, G.; FUENTES, J.; OLIVEIRA, P.J.; GARSTANG, M.; HEITZ, R.; SIGLER, J. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999 - projeto TRMM/LBA. **Acta Amazônica**, v. 30, n.4, p. 629-639, 2000.

TRIPOLI, G.J. An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n.1-4, p. 229-254, 1992.

TRIPOLI, G.J. E COTTON, W.R. The Colorado university three-dimensional cloud / mesoscale model Part I: general theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal de Recherches Atmosphériques**, v.16, p. 185 – 220, 1982.

TRIPOLI, G.J. E COTTON, W.R. Numerical study of an observed orogenic Mesoscale Convective System. Part 2: analysis of governing dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 2, p. 305–328, 1989.

TROEN, I. E MAHRT, L. A simple model of the atmospheric boundary layer: sensitivity to surface evaporation. **Boundary Layer Meteorology**, v. 37, n. 1-2, p.129–148, 1986.

VILLARINI, G E KRAJEWSKI, W.F. Evaluation of the research version TMPA three-hourly $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ rainfall estimates over Oklahoma. **Geophysical Research Letters**, v. 34, L05402, doi: 10.1029/2006GL029147, 2007.

VON RANDOW, C.; MANZI, A.O.; KRUIJT1, B.; OLIVEIRA, P.J.; ZANCHI, Z.B.; SILVA, R.L.; HODNETT, R.L.; GASH, J.; ELBERS, J.A.; WATERLOO, M.W.; CARDOSO, F.L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 3-4, p.5–26, 2004.

WALKO R.; BAND L.; BARON J.; KITTEL F.; LAMMERS R.; LEE T.; OJIMA D.;PIELKE R.; TAYLOR C.; TAGUE C.; TREMBACK C.; VIDALE P. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2000.

WALLACE, J.M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. **Monthly Weather Review**, v. 103, n. 5, p. 406-419, 1975.

WALLACE,J.M. E PATTON, D.B. Diurnal temperature variations: surface to 25 kilometers. **Monthly Weather Review**, v. 98, n. 7, p. 548-552, 1970.

WANG, J.; CHAGNON, F.J.F.; WILLIAMS, E.W.; BETTS, A.K.; RENNO, N.O.; MACHADO, L.A.T.; BISHT, G.; KNOX, R.; BRÁS, R.L. Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology. **Proceedings of the National Academy of Science of the United Satates of América**, v.106, n. 10, p. 3670-3674, 2009.

WANG, Y.; ZHOU, L.; HAMILTON, K. Effect of convective entrainment/detrainment on the simulation of the tropical precipitation diurnal cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 567-585, 2007.

WARNER, T.T.; MAPES, B.E.; XU, M. Diurnal patterns of rainfall in Northwestern South America.Part II: model simulations. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 813-829, 2003.

WEBSTER, P.J.; CLAYSON, C.A.; CURRY, J.A. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the tropical Western Pacific. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1712-1730, 1996.

WILKS, D.S.  **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction.**  Academic Press: San Diego, CA, 1995.

WYLIE, D. P. E WOOLF, H.M. The diurnal cycle of uppertropospheric clouds measured by GOES-VAS and the ISCCP. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 1, p. 171-179, 2002.

XU, K.M.; EMANUEL, K.A. Is a Tropical atmosphere conditionally unstable? **Monthly Weather Review**, v.117, n. 7, p. 1471-1479, 1989.

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 Science**, v. 30, n. 4, p. 611-627, 1973.

YANG, G. E SLINGO, J. The diurnal cycle in the tropics. **Monthly Weather Review**, v. 129, v. 4, p. 784-801, 2001.

YANG, S. E SMITH, E.A. Mechanism for diurnal variability of global tropical rainfall observed for TRMM. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 5190-5226, 2006.

ANEXO A – CICLO DIÁRIO DE CAPE, H, LE E TEMPERATURA DO AR A 2 METROS PARA AS ÁREAS SELECIONADAS BASEADAS NO TRABALHO DE MARENGO ET AL. (2001).

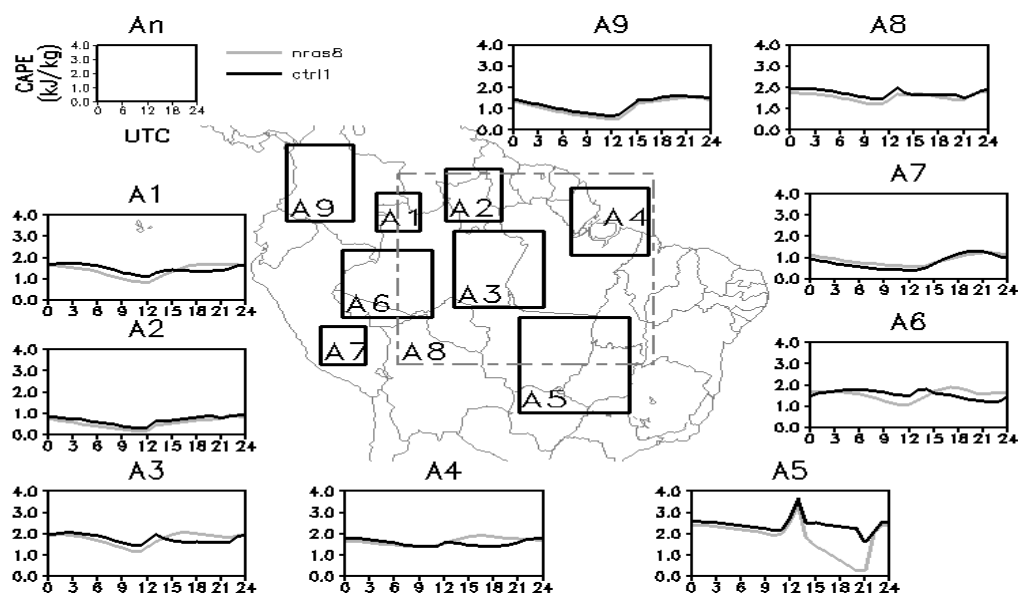


Figura A1 – Idêntica à Figura 6.19, exceto por não conter a linha correspondente a observação e pela variável ser a CAPE (kJ.kg^{-1}).

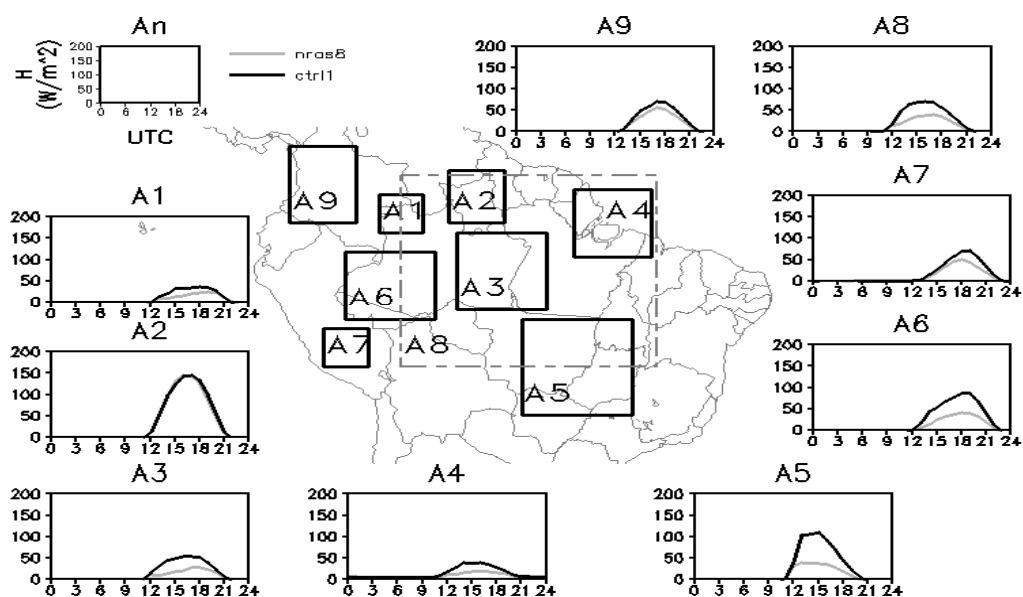


Figura A2 – Idêntica à Figura 6.19, mas para H (W.m^{-2}).

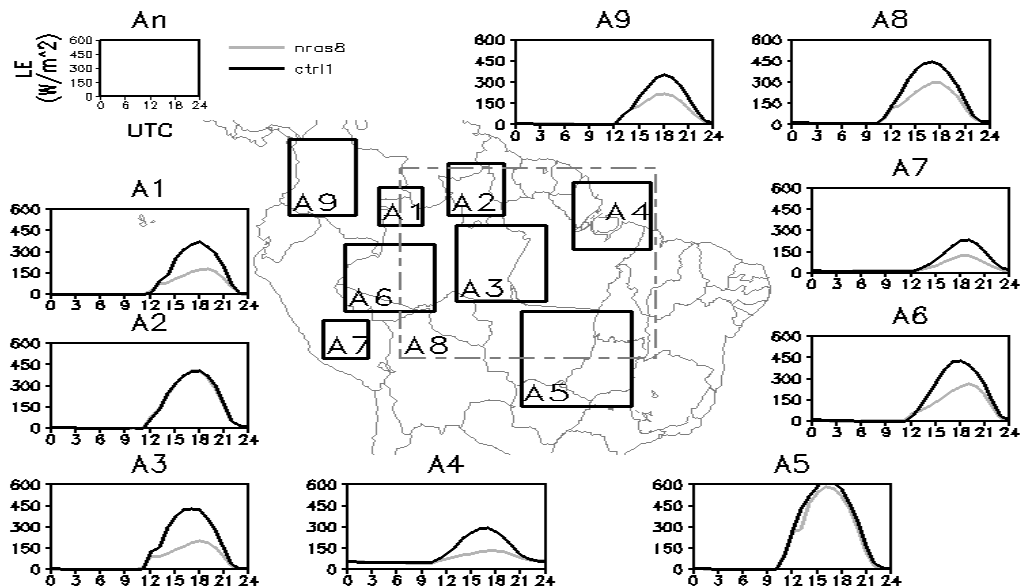


Figura A3 – Idêntica à Figura 6.19, mas para LE (W.m^{-2}).

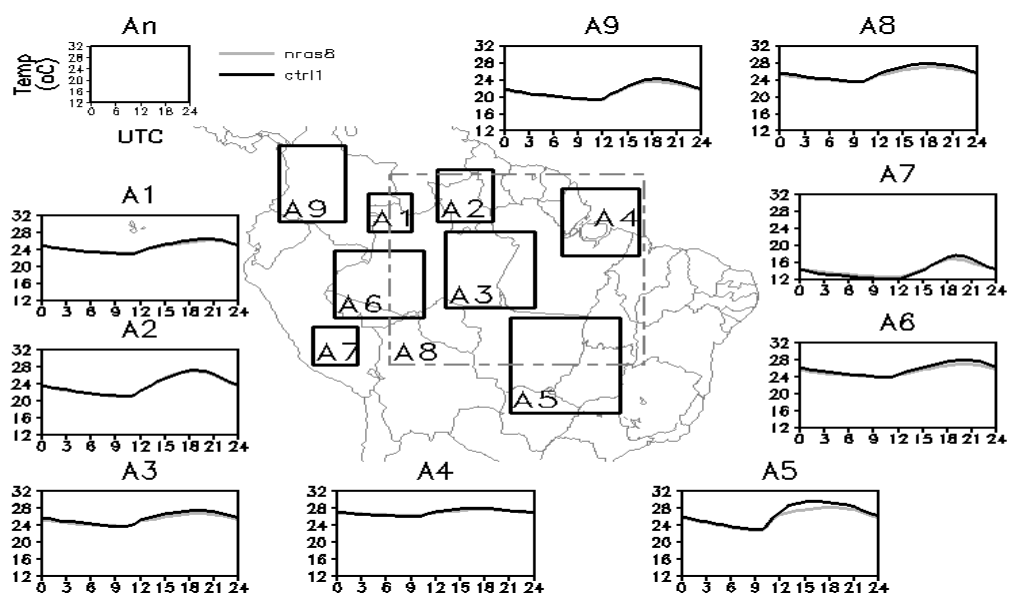


Figura A4 – Idêntica à Figura 6.19, mas para a temperatura do ar a 2 m (°C).

ANEXO B: DIAGRAMAS DE HÖVMÖLLER DE Q_1 E DA VELOCIDADE VERTICAL DE GRANDE ESCALA DETERMINADOS A PARTIR DOS EXPERIMENTOS NRAS8 E CTRL1 NAS FAIXAS F1, F2 E F4.

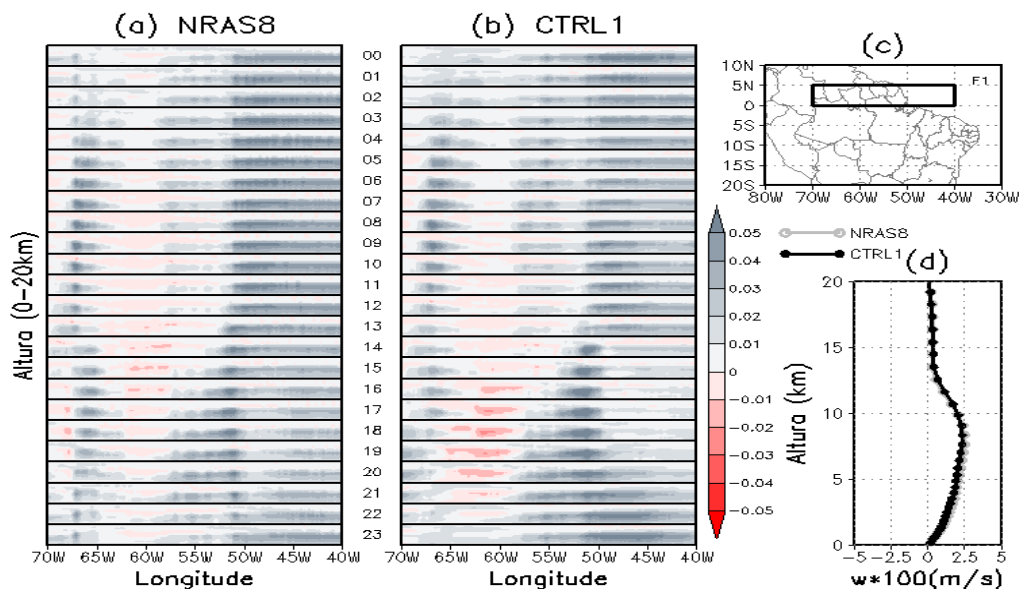


Figura B1 – Diagramas de Hövmöller da velocidade vertical dos experimentos NRAS8 (a) e CTRL1 (b); faixa latitudinal dos diagramas destacada pelo retângulo (c); perfil médio da velocidade vertical para o retângulo (d).

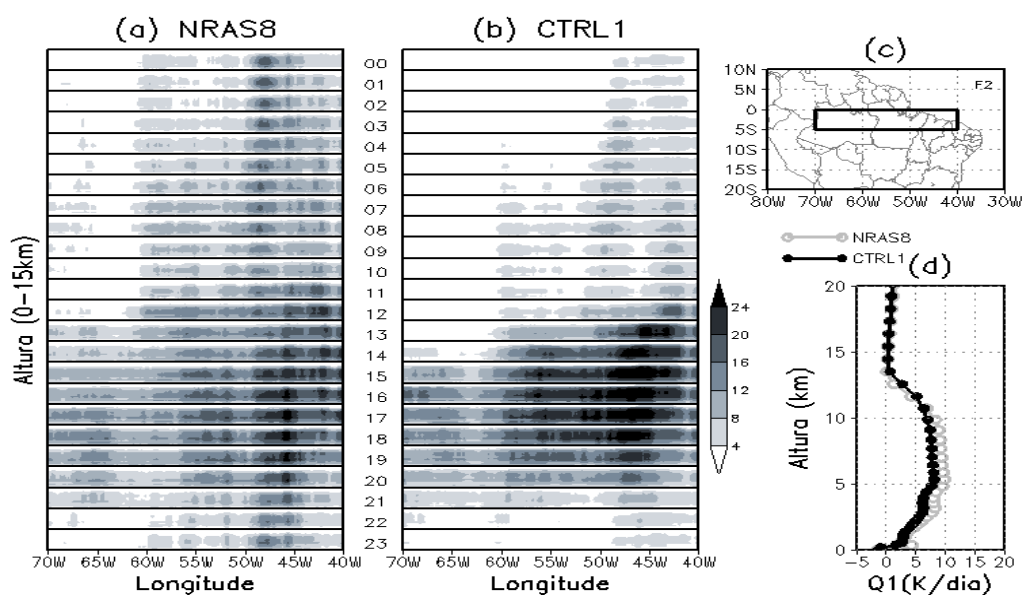


Figura B2 - Diagramas de Hövmöller de Q_1 dos experimentos NRAS8 (a) e CTRL1 (b); faixa latitudinal dos diagramas destacada pelo retângulo (c); perfil médio de Q_1 para o retângulo (d).

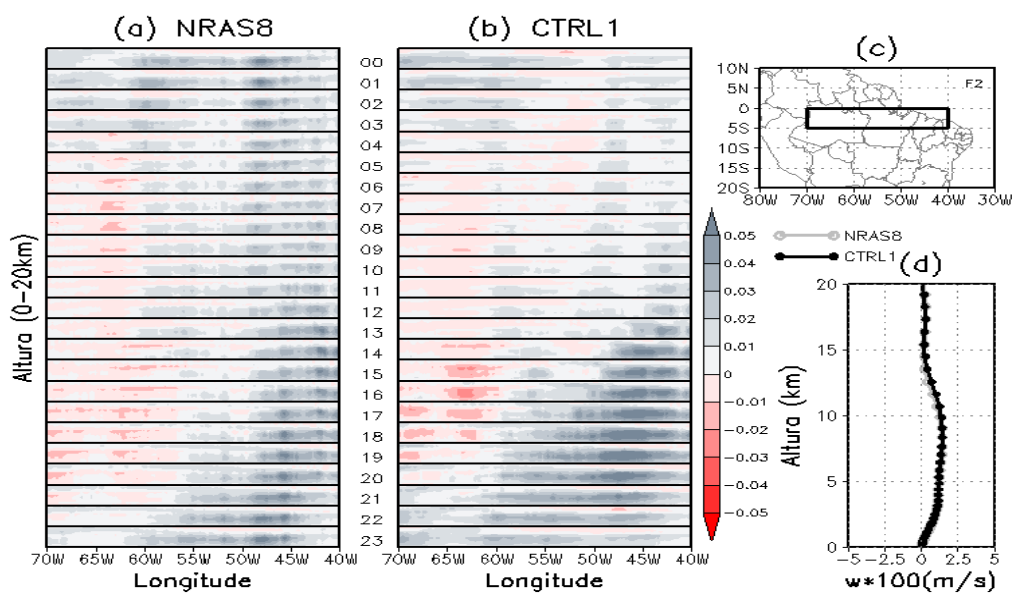


Figura B3 - Idêntica à figura C1, mas para a faixa F2.

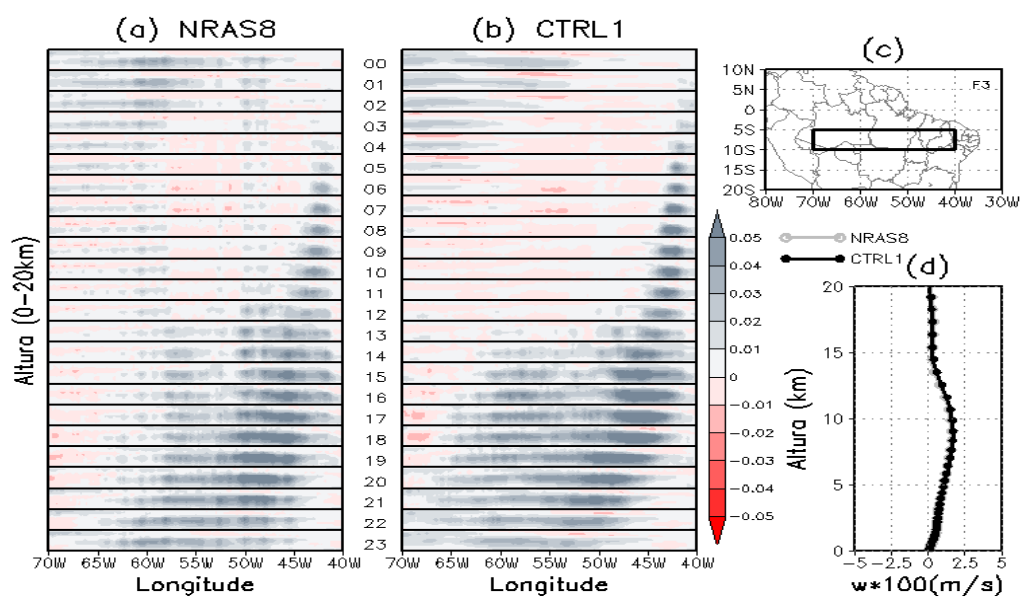


Figura B4 - Idêntica à figura C1, mas para a faixa C3.

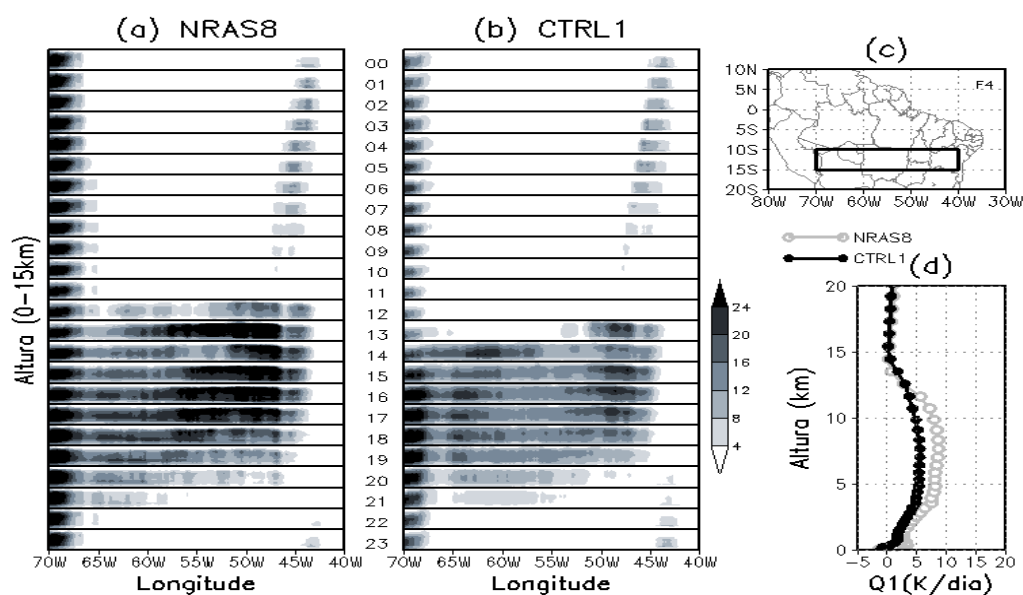


Figura B5 - Idêntica à figura C2, mas para a faixa F4.

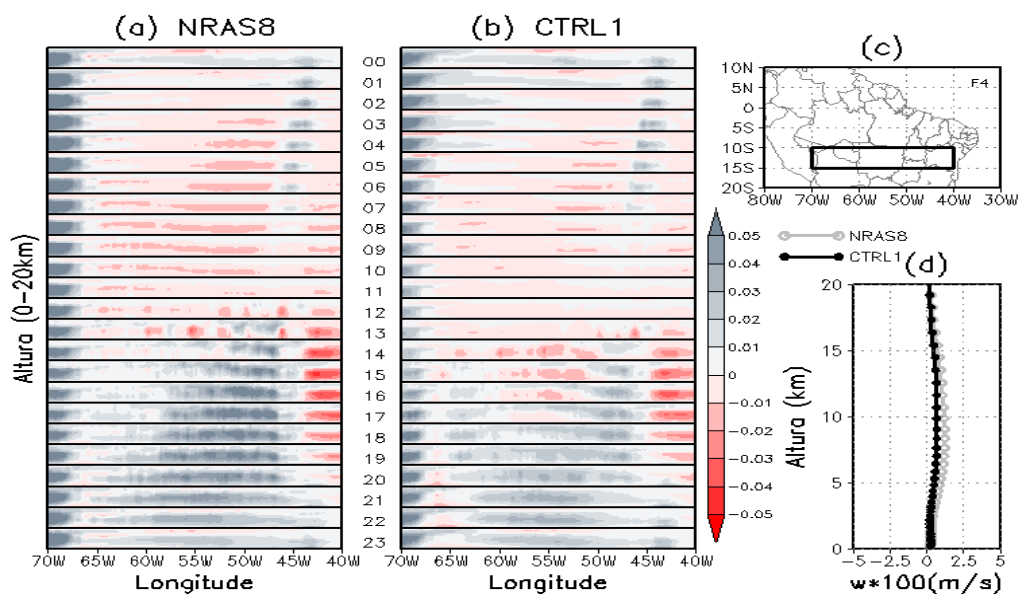


Figura B6 - Idêntica à figura C1, mas para a faixa F4.

ANEXO C: ARTIGOS CIENTÍFICOS

C1 – Artigo publicado na Atmospheric Science Letters

SANTOS E SILVA C.M.; GIELOW R.; FREITAS S.R. Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in SW Amazonia, observed via rain gauges and estimated using S-band radar. **Atmospheric Science Letters**, v.10, n.2, p. 87-93, 2009.

C2 – Artigo aceito para publicação na Atmospheric Science Letters

Santos e Silva, C. M.; FREITAS, S.R.; GIELOW, R.; BARROS, S.S. Evaluation of high-resolution precipitation estimate over the Amazon Basin. *Atmospheric Science Letters*, 2009. (aprovado para publicação em 10/09/2009).

Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in SW Amazonia, observed via rain gauges and estimated using S-band radar

Cláudio Moisés Santos e Silva,^{1,2*} Ralf Gielow¹ and Saulo Ribeiro de Freitas^{1,2}

¹Center for Weather Prediction and Climate Studies – CPTEC, National Institute for Space Research, INPE, Brazil

²Group of Modeling of the Atmosphere and its Interfaces – GMAI (<http://meioambiente.cptec.inpe.br>), Av dos Astronautas, 1.758, Jd. da Granja - ZIP: 12227-010, São José dos Campos – SP, Brazil

*Correspondence to:

Cláudio Moisés Santos e Silva,
Center for Weather Prediction
and Climate Studies – CPTEC,
National Institute for Space
Research, INPE, Brazil.

E-mail:

claudio.moises@cptec.inpe.br

Received: 19 July 2008

Revised: 16 January 2009

Accepted: 16 January 2009

Abstract

The rainfall field estimated by an S-band radar was evaluated with rain gauges network measurements during the Tropical Rainfall Measuring Mission and Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia (TRMM-LBA), then the daily variability associated with the presence (absence) of the South Atlantic convergence zone (SACZ) were studied. The results showed the high spatial variability of the rainfall over southwest (SW) Amazonia and suggest that local mechanisms (topography and/or local circulations induced by contrast of vegetation) may be associated with heavy rainfall episodes; moreover, it was possible to observe the squall line influence on the diurnal and semidiurnal cycles. Copyright © 2009 Royal Meteorological Society

Keywords: S-POL radar; Amazon basin; TRMM-LBA

1. Introduction

The diurnal cycle is the atmospheric periodic mode primarily dominated by the exchange of moisture and heat between the surface and atmosphere due the diurnal solar forcing. Historically, a coherent pattern of diurnal variability over the oceans (land) was reported, with maximum rainfall during late evening–early morning (mid to late afternoon). However, local characteristics, such as the topography and the convective systems activity may module the diurnal rainfall over different regions (Yang and Smith, 2006).

Specifically over the Amazon basin, observational evidences showed a high degree of spatial variability of the diurnal cycle. Kousky (1980) with rain gauge data found nighttime (daytime) rainfall peaks over Amazonian coastal (inland) regions, which were identified as due to the formation of squall lines (SLs) near the coast and their inland propagation. Garstang *et al.* (1994) studied the structure and kinematics, and Greco *et al.* (1994) the heat and moisture transport of these SLs. Cohen (1996) studied numerically both propagator (East jet) and feedback (heat source) mechanisms, and Rickenbach (2004) studied the SL remote influence on the formation of the nighttime rainfall over southwest (SW) Amazonia.

Using the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS) project dataset (Gash *et al.*, 1996), Ferreira da Costa *et al.* (1998) studied the diurnal rainfall cycle over forest and pasture regions, and determined that the rainfall over the forest was 30% higher than over the pasture. Tota *et al.* (2000) verified a semidiurnal pattern during the 1999

rainy season, with the principal (secondary) maximum occurring between 1500 and 1700 LT (0200 and 0500 LT); the principal and secondary maxima were associated, with the local convection and the mesoscale convective systems, respectively. Rickenbach *et al.* (2002) showed the South Atlantic convergence zone (SACZ) modulation on the convective activity over the Rondonia region; thus, West (East) low-level wind regimes were associated to the SACZ (no SACZ) occurrences. Consequently, during westerly (easterly) regimes the convective activity was inhibited (most pronounced) due to the incoming solar radiation attenuation, that diminishes the low-level turbulence, the sensible and latent heat fluxes, and the development of the convective boundary layer (CBL) (Strong *et al.*, 2005).

Satellite-derived rainfall data also were used to characterize the diurnal cycle over the Amazon basin. Negri *et al.* (2000) produced a 10-year rainfall climatology using a passive microwave technique. This study showed two diurnal cycle patterns over the Amazon: one with the maximum rainfall between 0600 and 0900 LT, at the Eastern part near the Andes, and the other, in Central Amazonia, with the maximum at 1800 LT. Finally, Yang and Smith (2006), using the comprehensive rainfall field obtained by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), showed semidiurnal (diurnal) patterns over the coastal (inland) regions of Amazonia.

One of the tools needed for weather and climatic studies are the general circulation models (GCM) of the atmosphere. However, to calibrate and validate these models, *in situ* measurements are necessary, and the rainfall is one of the most important variables,

because it also is the main input of the hydrological balance. Thus, the study of direct measurements of the rainfall, or the evaluation of indirect estimations, such as the ones obtained via radar, is necessary.

So, the wet season atmospheric mesoscale campaign (WETAMC) of the Large-Scale Biosphere–Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) (Silva Dias *et al.*, 2002a), which occurred jointly with the TRMM validation campaign (called *TRMM-LBA*), provided a very comprehensive simultaneous and continuous atmospheric dataset over the Amazonian rainforest. During the TRMM-LBA, the rainfall field was estimated by an S-band polarimetric radar (S-POL) and measured with rain gauges networks (RGNs). These S-POL estimations were already evaluated with RGNs measurements, as was also the case of the daily cycle under different synoptic situations, such as the East and West regimens (Carey *et al.*, 2000)

However, additional information may be obtained through the S-POL results, e.g.: (1) for which rainfall intervals the S-POL results agree best with the RGNs measurements? (2) What are the relative contributions of the diurnal and semidiurnal harmonic for the total variance of the S-POL results? (3) Are the diurnal and semidiurnal East and West regimes patterns similar, or do variations with other frequencies, such as the ones of the SLs, also modulate the diurnal rainfall cycle? The objective of this work is to address these questions using TRMM-LBA results.

2. Data and methodology

2.1. Dataset

Rainfall data measured with 35 rain gauges distributed into four RGNs and estimated through the S-POL (3 GHz, 10.7 cm, polarimetric) radar were used. The rain gauges were previously calibrated as described by Anagnostou and Morales (2002) and Marengo *et al.* (2004). The S-POL rain rates were calculated through an optimization technique using the following parameters measured with the S-POL radar: horizontal reflectivity (Z_h), differential reflectivity (Z_{dr}), and specific differential phase (K_{dp}). The final product was a rainfall field evaluated at the 1-km height covering about 10 000 km², with a grid spacing of 2 km (Carey *et al.*, 2000); the radar domain and the RGNs mean positions are shown in Figure 1. The radar was located at Presidente Médice (11.22°S, 61.99°W) and made measurements from January 16 to February 26, 1999. The rainfall files, in ASCII format, are available at http://radarmet.atmos.colostate.edu/lba_trmm/raindata.html.

2.2. Evaluation tools

To evaluate the rainfall estimates obtained through the S-POL radar data, skill scores following Wilks (1995) were computed, using the RGNs NET1 (10.90°S, 61.85°W, with 13 rain gauges, corresponding to

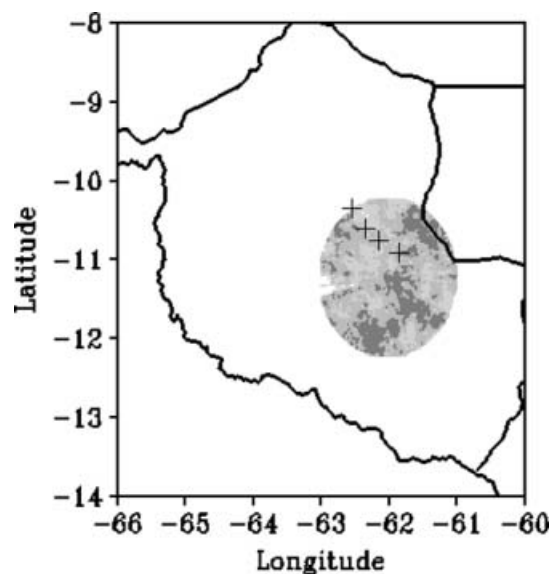


Figure 1. State of Rondonia, SW of Brazilian Amazonia: the circular area represents the S-POL radar domain, and the plus signals show the mean geographic coordinates of the rain gauges networks.

S-POL1) and NET2 (10.75°S, 62.15°W, with 12 rain gauges, S-POL2). The NET3 and NET4 were not used due the few rain gauges (6 and 4, respectively). So, the average rainfall measured by each RGN was compared with the S-POL average rainfall estimated for 144-km² square centered on the pixel corresponding to the mean geographic coordinate of the RGN. This square was chosen because its area is the smallest that contains all gauges of any RGN, thus minimizing the comparison errors between the S-POL data and 13 or 12 measurement points. Initially, the following were computed:

The normalized quantity bias (NQB):

$$NQB = \frac{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n S_POL_i - NET_i}{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n NET_i} \quad (1)$$

and the normalized mean absolute error (NMAE):

$$NMAE = \frac{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n |S_POL_i - NET_i|}{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n NET_i} \quad (2)$$

with $n = 1032$ or $n = 42$, for hourly or daily analyses, respectively. Besides these indices, means, standard deviations, and linear correlation coefficients were determined.

A qualitative evaluation was also made, using a 2×2 contingency table, with **a**: yes S-POL, yes NET; **b**: yes S-POL, not NET; **c**: not S-POL, yes NET; **d**: not S-POL, not NET. They were determined for the

thresholds of 0.1, 1, 2, 4, 6, 8, 10 mm, and only for the hourly rainfall, because $n = 42$, that corresponds to the daily rainfall, is too small to be statistically significant. The skill scores were computed as the following:

Frequency bias index (FBI), which indicates the underestimation tendency ($FBI < 1$) or overestimation ($FBI > 1$) of S-POL (perfect score is $FBI = 1$):

$$FBI = \frac{a + b}{a + c} \quad (3)$$

False alarm ratio (FAR), which denotes the proportion of S-POL estimates that were not measured by the pluviometers. It ranges from 0 to 1 and the perfect score is FAR equal to 0:

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (4)$$

Probability of detection (POD), proportion of events observed with NET and also estimated from the S-POL. It ranges from 0 to 1 and the perfect score is equal to 1:

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (5)$$

2.3. Analysis tools

The diurnal cycles, based on the temporal means of all 35 rainfall gauges and all grid points of the radar domain, were calculated for different synoptic wind regimes and periods as defined by Rickenbach *et al.* (2002); see Table I.

The diurnal and semidiurnal cycles were calculated through harmonic analysis following Wilks (1995). So, the mean hourly rainfall of each regime was split into two harmonics, S1 and S2, diurnal and semidiurnal, respectively with $k = 1, 2$:

$$y_t = \bar{y} + \sum_{k=1}^2 C_k \cos(\omega_k t - \phi_k) \quad (6)$$

where $\bar{y}$ is the daily mean, ω_k is the angular frequency, and C_k is the amplitude, while

$$C_k = \sqrt{A_k^2 + B_k^2} \quad (7)$$

Table I. Easterly and westerly low-level wind regimes defined by zonal component at 850 hPa (Rickenbach *et al.*, 2002).

Regime	Period (1999)	SACZ
East2 (E2)	19–28 January	NO
West3 (W3)	29 January–7 February	NO
East3 (E3)	8–21 February	NO
West4 (W4)	22–26 February	YES

A_k and B_k , are respectively the cosine and sine components given by

$$A_k = \frac{2}{N} \sum_{j=1}^N y_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{N}\right) \quad (8)$$

and

$$B_k = \frac{2}{N} \sum_{j=1}^N y_t \sin\left(\frac{2\pi kt}{N}\right) \quad (9)$$

with $N = 24$. While ϕ_k is the phase, which represents the time needed to reach the amplitude maxima, and it is expressed by

$$\begin{aligned} \phi_k &= \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \quad \text{if } A_k > 0 \\ \tan^{-1}\left(\frac{B_k}{A_k}\right) \pm \pi &\quad \text{if } A_k < 0 \\ \frac{\pi}{2} &\quad \text{if } A_k = 0 \end{aligned} \quad (10)$$

3. Results

3.1. S-POL rainfall evaluation

The S-POL estimated precipitation was evaluated first in terms of daily amount. So, Table II presents the mean, standard deviation (STD), 43-days total rainfall, correlation coefficient R^2 , NQB, and NMAE. The average, STD, and total rainfall measured on NET1 were smaller than the ones of NET2, with a distance around 40 km between the two RGNs, thus emphasizing the importance of the local convection mechanisms in this region, which are associated to the topography and mesoscale circulations due to the differential heating between forested and deforested surfaces (Silva Dias *et al.*, 2002b). This rainfall variation in the TRMM-LBA region was described by Fisch *et al.* (2007), which showed correlation coefficients between 0.20 and 0.40 for rain gauges separated by more than 5 km. The correlation between the average rainfalls of NET1 and NET2 is 0.34.

However, the rainfall estimated via S-POL presents an inverted behavior, with higher average, STD, and total rainfall values for S-POL1. This suggests that

Table II. Mean, standard deviation, rainfall amount, correlation coefficient R^2 , normalized mean absolute error, and normalized quantity bias. The statistics are referent to 24-h accumulation.

	NET1	S-POL1	NET2	S-POL2
Mean (mm/day)	5.43	6.54	6.87	5.58
STD (mm/day)	8.72	8.97	11.68	8.22
Amount (mm)	228.13	274.54	288.41	234.39
R^2		0.78		0.37
NMAE (%)		51.09		52.78
NQB (%)		20.35		−18.73

isolated convective cells cause intense pointwise rainfalls that are measured by the individual pluviometers, but which are smoothed during the estimation of the rainfall via S-POL. In fact, on January 31, e.g. the average rainfall of NET2 (S-POL2) was around 55 mm per day (15 mm per day). Thus, the correlation coefficient of S-POL1 (S-POL2) with NET1 (NET2) was 0.78 (0.36). In addition, the radar results overestimated (subestimated) in 20.35% (18.73%) the rainfall of NET1 (NET2), and the NMAE of S-POL2 (S-POL1) was 52.78% (51.09%).

This behavior was also noted for the hourly rain rates. So, the average for NET1 (NET2) was 0.22 mm h⁻¹ (0.27 mm h⁻¹) and STD was 1.40 mm h⁻¹ (1.54 mm h⁻¹). For S-POL, the average in S-POL1 (S-POL2) was 0.26 mm h⁻¹ (0.25 mm h⁻¹), with STD equal to 1.42 mm h⁻¹ (1.33 mm h⁻¹). The proportion of hourly rates greater than zero in NET1 (NET2) was 20.06% (25.78%), which corresponds to 207 (266) cases among a total of 1032 h analyzed. As it considers areas that are not covered by pluviometers, this proportion is much greater for the via radar rainfall; so, in S-POL1 (S-POL2) the rates greater than zero are 61.82% (50.48%), corresponding to 638 (521) cases.

Figure 2 presents FBI, FAR, and POD for hourly rain rates and different thresholds. For values below 4 mm h⁻¹, the S-POL2 rainfall presented an FBI near 1, with a slight underestimation for the thresholds of 5 and 6 mm h⁻¹, because for S-POL1 there was an

almost linear decrease with an overestimation for the 8- and 10-mm h⁻¹ thresholds. The FAR of S-POL1 and S-POL2 for the thresholds of 0.1 and 1 mm h⁻¹ were almost identical, but above them, there was an increase (decrease) of FAR for S-POL2 (S-POL1). This is coherent with the results of the objective analysis, in which high rainfall rates for NET2 showed more pointwise characteristics, thus being smoothed in S-POL2 resulting in a POD of S-POL2 that is always smaller than the one of S-POL1, and with a tendency to decrease as the thresholds become greater.

3.2. The TRMM-LBA diurnal and semidiurnal cycles as determinate by S-POL and RGN

The diurnal evolution of the rainfall obtained with the RGN and through the S-POL radar, as well as the corresponding S1 and S2 harmonics are shown in Figures 3 and 4, respectively. Concerning the overall results, well-defined and steep maxima are observed for the RGN measured curves, while they are smoother and lower for the S-POL determined curves, in this last one due to a much greater number of points. The two easterly regimes (a and c of Figures 3 and 4) present different patterns. During East2 a main maximum occurred at 1700 LT (1.0 mm h⁻¹) for the RGN, and at 1600 LT (0.6 mm h⁻¹) for the S-POL radar. During East3, for the RGN, two peaks with similar intensity were observed, while for the S-POL radar (Figure 4c) there was a less-intense nighttime maximum at 0200 LT (0.4 mm h⁻¹) than at 1300 LT (0.6 mm h⁻¹). During the westerly regimes (b and d of Figures 3 and 4) the differences between the S-POL and RGN curves are more evident. The RGN maximum in the West3 regime occurs at 1300 HL (1.5 mm h⁻¹), while for the radar it is at 1400 HL (0.5 mm h⁻¹); in addition, during West4, the RGN (Figure 3d) showed a semidiurnal pattern, which is less evident in the S-POL curve (Figure 4d).

Concerning the harmonic analysis of the results, for both the RGN and the S-POL radar, the variances, relative amplitudes of S1 and S2, and the phases of S1 are shown in Figure 5. For the entire experiment (GE – x axis), the sum of the two harmonics represented about 70% (90%) of the total variance of the RGN (S-POL) dataset. During easterly regimes, 75% of the RGN and 93% of the S-POL variance was explained by S1 and S2, while for the westerly regimes these values were 55 and 80%, respectively. These outcomes suggest that for westerly regimes other atmospheric oscillations contribute to the total variance, thus agreeing with Carvalho *et al.* (2002) that verified the association between active phases of the South American Monsoon System (SAMS) with the westerly low-level wind regimes during the TRMM-LBA campaign.

The S-POL radar results show that 60% (35%) of the total variance is represented by the S1 (S2) harmonic. This is coherent with Dai (2001), which used satellite-derived rainfall and showed that over continental regions, during summertime, S1 (S2) contributed to

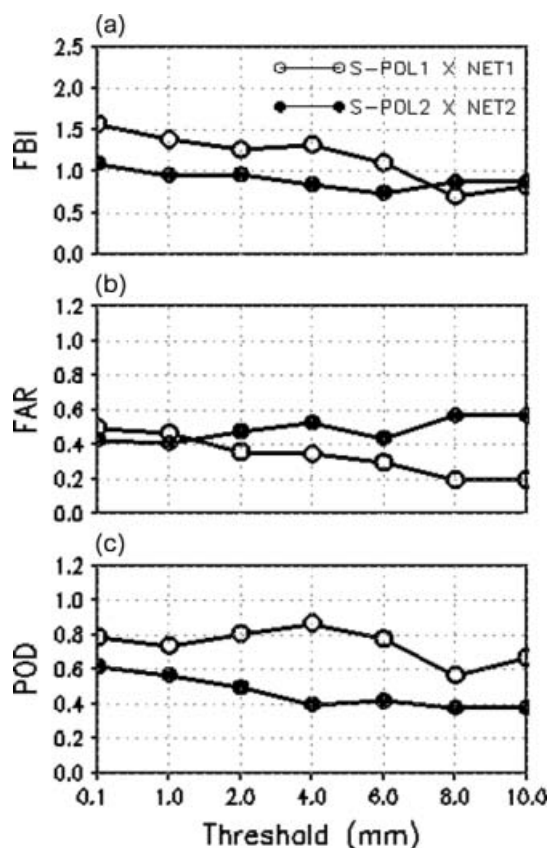


Figure 2. FBI, FAR, and POD calculated for different thresholds.

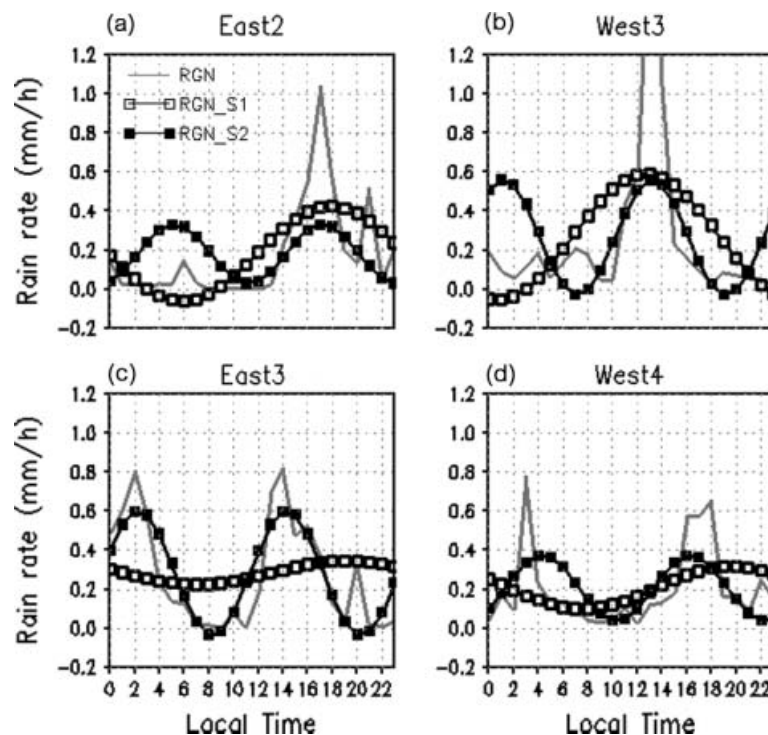


Figure 3. Rainfall diurnal cycle of the RGN at diverse low-level wind regimes. RGN measurements; RGN_S1 diurnal harmonic; RGN_S2 semidiurnal harmonic.

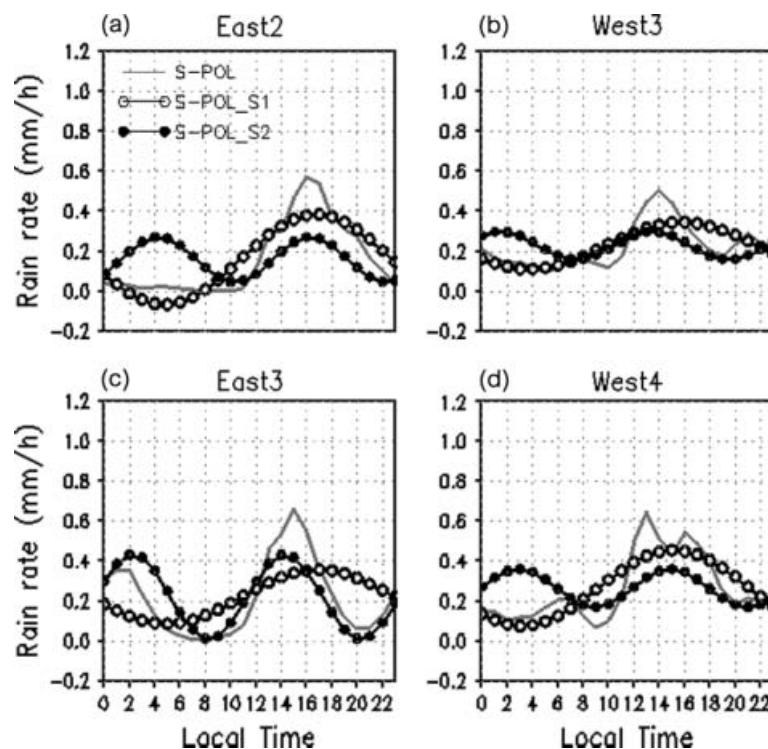


Figure 4. Same as in Figure 3, but for S-POL radar.

50–70% (10–20%) of the total variance. This result may be due to the fact that radars and satellites estimate rainfall over areas, and thus tend to smooth the temporal curves, which is not the case of the RGN, which measures punctual rainfall.

The percentage of the amplitudes of S1 and S2 relative to the amplitudes of the RGN and S-POL

(Figure 5c and d) are of the same order of magnitude, except for the pluviometer data of the East2 regime, where for S1 (S2) it was equal to 7% (40%). Concerning the RGN, for the other regimes these percentages varied from 15 to 20%, with somewhat smaller values for the westerly regimes. For the S-POL data, the behavior was similar, but with values between 20 and

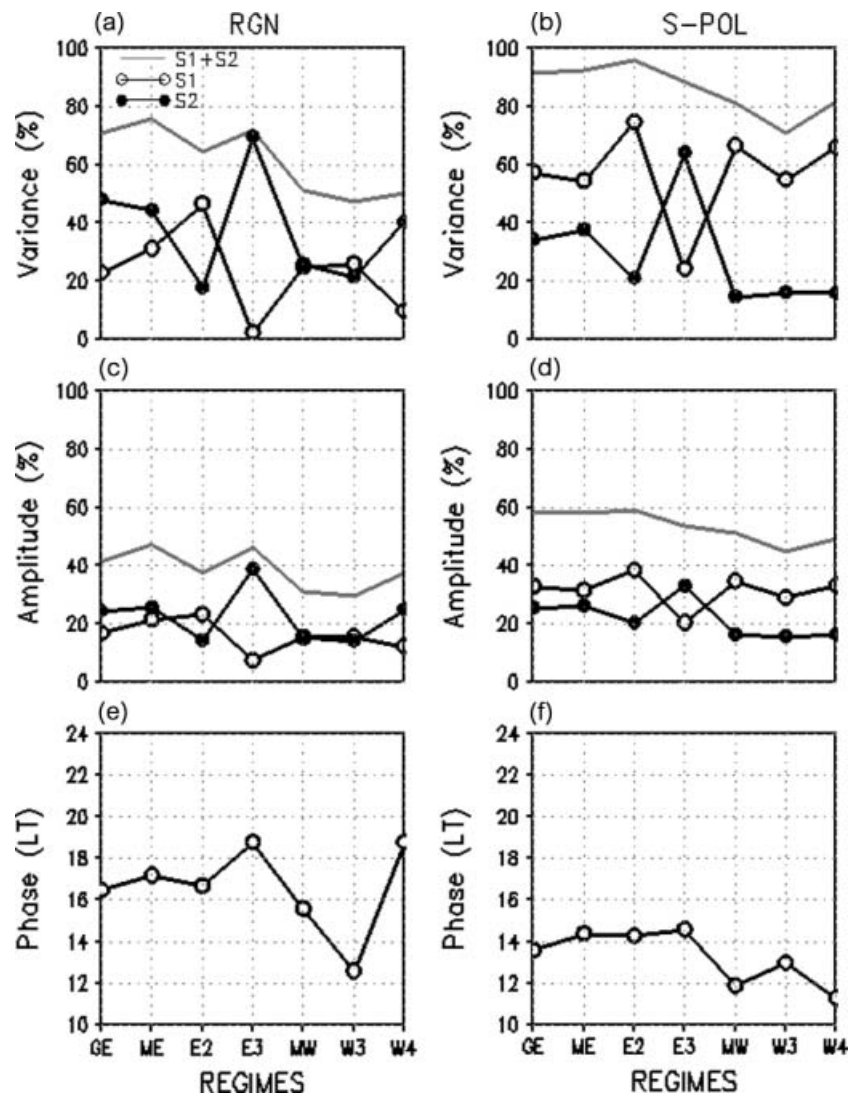


Figure 5. Variance, amplitude, and phase of the RGN and S-POL rainfall. GE all regimes; E2 East2; E3 East3; ME East mean; W3 West3; W4 West4; MW West mean.

40%. Liu and Zipser (2008), with 9 years of TRMM data, showed that over Amazonia the percentage relative to S1 is around 13%, that is, somewhat less than the present values; however, this difference may be explained by the fact that these authors used an average diurnal cycle for the 9 years considered, thus balancing the higher rainy season amplitudes with the dry season lower ones.

For the pluviometers (S-POL), the general phase was around 1600 LT (1400 LT) for all regimes, except during West3, when the rain gauge phase was delayed by about 30 min relative to the S-POL one. The S-POL phases presented a coherent behavior across regimes, with the maximum rainfall for the East ones delayed by around 2 h when compared with the westerly ones. The rain gauge phases for the West4 regime also had this behavior, but the easterly regimes maximum rainfalls were, on average, delayed by one more hour. Finally, the S1 phases determined in this work, especially by the S-POL dataset, agree with the value found by Liu and Zipser (2008) for Amazonia, which is around 1400 LT.

4. Conclusions

The TRMM-LBA rain gauge networks were used to evaluate the S-band (S-POL) radar rainfall estimate, and then the diurnal and semidiurnal rainfall cycles were studied. The results showed the highly spatial variability of rainfall over the region. The S-POL estimate underestimated (overestimated) the rain gauge network NET1 (NET2) measurements. Although this difference may be associated with the methodology, the proposed approach is appropriated to check the local convection mechanisms, such as topography and local circulations induced by contrast of vegetation.

On the diurnal and semidiurnal variability, one concludes that the patterns of the cycles for diverse low-level easterly or westerly wind regimes are modulated by the presence of the SACZ and SLs over the region of the experiment. Thus, for the averages over the whole period of the experiment, the contribution of the diurnal and semidiurnal harmonics to the total variance was around 70% (90%) for the RGN (S-POL) data. The amplitudes of the two harmonics were similar,

except for the East3 regime, in which the semidiurnal pattern was dominant, due to the influence of SLs on nocturnal rains. The phase of the first harmonic for the RGN (S-POL) data was around 1600 LT (1400 LT).

Acknowledgements

The constructive criticisms of two anonymous reviewers greatly improved this article. This work is supported by National Counsel of Technological and Scientific Development “Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico” CNPQ, Brazil.

References

- Anagnostou EN, Morales CA. 2002. Rainfall estimation from TOGA radar observations during LBA field campaign. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8068. DOI: 10.1029/2000JD000337.
- Carey LD, Cifelli R, Petersen WA, Rutledge SA. 2000. *Preliminary report on TRMM-LBA rainfall estimation using the S-POL Radar*. Colorado State University, <http://olympic.atmos.colostate.edu/lba-trmm/>.
- Carvalho LMV, Jones C, Silva Dias MAF. 2002. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8042. DOI: 10.1029/2001JD000745.
- Cohen JCP. 1996. *Mecanismo de propagação das linhas de instabilidade da Amazônia*. Doctoral Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Dai A. 2001. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: diurnal variations. *Journal of Climate* **14**: 1112–1128.
- Ferreira da Costa R, Feitosa JRP, Fisch G, Souza SS, Nobre CA. 1998. Variabilidade diária da precipitação em regiões de floresta e pastagem na Amazônia. *Acta Amazônica* **28**: 395–408.
- Fisch G, Vendrame IF, Hanaoka PCdM. 2007. Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. *Acta Amazônica* **37**: 583–590.
- Garstang M, Massie HL Jr, Halverson J, Greco S, Scala S. 1994. Amazon coastal squall lines. Part I: structure and kinematics. *Monthly Weather Review* **122**: 608–622.
- Gash JH, Nobre CA, Roberts JM, Vitoria RL. 1996. *Amazonian Deforestation and Climate*. John Wiley and Sons: Chichester; 1–14.
- Greco S, Scala J, Halverson J, Massie HL Jr, Tao WK. 1994. Garstang, M. Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. *Monthly Weather Review* **122**: 623–635.
- Kousky VE. 1980. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review* **108**: 488–498.
- Liu C, Zipser J. 2008. Diurnal cycles of precipitation, clouds, and lightning in the tropics from 9 years of TRMM observations. *Geophysical Research Letters* **31**: L06116. DOI: 10.1029/2007GL032437.
- Marengo JA, Fisch G, Morales C, Vendrame I, Dias PC. 2004. Diurnal variability of rainfall in Southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the Austral summer of 1999. *Acta Amazônica* **34**: 593–603.
- Negri AJ, Anagnostou EN, Adler RF. 2000. A 10-yr climatology of Amazonian rainfall derived from passive microwave satellite observations. *Journal of Applied Meteorology* **39**: 42–56.
- Rickenbach TM, Nieto Ferreira R, Halverson J, Herdies DL, Silva Dias MAF. 2002. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8040. DOI: 10.1029/2001JD000263.
- Rickenbach TM. 2004. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. *Monthly Weather Review* **132**: 1201–1219.
- Silva Dias MAF, Petersen W, Silva Dias PL, Cifelli R, Betts AK, Gomes AM, Fisch G, Lima MA, Longo M, Antonio MA, Albrecht RL. 2002a. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon. *Journal of Geophysical Research* **107**: 8078. DOI: 10.1029/2001JD000375.
- Silva Dias MAF, Rutledge S, Kabat P, Silva Dias PL, Nobre CA, Fisch G, Dolman AJ, Zipser E, Garstang M, Manzi AO, Fuentes JD, Rocha HR, Marengo J, Plana-Fattori A, Sá LDA, Alvalá RCS, Andreae MO, Artaxo P, Gielow R, Gatti L. 2002b. Cloud and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in Amazon region. *Journal of Geophysical Research* **107**: 8072. DOI: 10.1029/2001JD000335.
- Strong C, Fuentes JD, Garstang M, Betts AK. 2005. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in Southwestern Amazonia. *Journal of Applied Meteorology* **44**: 1607–1619.
- Tota J, Fisch G, Fuentes J, Oliveira PJ, Garstang M, Heitz R, Sigler J. 2000. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999-projeto TRMM/LBA. *Acta Amazônica* **30**: 629–639.
- Wilks DS. 1995. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press: San Diego, CA.
- Yang S, Smith EA. 2006. Mechanism for diurnal variability of global tropical rainfall observed for TRMM. *Journal of Climate* **19**: 5190–5226.

Evaluation of high-resolution precipitation estimates over the Amazon Basin

Journal:	<i>Atmospheric Science Letters</i>
Manuscript ID:	ASL-09-031.R2
Wiley - Manuscript type:	Original Manuscript
Date Submitted by the Author:	09-Sep-2009
Complete List of Authors:	Silva, Claudio; Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Meteorologia Freitas, Saulo; Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Meteorologia Gielow, Ralf; Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Meteorologia Barros, Sheila; Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Meteorologia
Keywords:	3B42_V6, diurnal cycle, TRMM-LBA



Evaluation of high-resolution precipitation estimate over the Amazon Basin

Cláudio Moisés Santos e Silva^{1,2}, Saulo Ribeiro de Freitas^{1,2}, Ralf Gielow¹, Sheila Santana de Barros¹

[1] Center for Weather Prediction and Climate Studies – CPTEC, National Institute for Space Research - INPE, Brazil

[2] Group of Modeling of the Atmosphere and its Interfaces – GMAI (www.meioambiente.cptec.inpe.br)

Avenida dos Astronautas, 1.758, Jd. da Granja - ZIP: 12227-010 São José dos Campos – SP, Brazil, Tel: 55 (12) 3945-6184

Correspondence to: Cláudio Moisés Santos e Silva (claudio.moises@cptec.inpe.br)

ABSTRACT

Using rainfall data from S-band radar measurements, the estimative of the rainfall from the 3B42_V6 algorithm was evaluated for the region of the TRMM-LBA experiment, which was conducted in the Amazon Basin during the 1999 rainy season. The algorithm correctly represented the diurnal rainfall cycle, but underestimated overall precipitation rates by about 50%. It adequately represented most of the stratiform (convective) rainfall during the break (active) phase of the South American Monsoon System. Thus, some uncertainties, as well as the algorithm applicability for the region and period studied, were demonstrated.

Key words: 3B42_V6, diurnal cycle, TRMM-LBA.

1. Introduction

Quasi-global high resolution rainfall fields obtained from satellite measurements are important data sources for regions where the hydrometeorological monitoring network is deficient. For sample, those derived from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) (Huffman et al., 2007). As their use increases, it is necessary to evaluate their applicability and the uncertainties associated with their estimates (Villarini & Krajewski, 2007).

Studies evaluating the TMPA exist for regions encompassing the Central and Eastern Mediterranean (Katsanos et al., 2004); India and adjacent countries (Brown, 2006); the Pacific Ocean and New Mexico (Huffman et al., 2007); Oklahoma (Villarini & Krajewski, 2007); Eastern Africa (Dinku et al., 2007); Bangladesh (Islan & Uyeda, 2007); the United States (Tian et al., 2007); the La Plata River Basin in South America (Su et al., 2008); and China (Zhou et al., 2008). In short, it has been shown that the TMPA do capture characteristics such as seasonal rainfall variation and, for adequate spatial-temporal samplings, the diurnal cycle; however, they tend to underestimate high rainfall rates.

In the Amazon Basin, evaluation of the TMPA products is difficult due to very few *in situ* observations. Therefore, the main data source available for this purpose is the data collected during the January-February 1999 (rainy season) campaign of the Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA), in partnership with the TRMM project (Silva Dias et al., 2002; TRMM-LBA). As the Amazon Basin is one of the main global sources of heat and water vapor for hydrometeorological processes, the evaluation of the TMPA products for this region is relevant and opportune. *In situ* precipitation monitoring in the Amazon Basin is insufficient due to the cost of a high density station network in a region of such great extent, as well as difficulty of access to the most remote forest areas. Thus, the TMPA products are an interesting alternative to provide data for evaluation of and assimilation by numerical weather prediction models and for calibrating hydrological models (Collischonn et al., 2008).

The main objective of this work is to evaluate the TMPA product 3B42_V6 for the TRMM-LBA experiment region, using rainfall data estimated from S-band radar measurements, in order to determine the uncertainties associated with these products when used for studies in the Amazon Basin. In contrast to Collischonn et al. (2008), this work focuses on the diurnal rainfall cycle.

2. Methodology

2.1. Select cases based on intra-seasonal oscillation in the low-level circulation

The convective activity over the TRMM-LBA region is influenced by intra-seasonal oscillations in the low-level circulation, which modulate the active and break phases of the South American Monsoon System (SAMS) (Jones & Carvalho, 2002). Active phases of the SAMS are associated with a low-level easterly circulation, while break phases correspond to westerly regimes (Rickenbach et al., 2002). During easterly regimes, a higher fraction of convective rainfall, and consequently less stratiform rainfall, is observed (Anagnostou & Morales, 2002). Moreover, easterly regimes cause larger raindrops (Tokay et al., 2002), less attenuation of the surface incident solar radiation (Strong et al., 2005), an increase in the

heating and drying of the convective boundary layer (CBL) (Betts et al., 2002), more efficient vertical mass transport (Cifelli et al., 2002), a greater fractional area of shallow and deep convection (Pereira & Rutledge, 2006), and an increase in Convective Available Potential Energy (CAPE) (Cifelli et al., 2004).

The easterly and westerly regimes during the TRMM-LBA experiment were determined according to the classification of Rickenbach et al. (2002), which uses the zonal wind component (u) observed with radiosondes at 850 hPa. An easterly regime is defined by the persistence of negative u for four or more days; conversely a positive u defines the westerly regimes. The identified periods of each regime are shown in Table 1. One of the problems of using the TMPA to evaluate the diurnal cycle is the extent of sampling (e.g., Negri et al., 2002); thus, from now on the easterly (westerly) regime is composed of the two events presented in Table 1. Thus, the composite easterly (westerly) regime includes 23 (14) days of observations.

2.2. Datasets: 3B42_V6 and S-POL radar

The Brazilian state of Rondônia is depicted in Figure 1. The shaded circle corresponds to the radar domain, and the gray square represents the analyzed 3B42_V6 region. The S-POL radar (3 GHz, 10.7 cm) was located in the municipality of Presidente Médice (12.22 °S; 61.99 °W). The calculated rainfall rates and the quality control of these data are presented by Carey et al. (2000). The S-POL rainfall rate was evaluated with a rain gauge dataset by Santos e Silva et al. (2009) and was well correlated with it. The S-POL rainfall is estimated at a height of 1 km and interpolated onto a 100 x 100 grid with a spacing of 2 km, available at the site http://olympic.atmos.colostate.edu/trmm_lba/raindata.html. The temporal sampling rate is around 10 minutes.

The rainfall generated with the 3B42_V6 algorithm is obtained using the TMPA technique, as shown by Huffman et al. (1997) and Huffman et al. (2004). These data are presented in regular 3 hour intervals and 0.25° degree (~ 25 km) horizontal grid spacing. The 3B42_V6 products consist of three hour accumulated rainfalls (Katsanos et al., 2004; Huffman et al., 2007; Villarini & Krajewski, 2007); thus, the radar data were accumulated from 1.5 hours before until 1.5 hours after the hours (00, 03,..., 21 UTC) available for the 3B42_V6 algorithm product. Additionally, the data were divided into daytime (12, 15, 18, and 21 UTC) and nighttime (00, 03, 06, and 09 UTC) periods.

The two data series correspond to the average of all points from each domain shown in Figure 1. It is noted that this criterion is in itself a source of error, due to the fact that the number of radar data points is 10^4 , while the considered 3B42_V6 data consist of only 64 grid points. Therefore, it is possible that the average S-POL precipitation is lower. However, the probability of detecting localized precipitation is much higher for the radar than for the 3B42_V6 algorithm.

2.3. Evaluation tools

In order to evaluate the 3B42_V6 algorithm product, the mean, the Pearson correlation r , and the normalized quantity BIAS (NQB) computed with:

$$NQB = \frac{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n 3B42_V6_i - S_POL_i}{\left(\frac{1}{n}\right) \sum_{i=1}^n S_POL_i} \quad (1)$$

where n is the total number of pairs.

Additionally, to evaluate the performance of the algorithm for different rainfall intensities, a 2 x 2 contingency table following Wilks (1995) was used (Table 2). The Probability of Detection (POD), the False Alarm Ratio (FAR), and the Frequency Bias Index (FBI) were computed as follows:

$$FBI = \frac{a + b}{a + c} \quad (2)$$

A perfect FBI score is equal to 1, $FBI > 1$ indicates overestimation, and $FBI < 1$ underestimation.

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (3)$$

A perfect FAR score is equal to 0.

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (4)$$

A perfect POD score is equal to 1.

3. Results

3.1. Statistical evaluation

The rainfall time series derived via the 3B42_V6 algorithm and S-POL radar are shown in Figure 2, with each panel representing a low-level zonal wind regime according to Table 1. The estimated rainfall algorithm is in agreement with, but tends to underestimate, the S-POL rainfall. In a few cases, such as 22 January and 26 February, the 3B42_V6 algorithm overestimates the S-POL rainfall. During easterly regimes, the rainfall is more convective, especially in the East3 case, during which the radar records rainfall rates above 10 mmh^{-1} . The 3B42_V6 algorithm underestimates the S-POL rainfall, but can accurately represent the intra-seasonal variability of convective activity.

In Table 3 the means and statistical indices for the composite easterly and westerly regimes and for the TRMM-LBA experiment are presented, divided into night and daytime periods. The 3B42_V6 estimate is always lower than the radar rainfall. The differences increase if the daytime and nighttime periods are considered. So, for example, the S-POL daytime rainfall for the westerly regime is 0.93 mmh^{-1} , while the 3B42_V6 estimate is 0.28 mmh^{-1} , which represents NQB of 70%. However, considering the entire experiment, this difference falls to 50%, which is consistent with previous analyses (e.g., Negri et al., 2002).

An important factor that could contribute to this difference of 70% is that the westerly regime precipitation is preferentially stratiform; as it is probable that the radar identifies many more precipitation points, an elevated average is maintained. For the 3B42_V6 algorithm, a small failure in the detection of this stratiform precipitation could contribute substantially to the reduction in average precipitation. In addition, Tian et al. (2007) verify a strong dependence between the number of days analyzed and the error in the precipitation estimate by the 3B42_V6 algorithm in the United States. In this work, the authors demonstrate that even though the 3B42_V6 algorithm is corrected with rainfall gauge data, uncertainties are higher for short analysis periods, in comparison with other algorithms from the TRMM project. Additionally, Katsanos et al. (2004) show that the 3B42_V6 algorithm produces better results during periods of strong convective activity, when storms are typically associated with mesoscale convective systems, as is the case for the easterly regime in the current study.

The easterly regimes are more convective, but the accumulated total precipitation is greater during westerly regimes, because despite their more stratiform nature, they are more frequent and persistent, as was observed in the rain gauge data (e.g., Marengo et al., 2004) and with the S-POL radar (Carey et al., 2000). This characteristic is well represented by the 3B42_V6 algorithm, which estimates an average precipitation rate of 0.29 mmh^{-1} for the easterly regime and 0.37 mmh^{-1} for the westerly regime. The daytime rainfall over the TRMM-LBA region is more intense than during the nighttime (Tota et al., 2000). The intense nighttime episodes are associated with squall lines originating at the North and Northeast coastland of Brazil which reach the TRMM-LBA region (Rickenbach, 2004). However, the daytime rainfall estimated by the 3B42_V6 algorithm, for both the entire experiment and the particular regimes, is lower than the nighttime rainfall, with the greatest difference for the westerly regime.

The correlation coefficient r varies from 0.44 (nighttime easterly regime) to 0.72 (daytime easterly regime), in agreement with a similar analysis of rainfall data in Oklahoma, USA by Villarini & Krajewski (2007). For the entire period, the 3B42_V6 algorithm underestimated the radar rainfall by 50%; the greatest underestimate was 70% during the westerly daytime, and the smallest was 12% during the westerly nighttime. A bias of around 12% was found by Katsanos et al., (2004) for the Central and Eastern Mediterranean and by Villarini & Krajewski (2007) for Oklahoma, but these authors analyzed a greater period of observations, and Katsanos et al. (2004) analyzed TMPA 12 hour accumulated rainfall.

Figure 3 presents the categorical verification scores for different thresholds. For the TRMM-LBA experiment (Figure 3a1) and for the easterly and westerly regimes (Figures 3a2 and 3a3), the FBI is nearest to 1 (perfect score) during the nighttime, and decreases as the threshold increases. Using the FBI, it is verified that the underestimate is smaller during the easterly daytime rainfall. The FAR for the entire experiment (Figure 3b1) is greater during daytime (nighttime) for the threshold below (above) 1.0 mm h^{-1} , from which it is concluded that the algorithm does detect intense rainfall events during the nighttime, in this case for the easterly regime (Figure 3b2), that are associated to the above-mentioned squall lines (Rickenbach, 2004). Consistent with the FAR, the POD is greater during the easterly nighttime regime.

3.2. Diurnal cycle

The daytime rainfall cycles obtained with S-POL radar and the 3B42_V6 algorithm are shown in Figure 4. The average S-POL rainfall (Figure 4a) presents a primary (secondary) maximum at 1800 UTC (0600 UTC). With the 3-hourly dataset, the westerly, and easterly regime primary maximum is well pronounced at 1800 UTC (1.4 mm h^{-1}), despite the hourly data show the maximum at 1700 UTC for the westerly, and 1900 UTC for the easterly regime. Thus, comparing the easterly and westerly regimes, the daytime cycle determined with S-POL radar presents the following well-defined characteristics: (i) for the westerly regime, a higher rainfall rate during nighttime and early morning; and (ii) for the easterly regime, a more intense primary maximum, but 2 hours later than for the westerly regime.

Figure 4b shows some well-defined characteristics of the diurnal cycle obtained with the 3B42_V6 algorithm: (i) a maximum at 2100 UTC for the entire experiment; (ii) the highest nighttime rainfall rates during the westerly regimes; and (iii) a more intense maximum at 2100 UTC during the easterly regime. However, the algorithm does not reproduce the 1800 UTC maximum of the westerly regime.

4. Conclusions

The rainfall determined with the TRMM satellite 3B42_V6 algorithm for the TRMM-LBA experiment region in the Amazon Basin during the rainy season of 1999, compared with data estimated using S-band radar, adequately represented some characteristics of the daily cycle, such as the well-pronounced daytime maximum, particularly during the easterly regime. However, the overall rainfall was underestimated by about 50%. Also, as in Negri et al. (2002), the correct representation of the daily cycle by this algorithm is strongly dependent on the temporal sampling rate. These results were consistent with those for other parts of the world. Notwithstanding, evaluations are still necessary for longer periods and covering a greater extent of the Amazon Basin.

References

- Anagnostou EN, Morales CA. 2002. Rainfall estimation from TOGA radar observations during LBA field campaign. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20), 8068, doi: 10.1029/2000JD000337.
- Betts AK, Fuentes JD, Garstang M, Ball JH. 2002. Surface diurnal cycle and boundary layer structure over Rondônia during the rainy season. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8065, doi: 10.1029/2001JD000356.
- Brown JEM. 2006. An analysis of the performance of hybrid infrared and microwave satellite precipitation algorithms over India and adjacent regions. *Remote Sensing of Environment* **101**: 63–81.
- Carey LD, Cifelli R, Petersen WA, Rutledge SA. 2000. *Preliminary report on TRMM-LBA rainfall estimation using the S-POL Radar*. Colorado State University http://olympic.atmos.colostate.edu/lba_trmm/.

Cifelli R, Carey LD, Petersen W, Rutledge SA. 2004. An Ensemble Study of Wet Season Convection in Southwest Amazonia: Kinematics and Implications for Diabatic Heating. *Journal of Climate* **17**: 4692-4707.

Cifelli R, Petersen W, Carey LD, Rutledge SA. 2002. Radar observations of the kinematics, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8077 doi:10.1029/2000JD000264.

Collischonn B, Collischonn W, Tucci CEM. 2008. Daily hydrological modeling in the Amazon Basin using TRMM rainfall estimates. *Journal of Hydrology* **360**: 207-216.

Dinku T, Ceccato P, Grover-Kopec E, Lemma M, Connor SJ, Ropelewski CF. 2007. Validation of satellite rainfall products over East Africa's complex topography. *International Journal of Remote Sensing*, **28**: 1503-1526.

Huffman G, Adler R, Bolvin D, Nelkin E. 2004. Uncertainty in finescale MPA precipitation estimates and implications for hydrometeorological analysis and forecasting, In: 18th Conf. on Hydrology, 11-18 January, Seattle, WA.

Huffman GJ, Adler RF, Arkin P, Chang A, Ferraro R, Gruber A, Janowiak J, McNab A, Rudolf B, Schneider U. 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society* **78**: 5-20.

Huffman GJ, Adler RF, Bolvin DT, Gu G, Nelkin EJ, Bowman K, Hong Y, Stocker EF, Wolff DB. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimate at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8**: 38-55.

Islan MN and Uyeda H. 2007. Use of TRMM in determining the climatic characteristics of rainfall over Bangladesh. *Remote Sensing of Environment* **108**: 264-276.

Jones C and Carvalho LMV. 2002. Active and Break Phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate* **15**: 905-915.

Katsanos D, Lagouvardos K, Kotrini V, Huffmann GJ. 2004. Statistical evaluation of MPA-RT high-resolution precipitation estimates from satellite platforms over the central and eastern Mediterranean. *Geophysical Research Letters* **31**: L06116 doi: 10.1029/2003GL019142.

Marengo JA, Fisch G, Morales C, Vendrame I, Dias PC. 2004. Diurnal variability of rainfall in Southwest Amazonia during the LBA-TRMM field campaign of the Austral summer of 1999. *Acta Amazonica*, **34**: 593-603.

Negri AJ, Xu L, Adler RF. 2002. A TRMM-calibrated infrared rainfall algorithm, applied over Brazil. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8048 doi: 10.1029/2000JD000265.

Pereira LG and Rutledge SA. 2006. Diurnal Cycle of Shallow and Deep Convection for a Tropical Land and an Ocean Environment and Its Relationship to Synoptic Wind Regimes. *Monthly Weather Review* **134**: 2688-2701.

Rickenbach TM, Nieto Ferreira R, Halverson J, Herdies DL, Silva Dias MAF. 2002. Modulation of convection in the southwestern Amazon Basin by extratropical stationary fronts. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8040, doi: 10.1029/2001JD000263.

Rickenbach TM. 2004. Nocturnal cloud systems and the diurnal variation of clouds and rainfall in Southwestern Amazonia. *Monthly Weather Review* **132**: 1201-1219.

Santos e Silva CM, Gielow R, Freitas SR de. 2009. Diurnal and semidiurnal rainfall cycles during the rain season in SW Amazonia, observed via rain gauges and estimated using S-band radar. *Atmospheric Science Letters* **10**: 87-93, doi: 10.1002/asl.214.

Silva Dias MAF, Rutledge S, Kabat P, Silva Dias PL, Nobre CA, Fisch G, Dolman AJ, Zipser E, Garstang M, Manzi AO, Fuentes JD, Rocha HR, Marengo J, Plana-Fattori A, Sá LDA, Alvalá RCS, Andreae MO, Artaxo P, Gielow R, Gatti L. 2002. Cloud and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon region. *Journal of Geophysical Research* **107**(D20): 8072 doi: 10.1029/2001JD000335.

Strong C, Fuentes JD, Garstang M, Betts AK. 2005. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in Southwestern Amazonia. *Journal of Applied Meteorology* **44**: 1607–1619.

Su F, Hong Y, Lettenmaier DP. 2008. Evaluation of TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) and Its Utility in Hydrologic Prediction in the La Plata Basin. *Journal of Hydrometeorology* **9**: 622-640.

Tian Y, Peters-Lidard CD, Choudhury BJ, Garcia M. 2007. Multitemporal Analyses of TRMM-Based Satellite Precipitation Products for land Data Assimilations Applications. *Journal of Hydrometeorology* **8**: 1165-1183.

Tokay A, Kruger A, Krajewski WF, Kucera PA, Pereira Filho AJ. 2002. Measurements of drop size distribution in the southwestern Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, **107**(D20): 8052, doi: 10.1029/2001JD000355.

Tota J, Fisch G, Fuentes J, Oliveira PJ, Garstang M, Heitz R, Sigler J. 2000. Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999-projeto TRMM/LBA. *Acta Amazonica* **30**: 629-639.

Villarini G, and Krajewski WF. 2007. Evaluation of the research version TMPA three-hourly $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ rainfall estimates over Oklahoma. *Geophysical Research Letters* **34**: L05402, doi: 10.1029/2006GL029147.

Wilks DS. 1995. *Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction*. Academic Press: San Diego, CA, 467p.

Zhou T, Yu R, Chen H, Dai A, Pan Y. 2008. Summer Precipitation Frequency, Intensity, and Diurnal Cycle over China: A Comparison of Satellite Data with Rain Gauge Observations. *Journal of Climate* **21**: 3997-4010.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Table 1– Easterly and Westerly low-level wind regimes defined by the zonal wind component at 850 hPa, following Rickenbach et al. (2002).

Regime	Period (1999)
East2	16 - 28 / January (12 days)
West3	29 / January – 7 / February (9 days)
East3	8 - 21 / February (11 days)
West4	22 - 27 / February (5 days)

For Peer Review

Table 2 – The 2x2 contingency table following Wilks (1995)

		S-POL	
		YES	NO
3B42_V6	YES	a	b
	NO	c	d

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60

Table 3 – S-POL radar and 3B42_V6 algorithm mean, Pearson correlation coefficient, and Normalized Quantity Bias, divided in Easterly and Westerly, daytime and nighttime periods.

	Mean (mm)		r	NQB
	S-POL	3B42_V6		
TRMM-LBA	0.64	0.32	0.56	-0.50
Nighttime	0.51	0.37	0.64	-0.28
Daytime	0.78	0.28	0.48	-0.64
Easterly	0.60	0.29	0.60	-0.51
Easterly_nighttime	0.51	0.31	0.44	-0.38
Easterly_daytime	0.70	0.27	0.72	-0.61
Westerly	0.72	0.37	0.48	-0.49
Westerly_nighttime	0.52	0.46	0.59	-0.12
Westerly_daytime	0.93	0.28	0.54	-0.70

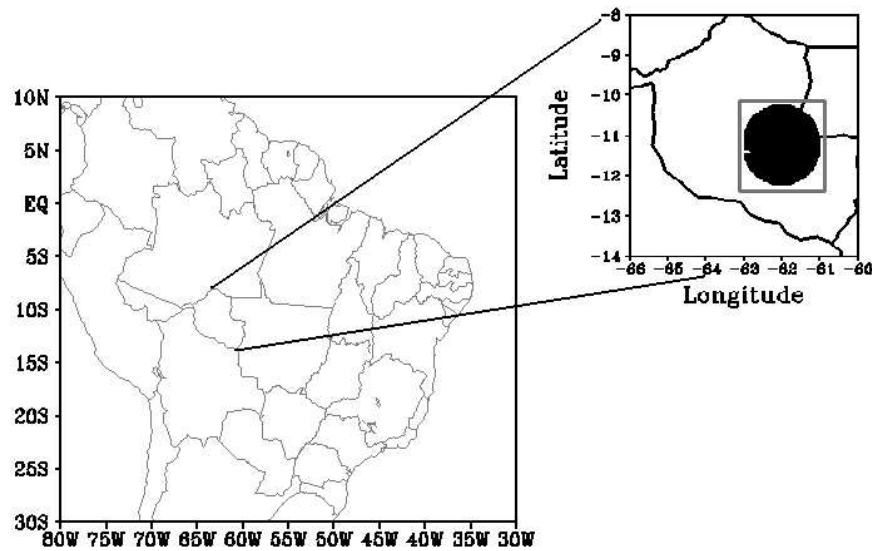


Figure 1 – TRMM-LBA data region: the shaded circle corresponds to the S-POL radar domain, and the square the region considered for the 3B42_V6 algorithm of the TRMM project.
282x211mm (72 x 72 DPI)

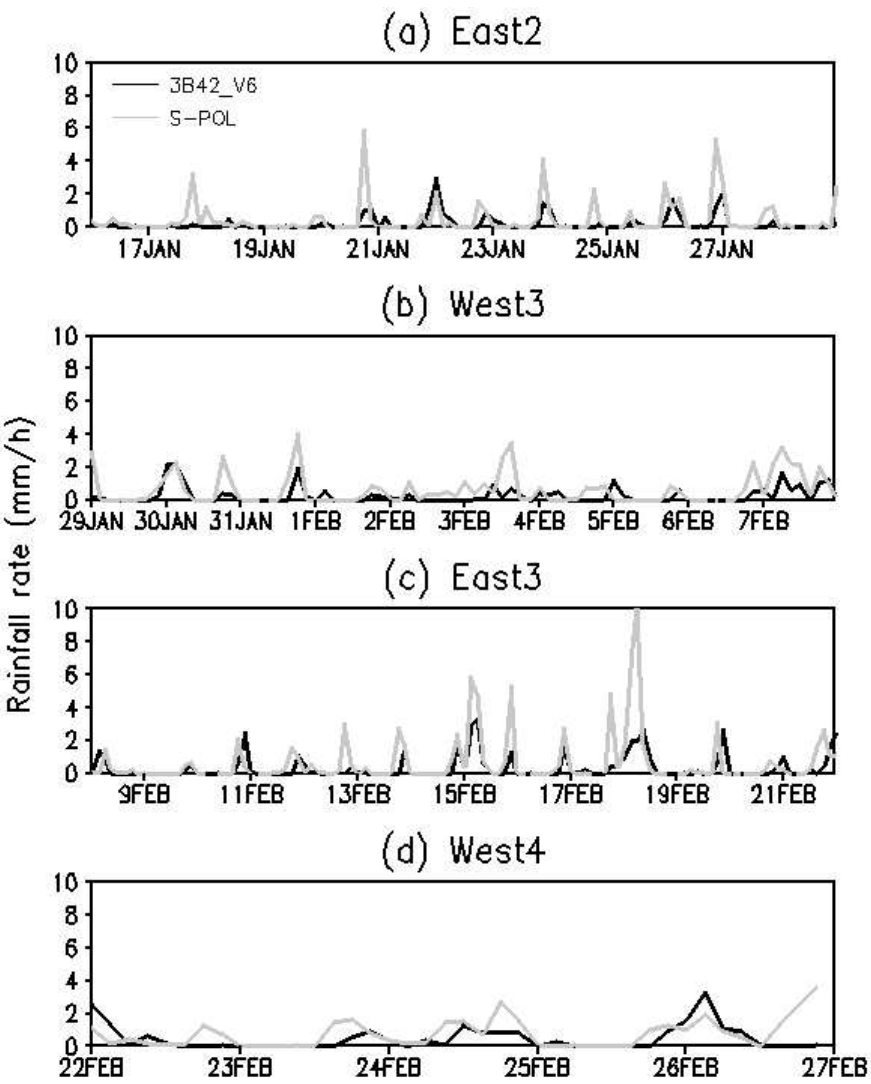


Figure 2 – Rainfall time series through the S-POL radar, and 3B42_V6 algorithm. Each panel represents a low-level zonal wind according to Table 1.

211x282mm (72 x 72 DPI)

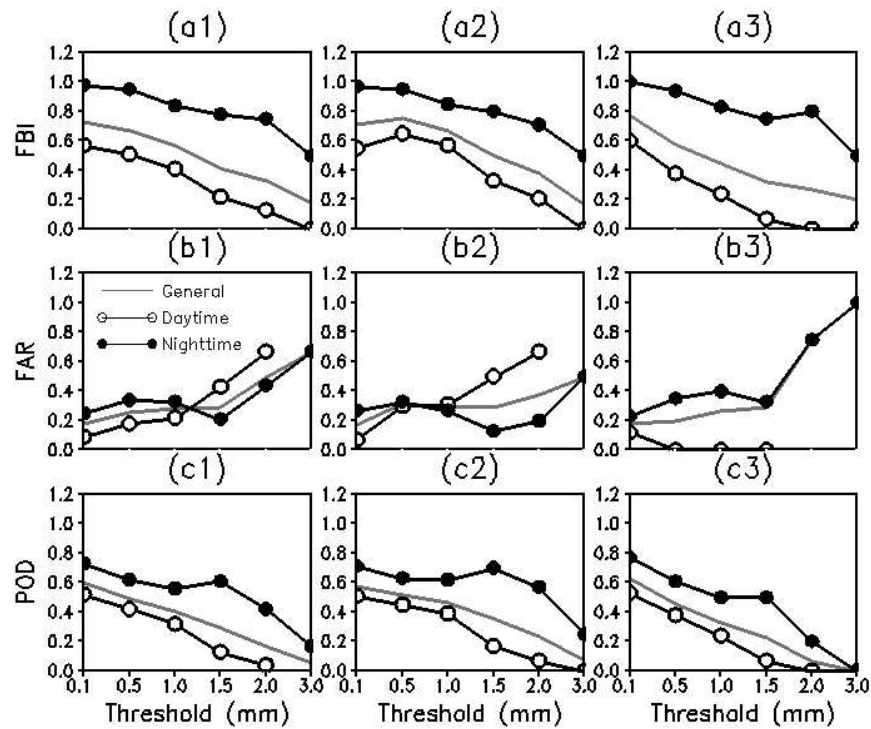


Figure 3 – The categorical verification scores FBI, FAR, and POD. TRMM-LBA experiment in column 1, East regimes in columns 2, and West regimes in columns 3.
282x211mm (72 x 72 DPI)

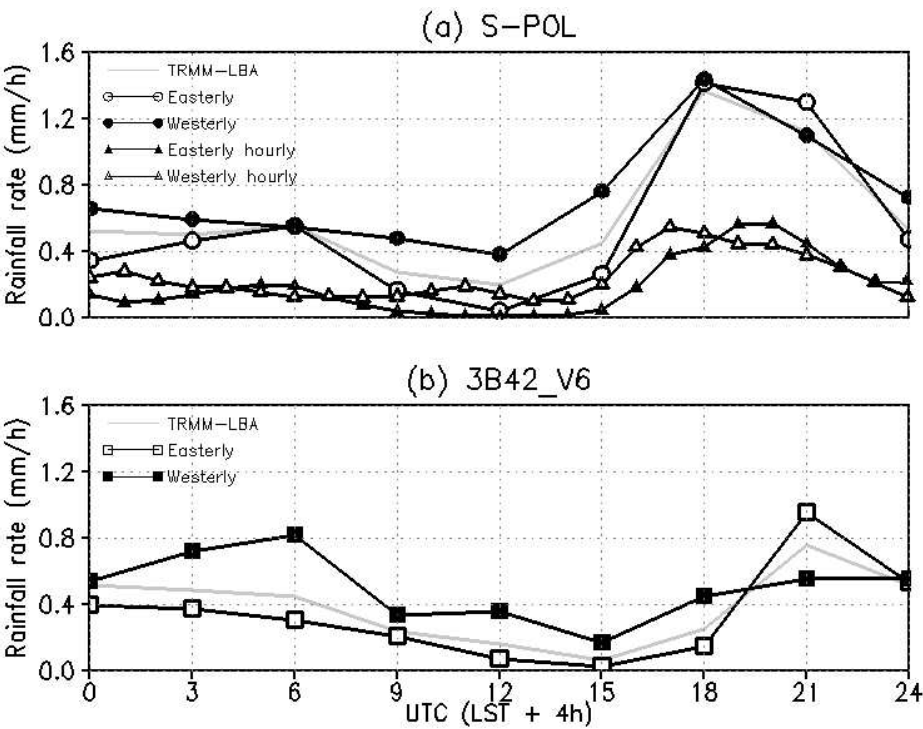


Figure 4 – Diurnal cycle (a) from the S-POL radar during the TRMM-LBA experiment, (b) from the 3B42_V6 algorithm during the TRMM-LBA experiment.
282x211mm (72 x 72 DPI)