UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAPÁ

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM BIODIVERSIDADE TROPICAL

UNIFAP/ EMBRAPA-AP/ IEPA/ CI-BRASIL

DANIEL GONÇALVES DAS NEVES

INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO NA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA SAZONAL DO ESTADO DO AMAPÁ: UM ESTUDO DE SENSIBILIDADE CLIMÁTICA

MACAPÁ – AP

2012

DANIEL GONÇALVES DAS NEVES

INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO NA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA SAZONAL DO ESTADO DO AMAPÁ: UM ESTUDO DE SENSIBILIDADE CLIMÁTICA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Tropical, da Universidade Federal do Amapá – UNIFAP, como parte dos requisitos para obtenção do título de doutor em Biodiversidade Tropical.

Orientador: Prof. Dr. Alan Cavalcanti da Cunha.

Co-orientador: Prof. Dr Everaldo Barreiros de Souza

MACAPÁ – AP

2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Biblioteca Central da Universidade Federal do Amapá

Neves, Daniel Gonçalves das

Influência da vegetação na precipitação pluviométrica sazonal do Estado do Amapá: um estudo de sensibilidade climática / Daniel Gonçalves das Neves; orientador Alan Cavalcanti da Cunha. Macapá, 2012.

129 f.

Tese (Doutorado) – Fundação Universidade Federal do Amapá, Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Tropical.

1. Chuvas – Amapá. 2. Precipitação (Meteorologia) – Amapá 3. Hidrometeorologia– Amapá. 4. Climatologia – Amapá. 5. Modelos climáticos regionais. I. Cunha, Alan Cavalcanti da,

DANIEL GONÇALVES DAS NEVES

INFLUÊNCIA DA VEGETAÇÃO NA PRECIPITAÇÃO PLUVIOMÉTRICA SAZONAL DO ESTADO DO AMAPÁ: UM ESTUDO DE SENSIBILIDADE CLIMÁTICA

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Tropical (PPGBIO) da Universidade Federal do Amapá (UNIFAP), como parte das exigências para obtenção do grau de Doutor em Biodiversidade Tropical.
Área de concentração: Biodiversidade
Linha de Pesquisa: Gestão e Conservação da Biodiversidade

Orientador

_____

Prof. Dr. Alan Cavalcanti da Cunha
Universidade Federal do Amapá - UNIFAP
Co-orientador

_____

Prof. Dr. Everaldo Barreiros de Souza
Universidade Federal do Pará

Comissão Avaliadora

_____

Prof. Dr. Davi Mendes
Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN

_____

Examinador: Prof. Dr. Antonio Carlos Lôla da Costa
Universidade Federal do Pará – UFPA

_____

Examinador: Helenilza F. Albuquerque Cunha
Universidade Federal do Amapá - UNIFAP

_____

Examinador: Prof. Dr. Silas Mochiutti
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA

Macapá-AP, 13 de abril de 2012

Dedico este trabalho em primeiro lugar ao Senhor de todas as coisas (*Yahweh*), em segundo lugar dedico a minha família, pois vocês são meu porto seguro. Em terceiro dedico este trabalho a todos os mais excelentes amigos, minha segunda família.

AGRADECIMENTOS

Ao poeta da vida (***Yahweh***), pela sua presença real e constante em minha vida, me orientando, guiando e me dando forças para chegar ao término de mais esta etapa que foi árdua, mais cheguei ao fim.

Ao Programa de Pós-Graduação em Biodiversidade Tropical e as instituições parceiras Conservação Internacional do Brasil, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, e ao Instituto de Pesquisas Científicas do Tecnológicas do Estado do Amapá.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de estudo.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo recurso liberado para o funcionamento do "*cluster*".

Ao Projeto de pesquisa REMETAP que me amparou na pesquisa e permitiu que desenvolvesse toda minha pesquisas nos servidores "*cluster*".

Ao meu professor e orientador Dr. Alan Cavalcanti da Cunha, pela sua profissionalidade, companheirismo, confiança, por acreditar em mim e no meu potencial e me apoiar até o fim, serei eternamente grato.

Ao Co-orientador Prof. Dr. Everaldo B. de Souza, pela sua disposição e paciência de repassar seu conhecimento e permitindo que chegasse ao fim deste trabalho.

A todos os docentes do PPGBIO, por repassar seus conhecimentos e experiências relacionados ao ensino e a pesquisa.

Ao NHMET/IEPA por disponilizar um ambiente de estudo para que eu pudesse realizar minha pesquisa.

A toda minha família, meus pais e minhas irmãs e meu sobrinho, amo vocês, muito obrigado pelas vossas orações e palavras de força e incentivo, que não me deixaram desistir e me sustentaram até o fim.

Aos meus amigos do NHMET: Jeferson Vilhena (pela sua ajuda incansável na elaboração dos scripts), João Omena (pela sua força e incentivo e companherismo), Alzira Oliveira (pela paciência e força), Idan Santos (pela amizade de um excelente irmão).

A todos os amigos que conquistei e estudei junto durante a minha passagem pelo PPGBIO, em especial a Leidiane Oliveira e Rejane, vocês sempre estarão guardadas em meu coração.

"Todo homem, cedo ou tarde, de alguma forma, desmorona. Não tenha medo quando soterrarem suas sementes. O maior favor que se faz a uma semente é sepultá-la. Somente assim surgirá uma floresta."
(Augusto Cury)

"Melhor é o fim das coisas do que o princípio delas."
(Provérbios 7:8)

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo calibrar e validar o modelo numérico climático regional (RegCM3) para o Estado do Amapá, visando a melhoria de sua capacidade preditiva sazonal em escala climático-regional e investigar as interações do clima com a vegetação para o Estado do Amapá. Foram realizadas 104 simulações numéricas de alta resolução para estação chuvosa (dezembro a maio) e seca (junho a novembro), no período de 1998 a 2010 utilizando os esquemas convectivos Grell e MIT. No processo de calibração do modelo foi realizada a substituição de parâmetros de vegetação originalmente existentes no esquema de superfície BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) do RegCM3 por parâmetros de superfície de vegetação baseados no mapa de vegetação do Brasil (IBGE). Os resultados obtidos mostraram que o modelo captura o padrão da distribuição espacial de precipitação. Porém, apresentou uma subestimativa na intensidade de precipitação nos quatro trimestres em todo o período estudado. Verificou-se que a simulação com RegCM3/MIT_Mod previu melhor a precipitação sazonal, principalmente na região litorânea, para os quatro trimestres de todo os anos estudados. Na avaliação objetiva o RegCM3/MIT_Mod apresentou expansão das áreas de aumento da intensidade da precipitação em quase todos os trimestres, exceto no último. Os viéses foram predominantemente seco em quase todos os trimestres dos anos chuvosos e secos. Nas áreas norte, centro e sul, o modelo apresenta uma subestimativa de precipitação no primeiro e segundo trimestres e no terceiro e quarto trimestres esse padrão tende a superestimar contudo com maior correlação para MIT_Mod. Uma ANOVA de dupla entrada acusou diferenças significativas entre as médias de precipitação, tanto em relação à sazonalidade quanto entre os tratamentos (Modelos). Nos casos em que as diferenças foram significativas, foi aplicado o método de Tukey em que o TRMM normalmente se diferenciava dos modelos MIT e MIT_Mod. Concluimos que, apesar de ser observada uma tendência de melhor ajuste do MIT-Mod em relação aos dados observados (TRMM), estas não foram significativas para todas as regiões (centro, norte e sul) onde foram substituídas as parametrizações da vegetação e também em todos os períodos sazonais (DJF, MAM, JJA e SON). Estes resultados são úteis na elaboração de cenários mais confiáveis de interação clima-vegetação e para subsidiar a gestão e a conservação da biodiversidade tropical no Estado.

Palavras-Chave: Interação vegetação-atmosfera, RegCM3, modelagem regional, precipitação, Estado do Amapá.

ABSTRACT

This study was objective to calibrate and validate the regional climate (RegCM3) for the State of Amapa, to improve the predictive ability seasonal regional- climate scale and to investigate the interactions of climate with vegetation to the state. It was 104 numerical simulations of high resolution for the rainy season using the convective schemes Grell and MIT to wet season (december-may) and dry (june-november) in the period 1998-2010. In the process of calibration model was performed to change existing parameters of the original vegetation in surface scheme BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme) to the RegCM3 for surface parameters of vegetation based on vegetation map of Amapa (IBGE). The results showed that the model captures the pattern of spatial distribution of precipitation, however, showed an underestimation in the intensity of precipitation in the four quarters of the entire period. Between the two convection schemes RegCM3/MIT_Mod forecast the seasonal rainfall, especially in the coastal region for the four quarters of the all the years studied. In the objective evaluation the RegCM3/MIT_Mod expanded areas of increased rainfall in almost all quarters except the last. The biases were predominantly dry in almost all quarters of dry and wet years. In areas north, center and south, the model shows an underestimation of precipitation in the first and second quarters and the third and fourth quarters tends to overestimate this pattern with the highest correlation for MIT_Mod. A double-entry ANOVA accused significant differences between the averages of precipitation, both in relation to seasonality and between treatments (models). In cases where the differences were significant, was applied Tukey's method that is usually TRMM differed models and MIT_Mod MIT. Conclude that, although a trend best fit the MIT-Mod with respect to the observed data (TRMM), these were not significant for all regions (center, north and south) where they replaced the parameterizations of vegetation and the seasons period (DJF, MAM, JJA and SON). These results are useful in developing more reliable scenarios of climate-vegetation interactions and support the management and conservation of tropical biodiversity in the State.

Keywords: Vegetation-atmosphere interaction, RegCM3, regional modelling, precipitati
Amapa State.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Componentes do ciclo hidrológico. 28

Figura 2. Movimentação da água no perfil do solo. 29

Figura 3 Floresta de várzea presente no município de Mazagão do Estado do Amapá. 32

Figura 4. Vegetação do tipo Cerrado presente na área da Embrapa-AP. 33

Figura 5. Floresta de Terra Firme no município de Monte Dourado-PA. 34

Figura 6. Mapa climatológico do Estado do Amapá com base na média de 30 anos do CPC. 35

Figura 7. Panorama da esquematização das componentes do sistema climático global, seus processos e interações. 37

Figura 8. Esquematização dos processos incluídos na parametrização dos modelos climáticos regionais. 38

Figura 9. Estrutura de um downscalling dinâmico sobre uma bacia hidrográfica. 41

Figura 10. Representação esquemática da estrutura vertical do modelo. 43

Figura 11. Representação esquemática do deslocamento horizontal Arakawa B. 44

Figura 12. Esquema da parametrização da interação Solo-superfície-atmosfera. 49

Figura 13. Tipos de cobertura vegetal presente no RegCM3(a) Cobertura da vegetação original (b) Cobertura da vegetação modificada com base no mapa do IBGE, com ênfase para o Estado do Amapá. 64

Figura 14. Domínio e topografia (m) utilizados no modelo (RegCM3). O domínio da análise (linha cheia-branca), indica a área de investigação, e os subdomínios (linha branca pontilhada), identificadas (Reg1, Reg2 e Reg3), foram as áreas que sofreram mudanças da cobertura vegetal e a escala abaixo indica a topografia dada em metros (m). 65

Figura 15. Cluster com 6 nodos com mais um nodo integrador. 64

Figura 16. Mapa dos municípios do Estado do Amapá. 64

Figura 17. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para DJF obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM4 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada). 71

Figura 18. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para MAM obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM4 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada). 73

Figura 19. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para JJA obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM4 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada). 75

Figura 20. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para SON obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM4 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada). 77

Figura 21. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para DJF entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para DJF com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010. 80

Figura 22. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas

abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010. 82

Figura 23. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010. 84

Figura 24. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010. 86

Figura 25. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para DJF entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para DJF com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010. 89

Figura 26. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010. 91

Figura 27. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010. 93

Figura 28. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas

abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010. 95

Figura 29. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para DJF entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para DJF com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009. 97

Figura 30. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009. 99

Figura 31. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009. 101

Figura 32. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009. 103

Figura 33. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre DJF das áreas norte, centro e sul; 105

Figura 34. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre MAM das áreas norte, centro e sul; 106

Figura 35. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre JJA das áreas (a) norte, (b) centro e (c) sul; . 107

Figura 36. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre SON das áreas (a) norte, (b) centro e (c) sul;.108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Matriz de correlação linear entre os diferentes aspectos analisados dos anos secos e chuvosos do período de 1998-2010. 104

Tabela 2 - Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (DJF) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá..... 110

Tabela 3- Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (MAM) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá..... 111

Tabela 4 - Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (JJA) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá..... 112

Tabela 5 - Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (SON) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá..... 113

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB – ALTA DA BOLÍVIA

BATS – BIOSPHERE ATMOSPHERE TRANSFER SCHEME

BRAMS – BRAZILIAN REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM

CCM – COMMUNITY CLIMATE MODEL

CCM3- COMMUNITY CLIMATE MODEL3

CLM - COMMUNITY LAND MODEL

CPC – CLIMATE PREDICTION CENTER

CPTEC – CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS

ECMWF – EUROPEAN CENTER FOR MEDIUM RANGER WEATHER FORECAST

ENOS – EL NINOS OSCILAÇÃO SUL

GLCC - GLOBAL LAND COVER CHARACTERIZATION

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA

MCG – MODELO DE CIRCULAÇÃO GLOBAL

MCGA – MODELO DE CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA

MCR – MODELO CLIMÁTICO REGIONAL

NCAR - NATIONAL CENTER OF ATMOSPHERIC RESEARCH

RegCM3 – REGIONAL CLIMATE MODEL 3

TRMM – TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION

TSM – TEMPERATURA DA SUPERFICIE DO MAR

UNESCO - UNITED NATIONS EDUCATIONAL SCIENTIFIC AND CULTURAL ORGANIZATION

UNIFAP – UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAPÁ

USGS - UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY

ZCAS – ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

ZCIT – ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

ZEE- ZONEAMENTO ECOLÓGICO ECONÔMICO

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 20
2. PROBLEMA E HIPÓTESES 23
2.1. Problema 23
3. OBJETIVOS 24
3.1. Objetivo Geral 24
3.2. Objetivos Específicos 24
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 25
4.1. Características dos principais biomas e o clima da Amazônia 25
4.2. O Ciclo Hidrológico e as Mudanças na cobertura vegetal da Amazônia 27
4.3. Características fisionômicas e aspectos climáticos do Estado do Amapá 31
4.4. Componentes do sistema climáticos e a importância dos Modelos Climáticos Regionais 36
4.4.1. Processo de redução de escala (downscaling) 40
4.5. Principais características da descrição física do modelo RegCM 42
4.5.1. Grade Horizontal e Vertical 42
4.5.2. Mapa de Projeções e fatores de escala. 44
4.6. Equações dinâmicas do modelo e a discretização numérica (GRELL et al., 1994). 45
4.6.1 Equações de Momentum Horizontal 45
4.6.2. Equações da Continuidade e Sigma(σ): 45
4.6.3. Equações Termodinâmica e Omega (ω): 46
4.6.4. Equação Hidrostática: 47
4.7. Parametrizações Físicas (Esquema Radiativo) 47
4.7.1. Modelos de Superfície de Solo 47
4.7.1.1. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) 47
4.7.1.2. Albedos 50
4.7.1.3. Temperatura do Solo 51
4.7.1.4. Fluxo de Energia com vegetação 52
5. MATERIAL E MÉTODOS 60
5.1. Base de Dados 60
5.1.2. Dados de Precipitação utilizados para validação do modelo 60
5.2. Modelo Climático Regional 61
5.2.1. Descrição do Modelo RegCM3 61

5.3 Configuração das Simulações e Área de Estudo.....62
5.4 Métodos Estatísticos 66
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....69
6.1 Avaliações das Simulações.....69
6.1.2 Avaliação considerando o período de 1998 a 2010 69
6.2. Avaliação Objetiva considerando o período de 1998 a 2010 78
6.3. Avaliação objetiva considerando anos Chuvosos e Secos 86
6.4. Análise Descritiva.....104
7. CONCLUSÕES.....117
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 119

1. INTRODUÇÃO

A região Amazônica é conhecida pela exuberância de suas florestas tropicais e regime pluviométrico elevado, apresentando uma significativa variabilidade espacial e temporal do clima, que pode ser verificada pela variação na distribuição de precipitação sobre diversos locais da Amazônia e em diferentes épocas do ano (MARENGO et al., 2004; COHEN et al., 2007; DE SOUZA et al., 2009; LOPES, 2009). Tal variabilidade climática, em diversas escalas, tem sido motivo de preocupação de vários autores na tentativa de explicar coerentemente questões complexas, como por exemplo: como os ecossistemas podem ser impactados em um contexto de uma possível alteração climática?

Em um estudo recente observou-se um significativo ciclo diurno da atividade convectiva da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em sua posição no Atlântico equatorial, sendo este sistema um dos principais mecanismos reguladores da variabilidade diurna de precipitação que se estende da costa do Pará até o Amapá (SOUZA e ROCHA, 2006). Lopes (2009) acrescenta, ainda, que a ZCIT é um fenômeno meteorológico de escala intra-sazonal que influencia a distribuição de precipitação, e em muitos casos, é responsável pela variabilidade no clima regional.

Lopes (2009) descreve em seus estudos sobre o clima do Pará e Amapá que as condições oceânicas, principalmente a temperatura da superfície do mar (TSM), também apresentam marcante influência sobre o clima global e regional, cujas evidências regionais e simulações numéricas têm confirmado tais hipóteses. Exemplos disto são as conexões entre a variabilidade interanual da circulação de grande escala sobre o Atlântico Tropical e as alterações na pluviometria local.

Neste contexto, os estudos e pesquisas específicas do clima para o Estado do Amapá, em especial no que se refere ao comportamento da precipitação e seu clima atual, têm se mostrado insuficientes na geração de informações consistentes e atualizadas. Portanto, a principal contribuição de trabalhos nesta área é a de promover acréscimos no desenvolvimento da climatologia acoplada às necessidades da gestão, preservação e conservação da biodiversidade tropical local. Por outro lado, estudos de modelagem climática, cujo objetivo seja o de suprir a necessidade de conhecimento sobre a variabilidade de chuva no Estado do Amapá, têm se tornado a cada dia extremamente necessários. A razão são as frequentes ocorrências de eventos extremos no Estado (NEVES et al., 2011).

O comportamento da precipitação sobre a Região Amazônica é um tema bastante investigado (MARENGO, 1992; MARENGO et al., 1993; SOUZA e ROCHA, 2006; De SOUZA et al., 2009; LOPES, 2009; NEVES et al., 2011, entre outros). Mas quando se trata do Estado do Amapá, há lacunas imensas a serem preenchidas com relação ao clima local.

Logo, as razões que justificam tais estudos são aquelas em que o interesse crescente por dados e informações meteorológicas e climáticas, no contexto global e regional, se apresenta como fator preponderante nas tomadas de decisões em praticamente todas as áreas do conhecimento humano. Bons exemplos são os diagnósticos e prognósticos do clima em situações de riscos de ocorrência de eventos extremos, que afetam cada vez mais as populações, em especial as mais vulneráveis ao clima, como as de baixa renda ou condição socioeconômica adversa.

Por outro lado, os modelos de circulação global (MCG) não são capazes de resolver satisfatoriamente os detalhes da fisiografia bem como a circulação local de certas regiões. Neste aspecto, se faz necessário a utilização de modelos climáticos regionais, pois estes apresentam melhor resolução espacial, quando comparados aos modelos globais, o que permite verificar com mais detalhes os aspectos da interação superfície-atmosfera (GIORGI e MEARNS, 1999).

Inúmeros estudos de modelagem climática regional sobre a América do Sul, Brasil e região Amazônica têm sido realizados para investigar o desempenho dos modelos regionais. Seth e Rojas (2003) investigaram a capacidade do RegCM2 em reproduzir a variabilidade interanual de precipitação e a circulação sobre a região nordeste do Brasil, comparando simulações para anos de El Niño (1983) e La Niña (1985). Neste caso, o RegCM2 simulou corretamente os diferentes padrões da circulação em grande escala e as anomalias nestes padrões, e precipitação associada.

Ainda em relação ao aspecto de modelagem regional, Alves et al. (2004) analisaram previsões sazonais através do ETA climático para o ano de 2003 sobre o Brasil. Os autores mostraram resultados em que os totais pluviométricos gerados pelo modelo regional, no verão, foram subestimados e, no inverno, foram superestimados. Porém previu consideravelmente melhor a variabilidade intrazasonal quando comparado com o modelo global. Fernandez et al. (2006) investigaram as circulações quase-estacionárias (Alta da Bolívia) e os efeitos das anomalias de grande escala (El Niño 97/98 e La Niña 98/99), utilizando dois modelos regionais (ETA CLIM e RegCM3) para uma simulação de 10 anos.

Ambos os modelos tiveram êxito em simular com coerência a variabilidade interanual durante os eventos extremos.

Cuadra e Rocha (2006) realizaram simulações com o RegCM3 e investigaram a variabilidade de precipitação, variabilidade de temperatura do ar e circulações em baixos níveis, durante os verões de 1990 a 1998 para o sudeste do Brasil. Resultados mostraram que os padrões de variabilidade de precipitação, de temperatura e anomalia de circulação são consistentes com os dados de re-análise do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR).*

De Souza et al. (2009), em um estudo recente de modelagem climática para a região da Amazônia oriental, utilizando simulações sazonais e o modelo regional RegCM3 para um período de 26 anos, com resolução de 30 km, observaram que o RegCM3 simulou com mais eficácia os padrões anômalos de precipitação regional usando a parametrização de Grell, e apresentou melhor desempenho da precipitação simulada na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), quando comparado com as simulações para a região da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Neste estudo foram investigadas as condições climáticas observadas sobre o Estado do Amapá, segundo dados de precipitação pluviométrica do CPC e TRMM. Com efeito, foram realizadas comparações estatísticas entre respostas simuladas pelo modelo climático regional denominado de RegCM3 com os dados observados (DE SOUZA et al., 2009).

Especial atenção foi dada às interações entre o clima e a vegetação (Subrotina BATS do RegCM3, que modela as interações solo, vegetação e atmosfera). No caso do modelo de superfície BATS o objetivo principal foi a melhoria da parametrização (vegetação) em relação ao desempenho do Modelo RegCM3 nas previsões de estudos climáticos no Estado do Amapá. Portanto, a investigação de mecanismos relacionados à climatologia do Estado do Amapá, com certo detalhamento aos aspectos sazonais de precipitação, foram realizadas através de comparações entre dados simulados do RegCM3 com dados observados do CPC e TRMM (período chuvoso e de estiagem).

Para tanto, foi necessário calibrar e validar o modelo para as condições regionais de precipitação do Amapá e realizar simulações numéricas para avaliar as seguintes situações: a) anos típicos, com comportamento na categoria normal de precipitação, b)

anos atípicos, com anomalias de precipitação negativa; e c) anos atípicos, com anomalias de precipitação positiva. Após a obtenção do modelo calibrado foi possível elaborar melhores previsões de estudos climáticos no estado do Amapá e, numa segunda etapa, elaborar as bases de parametrização física e numérica do modelo para simulação de cenários climáticos futuros.

2. PROBLEMA E HIPÓTESES

2.1. Problema

A utilização eficiente de modelos climáticos regionais calibrados e validados é uma condição necessária para estudos mais avançados de cenários de interação biosfera-atmosfera aplicados à conservação e gerenciamento da vegetação no Estado do Amapá.

A hipótese principal da tese é que a substituição parcial do mapa base original de vegetação do modelo RegCM3 por um mapa de vegetação mais próxima da real (IBGE) promove melhorias nas respostas de previsão de precipitação do modelo regional. Este procedimento contribui para o processo de calibração e validação do modelo na elaboração de cenários futuros envolvendo interações vegetação-clima para todo o Estado do Amapá.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo Geral

Calibrar e validar o Modelo Climático Regional RegCM3 para o Estado do Amapá, visando a melhoria da capacidade preditiva em escala climática-sazonal, potencializando sua aplicação futura em cenários ambientais de interação clima-vegetação.

3.2. Objetivos Específicos

- Estudar o comportamento espaço-sazonal dos padrões de precipitação no Estado do Amapá e sua relação com a vegetação, considerando três áreas específicas de estudo (Norte (Reg1), Centro (Reg2) e Sul (Reg3)) as quais apresentam potencial de antropização ou reservadas aos processos de desenvolvimento regional;
- Testar a sensibilidade do RegCM3 com uso de alta resolução da malha numérica (0,30 x 0,30 km), validando-o com dados observados do Climate Prediction Center (CPC/NCEP) e Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) para os períodos sazonais chuvoso e seco durante um período representativo de análises entre 1998 e 2010;
- Substituir o padrão original de vegetação do esquema de superfície BATS do RegCM3 por uma nova configuração proposta pelo mapa de vegetação do IBGE e, deste modo, avaliar as respostas de previsão climática sazonal analisadas para os anos chuvosos e secos;

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Características da biosfera e o clima da Amazônia

Situada na porção norte da América do Sul, a Amazônia atualmente possui uma área de aproximadamente sete milhões de quilômetros quadrados, espalhadas por territórios do Brasil, Venezuela, Colômbia, Peru, Bolívia, Equador, Suriname, Guiana e Guiana Francesa (MALHI, 2010). No entanto, a maior parte desta floresta se encontra em territórios brasileiros dos Estados do Amazonas, Amapá, Rondônia, Acre, Pará e Roraima. (IBGE, 2004).

A Amazônia como floresta tropical, apresenta um dos ecossistemas mais complexos e sensíveis a alterações. Os elementos (clima, solo, fauna e flora) estão estreitamente relacionados entre si, e não se pode considerar nenhum deles como mais importante (VELOSO, 1992).

A Amazônia representa um grande domínio morfoclimático, caracterizado por grandes extensões de terras baixas, distribuídas entre planíceis de inundações, tabuleiros de vertentes convexizadas, morros baixos mamelonares e relevos residuais, sendo sua drenagem perene. Quanto à sua vegetação, a floresta Amazônica Brasileira engloba 38% (1,9 milhões de km^2) de florestas densas; 36% (1,8 milhões de km^2) de florestas não densas; 14% (700 mil km^2) de vegetação aberta, como cerrado e campos naturais, sendo 12% da área ocupada por vegetação secundária e atividades agrícolas (IBGE, 2004).

Os ecossistemas presentes na floresta Amazônica se distribuem em: Floresta de Terra firme, Floresta Abertas de Terra Firme e Formações Vegetais Inundadas (RODRIGUES, 1996; WHITIMORE, 1998).

A Floresta de Terra firme corresponde a 80% da Amazônia, presente em solos mais elevados, sendo uma região que não é sazonalmente inundada pela cheia dos rios. Nesse ecossistema encontram-se as Florestas Altas, Floresta de Cipó, Savana, Floresta de Bambu, Floresta de Campina e Florestas Serranas (WHITIMORE, 1998).

Já as Florestas Abertas na Terra Firme possuem extensão variável, porém não alcança muitos hectares, sendo diversas entre si, tanto no que diz respeito a sua fisionomia quanto a sua composição florística (ZEE, 2008). Os principais tipos de formações abertas de terra firme são os campos de cerrado e as campinas Amazônicas (ZEE, 2008).

Outro ecossistema são as Formações Vegetais Abertas Inundadas, os quais, as mais importantes, são os campos de alagados, que ocorrem em diversas áreas como, a leste da ilha do Marajó, a leste do Estado do Amapá, em suas planícies costeiras, e no Baixo rio

Amazonas, nas várzeas entre Parintins e a foz do rio Xingu, bem como nos terraços holocênicos ligeiramente acima do nível da água (RODRIGUES, 1996; VELOSO et al., 1991).

Em relação ao aspecto climático na região tropical, o parâmetro meteorológico de maior relevância é a precipitação pluviométrica, apresentando uma significativa variabilidade interanual e sazonal (ROCHA, 2001; NEVES *et al*., 2011). Maiores detalhes das causas físicas dessa variabilidade da chuva na Amazônia ainda não foram bem esclarecidas pelos cientistas da área, mas certamente estão ligadas às flutuações de macroescala principalmente com relação à intensidade das circulações das células de Hadley e Walker (MOLION, 1987; DE SOUZA, 2004; SOUZA e CUNHA, 2010).

O clima da região Amazônica se caracteriza com a combinação de diversos fatores, que devido à quantidade de energia solar disponível ao longo do ano, apresenta características peculiares que as demais regiões não possuem (GALVÃO e FISCH, 2000; MARQUES et al., 2012). A Amazônia localiza-se nas latitudes 5º N e 10º S, e recebe um elevado valor de radiação solar no topo de sua atmosfera. E, por sua vez, parte dessa energia incide sobre a superfície terrestre, influenciando diretamente o comportamento da temperatura do ar que apresenta pequenas variações ao longo do ano, com amplitude térmica sazonal da ordem de 1 a 2ºC (SALATI e MARQUES, 1984; MARQUES et al., 2012).

Em termos do comportamento da precipitação pluviométrica, é conhecido que a variabilidade interanual e sazonal da estação chuvosa da Amazônia são moduladas diretamente pelos padrões oceano-atmosfera de grande escala, em associação ao ciclo do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Oceano Pacífico e as fases do gradiente meridional inter-hemisférico de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o oceano Atlântico Tropical (DE SOUZA et al., 2000, SOUZA e CUNHA, 2010).

Segundo Rocha (2001), o regime das chuvas na Amazônia é determinado por três sistemas de grande escala: A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), principal mecanismos de precipitação, que atinge sua posição mais austral, cerca de 4º S, durante o outono (março a abril), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Alta da Bolívia (AB) que em sua posição climatológica favorece o cavado do nordeste, com precipitação média anual na bacia amazônica de aproximadamente 2300 mm, onde existe regiões com

precipitação superior a 3000 mm no oeste, noroeste e litoral norte da Amazônia (CORREIA et al., 2007; REBOITA et al., 2010; SOUZA e CUNHA, 2010).

De Souza (2004), analisando os mecanismos dinâmicos associados a variabilidade das chuvas diárias sobre a Amazônia Oriental, verificou que a ZCIT modula o regime chuvoso na região. O autor encontrou os seguintes comportamentos das precipitações: em janeiro ocorrem os máximos de chuva que se restringe a faixa leste do Pará; em fevereiro observa-se uma expansão e intensificação destes máximos pluviométricos que cobre a maior parte da região; no mês de março ocorre o pico da estação chuvosa e em abril os máximos de chuva começam a migrar de volta ao equador e no mês de maio deflagra-se o final de regime chuvoso na maior parte da Amazônia oriental.

Em um estudo realizado por Rolim et al., (2006) foi observado que grande parte da Amazônia apresenta dois períodos bem distintos em relação a precipitação pluviométrica: um período menos chuvoso, com precipitações médias mensais inferiores a 100 mm e um período mais chuvoso, com precipitações médias acima de 200 mm/mês, caracterizando a sazonalidade da Amazônia.

Desta maneira pode-se afirmar que os diversos biomas Amazônicos brasileiros necessitam ser preservados devido sua rica biodiversidade existente e sua contribuição e influência sobre o clima regional e global (SALATI e NOBRE et al., 1991; SOUZA e OYAMA, 2011).

4.2. O Ciclo Hidrológico e as Mudanças na cobertura vegetal da Amazônia

O conceito de ciclo hidrológico (Figura 1) está ligado ao movimento e à troca de água nos seus diferentes estados físicos, que ocorre na hidrosfera, entre os oceanos, as calotas de gelo, as águas superficiais, as águas subterrâneas e a atmosfera (TUCCI, 2004; OKI e KANAE, 2006).

Este movimento permanente deve-se ao sol, que fornece a energia para elevar a água da superfície terrestre para a atmosfera (evaporação), e à gravidade, que faz com que a água condensada caia (precipitação) e que, uma vez na superfície, circule através de linhas de água que se reúnem em rios até atingir os oceanos (escoamento superficial) ou se infiltre nos solos e nas rochas, através dos seus poros, fissuras e fraturas (escoamento subterrâneo) (TUCCI, 2004). Porém, nem toda a água precipitada alcança a superfície terrestre, já que uma parte, na

sua queda, é interceptada pela vegetação e volta bem forma de evaporação para atmosfera (OLIVEIRA et al., 2011).

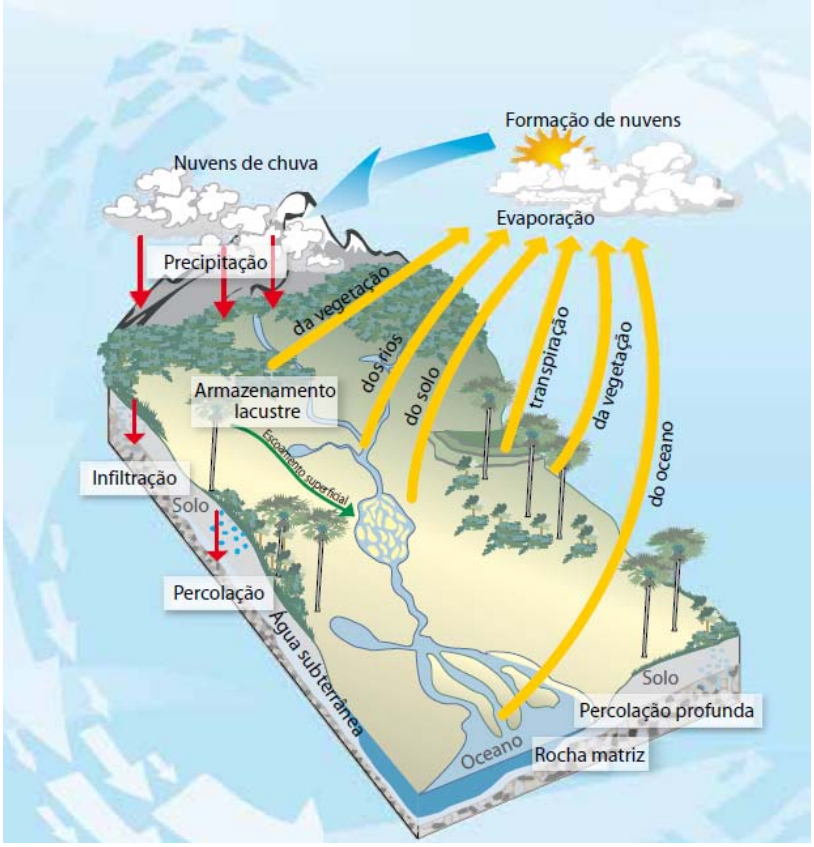

Figura 1. Componentes do ciclo hidrológico.
Fonte: http://www.meioambiente.pr.gov.br/modules/conteudo

A água que se infiltra no solo está sujeita à evaporação direta para a atmosfera e outra parte é absorvida pela vegetação que, através da transpiração, a devolve à atmosfera. Este processo chamado evapotranspiração, ocorre no topo da zona não saturada, ou seja, na zona onde os espaços entre as partículas de solo contêm tanto ar como água. Outra parte desta água que continua a infiltrar-se e atinge a zona saturada, entra na circulação subterrânea e contribui para um aumento da água armazenada (recarga dos aquíferos) (OKI e KANAE, 2006; BONAN, 2008).

Na Figura 2 observa-se que, na zona saturada (aquífero), os poros ou fraturas das formações rochosas estão completamente preenchidos por água (saturados). A quantidade de água e a velocidade que circulam nas diferentes fases do ciclo hidrológico são influenciadas por diversos fatores como, por exemplo, a cobertura vegetal, altitude, topografia, temperatura, tipo de solo e geologia (OKI e KANAE, 2006; TUCCI, 2004)

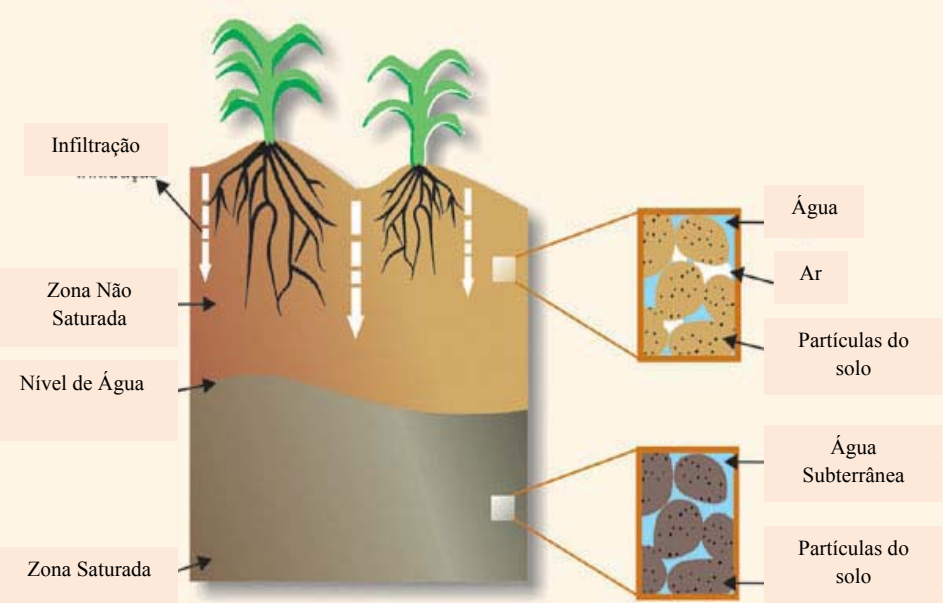

Figura 2. Movimentação da água no perfil do solo.
Fonte: www.ufrrj.br/institutos/it/deng/leonardo/HIDRO-Cap2-CH.pdf.

Com relação ao balanço hídrico na região Amazônica, existe certa dificuldade de ser calculado, devido a uma falta de maior cobertura de dados distribuídos sobre a sua área de abrangência (MARENGO, 2006).

Nesse aspecto, Costa e Foley, (1999), a partir do balanço de vapor d'água na bacia Amazônica, verificaram que a precipitação é uma composição da quantidade de água evaporada localmente (evapotranspiração) somada com a umidade proveniente do Oceano Atlântico. Logo, foi estimado que 50% do vapor d'água que precipita pelas chuvas é gerado localmente (pela evapotranspiração), sendo o restante importado para a região pelo fluxo atmosférico proveniente do Oceano Atlântico.

As alterações no uso do solo da região Amazônica provocaram diversos impactos ambientais, que geraram alterações no clima e consequentemente no ciclo hidrológico. Como um dos impactos ambientais podemos citar as anomalias do fluxo de água, detectadas em diversas partes do globo, principalmente na Amazônia (YIN e LI, 2001; YANG et al., 2002; COSTA et al. 2003; D'ALMEIDA et al., 2007).

Estudos recentes de interação solo-atmosfera têm sido desenvolvidos em diversas partes das regiões tropicais (GANDU et al., 2004; BONAN, 2008). Com destaque para as florestas Amazônicas, pois esta abriga mais de 40% de todas as florestas tropicais do mundo e

tem sido o foco de diversos estudos sobre os impactos das trocas do uso do solo na dinâmica hidrológica (BETTS et al., 2005; CORREIA et al., 2006).

Outro aspecto da mudança na cobertura do uso do solo é o impacto significativo na quantidade de água e o balanço de energia através das trocas de radiação, evapotranspiração e escoamento superficial *(runoff)* (CALLED et al., 2004; BETTS et al., 2005). Porém, ainda é difícil medir a influencia das atividades humanas no ciclo hidrológico Amazônico devido à complexa e estreita relação entre a atmosfera, ecossistemas terrestres e os sistemas hidrológicos (MARENGO, 2006).

Em relação às bacias hidrográficas, Costa et al., (2003) identificaram na média anual um elevado fluxo de descarga sazonal na bacia do rio Tocantins no leste da Amazônia desde o ano de 1970, mesmo que o regime de precipitação tenha permanecido o mesmo. Os referidos autores pressupõem que as trocas hídricas na cobertura do solo por áreas de agricultura, alterou o ciclo hidrológico na bacia. O rio Tocantins mostrou aproximadamente 25% de aumento nas descargas dos rios entre 1960 e 1995, coincidindo com o aumento de desflorestamento embora sem muita significância de alteração na precipitação (COSTA et al., 2003).

Callede et al., (2004) observaram que o aumento da média anual de descargas dos rios Amazonas e Óbidos no período de 1994 a 1998 pode ser consequência do desmatamento da Amazônia. Este resultado está em concordância com a variabilidade decadal das chuvas na Amazônia, identificado por Marengo (2004), na região norte e sul da Amazônia, onde atribuiu-se à variabilidade climática natural em escala decadal.

Cohen et al., (2007) estudaram a influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. Realizaram simulações numéricas com o modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) para três meses mais chuvosos (janeiro a março) menos chuvosos (agosto e setembro) para o ano de 1999. Os referidos autores utilizaram uma resolução espacial de 60 km com uma resolução vertical variável. A condição de inicialização e de fronteira usada foi a do modelo Global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com atualização a cada 6 horas. Como condição de contorno na superfície e nos dados de entrada do sub-modelo de interação superfície-atmosfera foi utilizado o mapa da distribuição da cobertura vegetal obtido através do modelo empírico da dinâmica do desmatamento.

Dois cenários de cobertura vegetal para o ano de 2002 e 2050 foram utilizados, incluindo vegetação predominante de floresta, pastagem, cerrado e caatinga. Os resultados

mostraram que para o experimento “controle”, a quantidade acumulada de chuva gerada pelo modelo foi superestimada em relação ao valor observado. No entanto, a distribuição espacial da precipitação mensal acumulada para os três meses chuvosos e menos chuvosos de 1999 foram concordantes com os mapas observados. Já na diferença entre o “futuro” e o “controle” foram observadas anomalias de chuva para o cenário de 2050.

Segundo Cohen et al., (2007) a substituição de floresta por pastagem mostrou redução na chuva em determinadas regiões e aumentou em outras, tanto no período chuvoso como no menos chuvoso. No Estado do Pará ocorreu redução de chuva de até 255 mm no período chuvoso. Entretanto, no interior da Amazônia, no Estado do Amazonas, observou-se que a chuva é reduzida em maior magnitude e área de abrangência no período menos chuvoso. Resultados semelhantes foram encontrados em outros estudos tanto com substituição total das florestas por pastagem (GANDU et al., 2004) ou com cenários de uso da terra (CORREIA et al., 2006).

Desta maneira, concluiu-se que a expansão de área desmatada não provoca redução generalizada da precipitação como simulado para alguns cenários de mudanças climáticas de Modelos de Circulação Global (MCG) (NOBRE et al., 1997; CHEN et al., 2001). Diante destes resultados, é possível inferir que mudanças nos ecossistemas amazônicos podem provocar perturbações e impactos no balanço de umidade da atmosfera e, consequentemente, no ciclo hidrológico, não somente na Amazônia, mas em outras partes da América do Sul (CORREIA et al., 2007).

4.3. Características fisionômicas e aspectos climáticos do Estado do Amapá

Apesar do desmatamento que vem ocorrendo com frequência em diversos estados brasileiros que englobam a região Amazônica, o Estado do Amapá ainda mantém preservado cerca de 90% de seu potencial de biodiversidade (FEARNSIDE, 1989).

O Estado do Amapá inscrito a seus limites territoriais possui três tipos de características fisionômicas que são: de Natureza Inundável; de Natureza Savanítica e de Natureza Florestal de Terra Firme (FEARNSIDE, 1989).

- **De natureza Inundável**

Compreende a porção mais exterior de seu território. A condição ambiental básica de inundação origina-se em função dos regimes de maré e o clima a que está submetido.

Fisiograficamente, esta área, corresponde ao conjunto mais recente da região,

envolvendo toda a área de Planície Quaternária, que se estende desde o extremo norte até o extremo sul do Estado, abrangendo segmentos geograficamente distintos, implicando em gradientes funcionais, que sofrem alternâncias, sendo marcado pela influência de maré ou influência fluvial (CUNHA et al., 2012).

Devido a estas características os ambientes inundáveis podem ser marinho, fluviomarinho ou ainda fluviais (Figura 3). O conjunto desses três ambientes constitui um sistema complexo, envolvendo cadeias biológicas altamente especializadas e níveis de tolerância pouco conhecidos (FERRAZ et al., 2005). São ambientes altamente vulneráveis tendo a vegetação como elemento regulador da estabilidade natural. A hidrografia apresenta cursos parciais de grandes rios, intensa rede de tributários e um sistema fluviolacustre com coleções d'água temporárias e permanentes, ambas reguladas pelos regimes climáticos sazonais (ZEE, 2008, CUNHA et al., 2012).

Figura 3. Floresta de várzea presente no município de Mazagão do Estado do Amapá.
Fonte: Curso USEA-UNIFAP-16/12/2010.

- **De Natureza Savanítica**

A área homogênea de natureza savanítica é representada pelas formas campestres de terra firme que se apresentam como tipologias de cerrado (Figura 4). Possui uma abrangência territorial de 9.861,89 km^2. Sua homogeneidade fisionômica é atribuída às características da vegetação que apresenta um estrato lenhoso aberto e um estrato herbáceo/arbustivo denso (LAURENCE et al., 2010). Dentre as características físicas,

sobressaem as formas de relevo ondulado e suave ondulado e a presença de tabuleiros (LAURENCE et al., 2010).

Toda a área savanítica é regulada por condições naturais determinantes, destacando o solo e o clima, e por condições não naturais, que envolvem toda a queima que ciclicamente acometem a vegetação, impondo-lhe limites de desenvolvimentos e evolução (FERRAZ et al., 2005).

Dada a condição física da área, são freqüentes as variações estruturais na vegetação, decorrendo fácies herbáceo/arbustivas, em área de relevo ondulado e de microrelevo abaciado e fácies arbustivos/arbirescentes, em áreas aplainadas (ZEE, 2008).

Figura 4. Vegetação do tipo Cerrado presente na área da Embrapa-AP.
Fonte: Curso USEA-UNIFAP-15/12/2010.

- **De Natureza Florestal de Terra Firme**

Esta paisagem ocupa a maior área, em torno de 106.987,50 km^2, e se caracteriza fisionomicamente pela presença de uma grande massa florestal contínua com características estruturais e funcionais definidas, atribuídas ao substrato de terra firme (Figura 5) (SALVADOR et al., 2010).

De maneira geral, sua homogeneidade fisionômica é de floresta de alto porte, apesar de envolver tipologias diferenciadas ligadas a alteração de relevo e solo.

A área florestal de terra firme constitui o ambiente mais expressivo e mais típico do ecossistema amazônico. Sua unidade ambiental é atribuída à vegetação, a qual se apresenta marcada por condições particulares, destacando a diversidade de suas espécies, alta densidade

por unidade de área e extrema competição pela energia solar. Esses aspectos, em conjunto ou em particular, originam padrões estruturais algumas vezes tão definidos que podem ser identificados a partir do arranjo de estratificação do dossel (SALVADOR et al., 2010).

Figura 5. Floresta de Terra Firme.
Fonte: Curso USEA-UNIFAP-17/12/2010.

No Amapá, a extensão desse domínio florestal, em sua maior parte, corresponde ao conjunto de áreas representativas do Planalto das Guianas (ZEE, 2008). Em menor extensão, tem-se a cobertura de áreas geologicamente mais recentes. Para as duas condições, nem sempre é possível estabelecer limites fisionômicos confiáveis (SALVADOR et al., 2010).

Funcionalmente, todo o conjunto é regulado por complexas cadeias biogeoquímicas, onde o fluxo de nutrientes, à maneira de um sistema fechado, dá-se em função de reciclagens internas e, portanto, altamente dependente da integridade de seus componentes estruturais (ZEE, 2008).

No aspecto climático, o Estado do Amapá, em geral, apresenta um clima tropical quente e úmido, com seis meses mais chuvosos e seis meses menos chuvosos ou secos com significativa variabilidade de precipitação pluviométrica distribuída em todo o Estado (DE

SOUZA e CUNHA, 2010; NEVES et al., 2011).

Os principais fenômenos atmosféricos atuantes sobre o Estado são: nuvens convectivas, brisa marítima e terrestre, aglomerados de nuvens, linhas de instabilidade, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), El Niño/ Oscilação Sul. Dentre os fenômenos meteorológicos citados, o principal sistema indutor de chuva para o Estado do Amapá é a ZCIT, que define a qualidade da estação chuvosa sobre o Estado (DE SOUZA et al., 2000).

O Estado do Amapá apresenta tipicamente uma região contendo máximos de chuva anual, situado no setor norte (Oiapoque) e na região litorânea e adjacências e os mínimos nas áreas sudeste-sul e oeste. Nestas áreas a precipitação anual oscila entre 2.900 mm no extremo norte do Estado (Oiapoque) a 2.300 mm sobre os municípios de Macapá, Santana, Mazagão, Vitória do Jari e parte de Laranjal do Jari (Figura 6) (DE SOUZA e CUNHA, 2010).

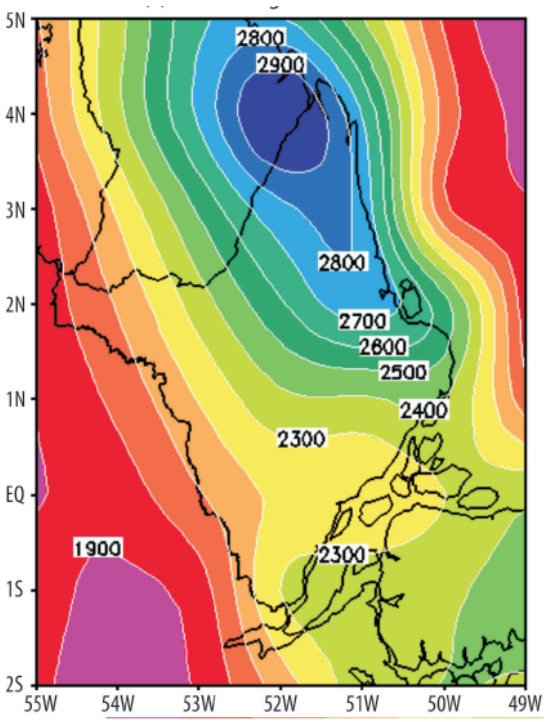

Figura 6. Mapa climatológico do Estado do Amapá com base na média de 30 anos do CPC.
Fonte: De Souza e Cunha, 2010.

Em relação a análise de climatologia trimestral das demais variáveis meteorológicas, o Estado do Amapá apresenta, para o primeiro trimestre chuvoso (dezembro-janeiro-fevereiro) uma temperatura mínima de 21ºC e máxima de 30ºC, com umidade relativa variando entre 85 a 90% em todo o Estado (http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento_brasil.shtml).

No segundo trimestre (março-abril-maio), a temperatura mínima fica em torno de 22ºC e a temperatura máxima varia entre 28ºC na região oeste e 30ºC no norte-nordeste do Estado. A umidade relativa fica em torno de 90% (http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento_brasil.shtml).

No primeiro trimestre climático seco (junho-julho-agosto), a temperatura mínima é 22ºC e temperatura máxima de 30ºC. A umidade relativa fica em torno de 80% em quase todo o Estado. No segundo trimestre do período seco (setembro-outubro-novembro), a temperatura mínima é de 24ºC na região norte e parte do litoral e 22ºC nas demais regiões. Contudo, a temperatura máxima apresenta uma variação entre 32 a 34ºC, com umidade relativa variando entre 65 a 85% (http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento_brasil.shtml).

4.4. Componentes do sistema climático e a importância dos Modelos Climáticos Regionais

O clima é o resultado de uma complexa interação entre diversos fatores (Figura 7), que envolvem: a intensidade de radiação solar que atinge a terra; cobertura do solo - que afeta a quantidade de radiação solar refletida pela superfície da terra (MARQUES et al., 2012); energia e transporte de vapor d'água entre a atmosfera e o oceano; quantidade de gases de feito estufa e aerossóis na atmosfera; erupções vulcânicas - que podem afetar a concentração dos gases de efeito estufa (BONAN et al.2008; DE ARAÚJO et al., 2010).

Diante dos principais parâmetros do sistema climático global, representados na Figura 7, destacam-se as trocas que ocorrem entre a atmosfera e a superfície terrestre, continentes e oceanos. Na superfície, verifica-se a orografia, tipo de cobertura do solo (construções), vegetação e os ecossistemas. Sobre a superfície líquida, visualiza-se o acoplamento oceano-gelo, cisalhamento do vento, evaporação, precipitação e outros mais (ISAKSEN et al., 2009).

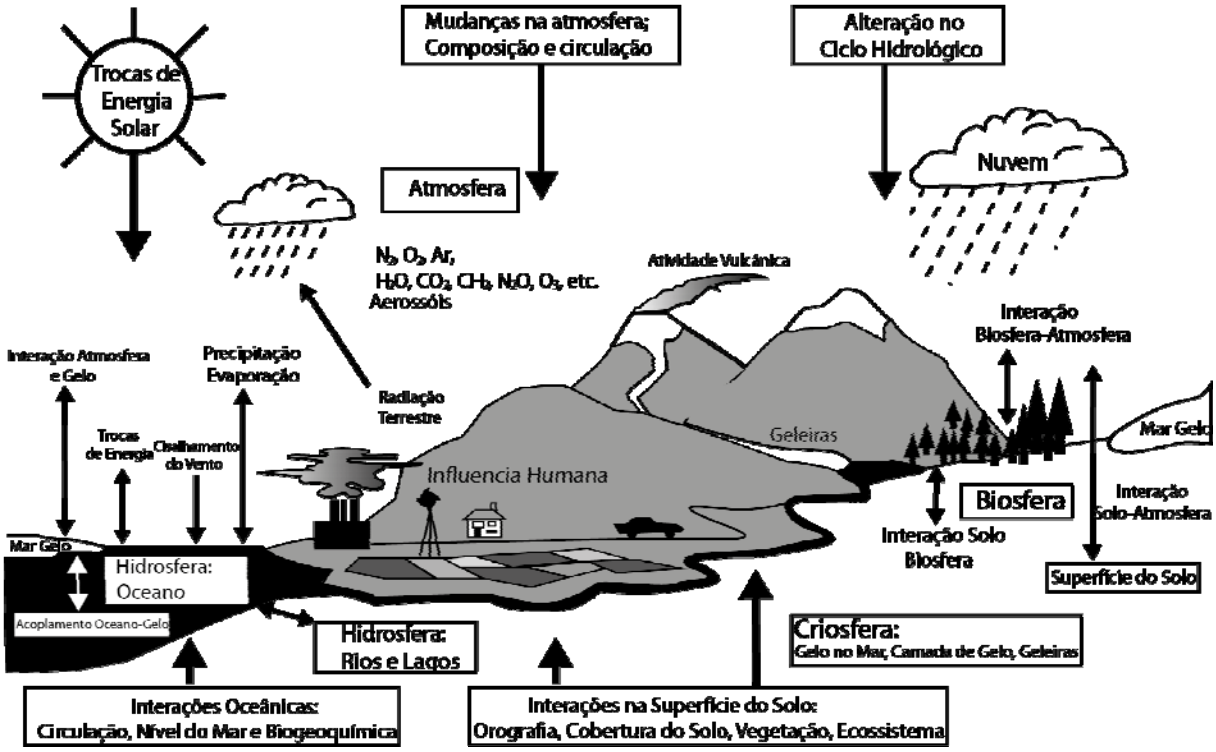

Figura 7. Panorama da esquematização das componentes do sistema climático global, seus processos e interações.
Fonte: Adaptado de Trenberth et al., 1996.

Portanto, a interação entre estes fatores são usualmente não linear, o que significa que as alterações de um desses componentes dificultam o diagnóstico das variabilidades do clima, devido o sistema climático ser altamente não linear (VON STORCH, 1999; ISAKSEN et al., 2009).

Em termos matemáticos, a atmosfera é um sistema caótico, o que significa que pequenas alterações no ciclo climático podem ocorrer grandes e imprevisíveis efeitos no tempo e no clima (ex: temperatura; precipitação). No entanto, este sistema caótico pode ser previsível para uma determinada faixa de periodicidade. Por exemplo, o tempo, que é também um sistema caótico, pode ser previsto com uma melhor exatidão para poucos dias, porém imprevisível para um período de duas semanas ou mais (O'KEEF e KUETER, 2004).

Para representar todos esses processos de alta complexidade dentro do sistema climático, modelos climáticos foram desenvolvidos (VON STORCH, 2005). Estes modelos são representações numéricas através de equações fundamentais que descrevem o comportamento do sistema climático e suas interações através das componentes: atmosfera, oceano e biosfera (VON STORCH, 2005).

Entretanto, essas interações não estão explicitamente representadas pela dinâmica e termodinâmica da atmosfera nas equações básicas (dinâmica, continuidade, termodinâmica, equação de estado) dentro da grade do modelo, sendo necessário ser incluídas através das parametrizações (convecção profunda, convecção rasa, difusão turbulenta, fluxo da radiação de onda longa, fluxo de radiação de onda curta etc.) (BROVKIN, 2002; VON STORCH, 2005; KUELL et al., 2009) (Figura 8).

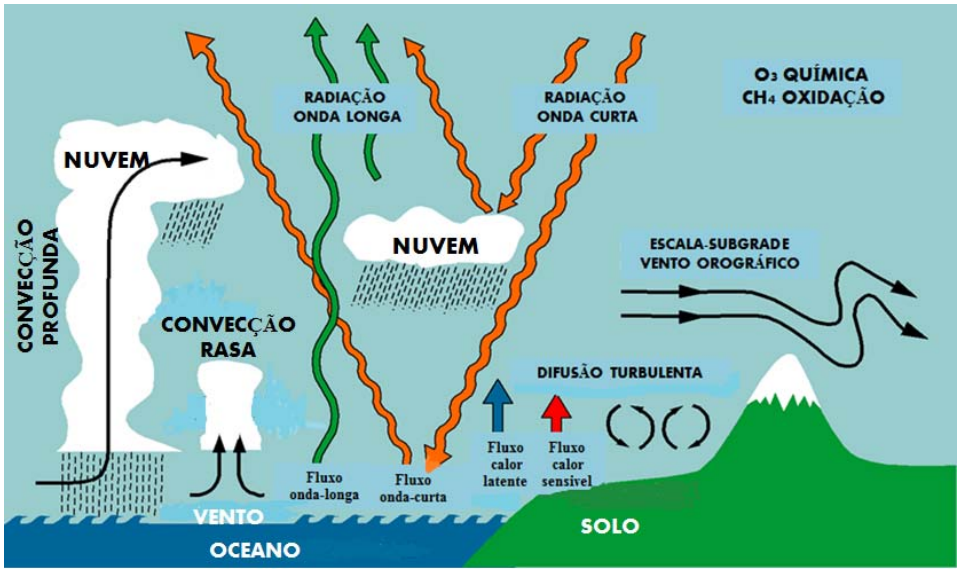

Figura 8. Esquematização dos processos incluídos na parametrização dos modelos climáticos regionais.
Fonte: Adaptado de Brovkin, 2002.

A maioria dos modelos em seus resultados de simulações climáticas não há aproximação com exatidão com as condições reais dos dados observados devido ao problema que relaciona a escala espacial com a escala física em estudo, criando uma dificuldade adicional e limitação aos modelos (LAPRISE, 2008)

Portanto alguns modelos foram ajustados, ou calibrados, para que pudessem fornecer o entendimento dos processos climáticos (ORESKES et al., 1994.;YANG et al., 2002).

Dessa maneira, a proposta de se utilizar modelo de área limitada para estudos climáticos regionais foi originalmente proposta por Dickinson et al. (1993) e Giorgi (1990). Tendo como base a utilização de um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) para simular os padrões de grande escala e, com a saída desse modelo, obter uma distribuição detalhada das variáveis climáticas usando um Modelo Climático Regional (MCR) capaz de absorver e descrever os efeitos locais.

Mais recente, os MCR tem sido acoplado a outros tipos de modelo que possuem outros processos climáticos, como hidrologia, oceano, mar-gelo, química/aerossóis e modelos de interação solo-atmosfera (BONAN et al., 2002; DELIRE et., 2002; SITCH et al., 2003; STEINER et al., 2005; STEINER et al., 2009).

Delire et al., (2002) estudaram a sensibilidade climática para todo o globo, num período de 20 anos, utilizando o modelo Community Climate Model 3 (CCM3) acoplado a dois diferentes modelos de superfície-solo (Integrated Biosphere Simulator- (IBIS) e Land Surface Model-LSM), com resolução de 3,75º x 3,75º. No primeiro aspecto de sensibilidade, encontraram que a presença de lagos e regiões úmidas no CCM3/LSM podem ser responsáveis por cerca de metade da diferença de temperatura no verão nas latitudes médias. Já no segundo aspecto de sensibilidade com o CCM3/IBIS observa-se que o comprimento de rugosidade de superfície pode também explicar parte da diferença de temperatura da superfície do verão nas latitudes médias.

Zanis et al., (2009) investigaram a sensibilidade climática do modelo RegCM3, sobre parte da Europa, para um período de três anos, usando três diferentes tipos de esquemas convectivos, Grell com fechamento de Arakawa-Schuber, Grell com fechamento de Fritsch-Chappel e MIT. A comparação do resultado do modelo mostrou que a temperatura próxima da superfície apresentou um *bias* (viés) frio nas duas configurações de Grell. No entanto este *bias* é significativamente reduzido na simulação quando se utiliza o esquema de MIT, durante o mês de baixa atividade convectiva. Contudo, em termos de precipitação total, não houve diferenças sistemáticas entre os esquemas Grell e MIT ao longo do período de estudo. Porém, a precipitação convectiva total foi maior na simulação utilizando o esquema MIT. Na região central da Europa o esquema MIT simulou maiores precipitações durante a estação quente do que a simulação de Grell, enquanto que para o sul da Europa o aumento da precipitação foi menor e não sistematicamente positiva com a simulação de MIT. Estes fatos evidenciam que a diferença entre os esquemas convectivos é mais intensa na convecção com esquema de MIT.

Em um estudo de sensibilidade climática Tchotchou e Kamga (2010) investigaram a sensibilidade das simulações climáticas para as monções do Oeste da África simuladas com o RegCM3. Os referidos autores utilizaram quatro diferentes parametrizações de convecção (Antes Kuo, Grell com Fritsch-Chappel, Grell com Arakawa Schuber e MIT-Emanuel). As simulações foram utilizadas para o ano seco (1993) e ano chuvoso (1999). O modelo foi integrado num período de cinco meses, iniciando em 1º de maio a 30 de setembro. As

rodadas do modelo foram atualizadas a cada 6 horas com as condições iniciais e de contorno da reanálise do European Centre for Medium-Range-Weather Forecast (ECMWF), usando os dados semanais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) de Reynolds. Os resultados mostraram que as simulações são sensíveis à escolha dos tipos de parametrização e esquema de fechamento, apresentando pouca diferença entre os esquemas para os anos secos e chuvosos. Nenhum esquema de parametrização se apresentou realmente eficaz na simulação da precipitação de monção em todas as áreas da região de estudo.

Steiner et al, (2009) estudaram a simulação climática regional utilizando o modelo RegCM3, acoplado a dois diferentes esquema de superfície (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme-BATS e o Community Land Model 3 – CLM3), em um período de 10 anos (1992-2001), com resolução horizontal de 60 km, para região oeste da África. Os resultados mostraram que as precipitações regionais de monções são altamente sensíveis à parametrização de superfície e à condição de contorno da superfície terrestre. O estudo destacou a importância dos processos de superfície terrestre para uma maior precisão dos resultados das simulações das precipitações regionais.

4.4.1. Processo de redução de escala (downscaling)

Para avaliar os impactos das alterações climáticas usam-se frequentemente modelos de circulação global. No entanto, algumas das variáveis mais relevantes, como por exemplo, as características fisiográficas regionais, encontram-se mal representadas ou mesmo ausentes nos MCGA (WANG et al., 2004). As características fisiográficas regionais e as circulações de menores escalas podem causar significativa influência no clima regional ou local (DICKINSON e KENNEDY, 1992). Podem ser citadas como exemplo as brisas marítima e terrestre, vento de vale e montanha, diferença na cobertura do solo (McGREGOR, 1997).

Em geral, os processos de circulação atmosférica ocorrem em escalas espaciais que não são totalmente resolvidas pela malha dos modelos globais de previsão de tempo ou clima. De modo semelhante os efeitos da topografia ficam bastante suavizados nos modelos globais. Deste modo, utilizam-se as técnicas de transferência da informação gerada pelo MCGA em grande escala para escalas menores. Essas técnicas chamam-se de técnicas de “downscaling”, indicada pela Figura 9. Também são chamadas de redução de escala ou desagregação espacial, que é o processo de se obter informações climáticas

regionais baseadas nas condições climáticas de grande-escala usando Modelos Climáticos Regionais (MCRs) de alta resolução (von STORCH, 2005).

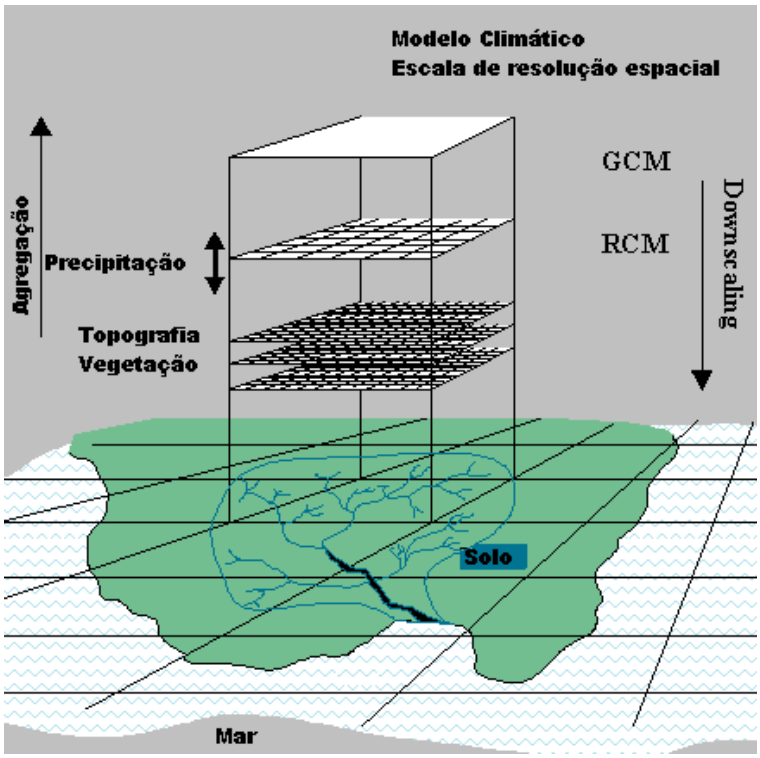

Figura 9. Estrutura de um downscalling dinâmico sobre uma bacia hidrográfica.
Fonte: von Storch, (2000).

As técnicas de redução de escala podem ser enquadradas em duas abordagens distintas conceitualmente:

Redução dinâmica - presentes nos modelos climáticos regionais (MCR), que são modelos numéricos semelhantes aos MCGA, mas com resolução mais refinada de área limitada. Estes são integrados no tempo usando como dados iniciais e condições de fronteiras as simulações dos MCGA (GIORGI, 1991).

Redução Estatística: Baseia-se em observações e análises meteorológicas, relações estatísticas entre os parâmetros do clima local e certo número de predições de larga escala. Essas relações são depois aplicadas aos resultados dos modelos de circulação global com a finalidade de se obter o clima regional e local correspondente ao clima global e cenário de variação climática global (WILBY et al., 1998).

4.5. Principais características da descrição física do modelo RegCM

De acordo com Haltiner e Williams (1980), quando se consideram o clima e a previsão climática conjuntamente, ambas em sua extrema complexidade, devem sofrer uma necessária "redução" dos seus efeitos físicos reais, para que seja possível avaliar os efeitos mais relevantes dos fenômenos em estudo. Normalmente estes procedimentos são realizados por meio de processos de discretização do domínio do mundo real em forma de uma malha ou grade numérica.

Portanto, durante esta transformação da física do mundo real e sua dinâmica atmosférica para a análise numérica pode ser adequadamente representada por malhas numéricas discretizadas em resolução adequada à escala do problema a que se deseja estudar (ELGUINDIN et al., 2011).

4.5.1. Grade Horizontal e Vertical

O sistema de modelagem do RegCM possue quatro componentes: Terrain, ICBC, RegCM e Pós-processamento. O Terrain e o ICBC são duas componentes do pré-processamento. As variáveis do Terreno (elevação, cobertura do solo e temperatura da superfície do mar) e dados meteorológicos em três dimensões isobárica são interpolados horizontalmente a partir de uma malha de latitude-longitude para um domínio de alta resolução para diferentes tipo de projeção (*Mercator Rotated* e *Normal*, *Lambert Conformal* ou *Polar Stereographic)* (DICKINSON et al., 1989).

Para se obter uma grade horizontal, primeiro é introduzido a configuração da grade do modelo. (PAL et al., 2007). O sistema de modelagem normalmente obtém e analisa os dados em superfícies de pressão. Porém este tem de ser interpolado para um sistema de coordenadas sigma antes de ser introduzido no modelo. No sistema de coordenadas sigma os níveis mais baixos seguem contornando o terreno enquanto que a superfície superior é plana (Figura 10).

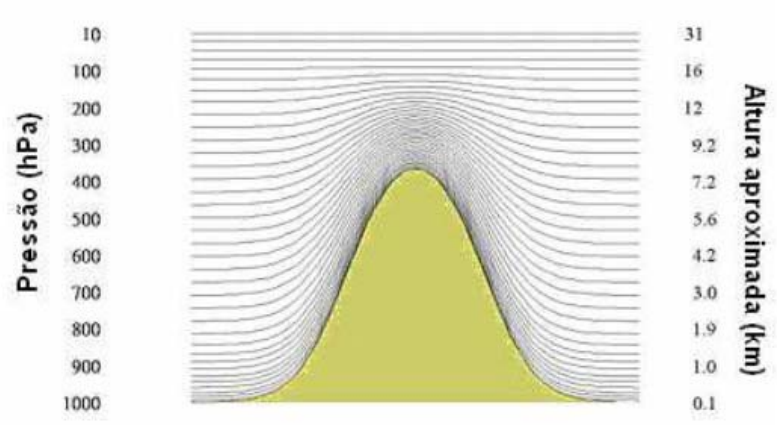

Figura 10. Representação esquemática da estrutura vertical do modelo.
Fonte: (Elguindi et al., 2011).

Os níveis intermediários tendem progressivamente a ser planos a medida que a pressão tende para a pressão no topo. Um parâmetro adimensional é usado para definir os níveis do modelo, onde p é a pressão de referência, p_t é a pressão no topo, p_s é a pressão de referência na superfície.

$$\sigma = \left(\frac{p - p_t}{p_s - p_t} \right) \tag{1}$$

A resolução vertical do modelo é definida por uma lista de valores entre 0 e 1 que não é necessariamente espaçada uniformemente (PAL et al., 2007). A grade horizontal tem um deslocamento Arakawa-Lamb B das componentes de velocidade em relação às variáveis escalares (ELGUINDIN et al., 2011). Este deslocamento é mostrado na Figura 11 onde os escalares são definidos no centro do quadrado da grade enquanto que as componentes de velocidade leste-oeste (u) e norte-sul (v) são definidas nos cantos. Os pontos centrais dos quadrados da grade foram referidos como cruzes, e os pontos dos cantos como pontos. Consequentemente a velocidade horizontal é definida nos pontos. Por exemplo, enquanto são introduzidos dados no modelo, os pré-processadores realizam mais interpolações necessárias para assegurar a consistência da grade. Todas as variáveis são definidas no meio de dois níveis sigma, denominados de níveis meio sigma. (GIORGI e MARINUCCI, 1991).

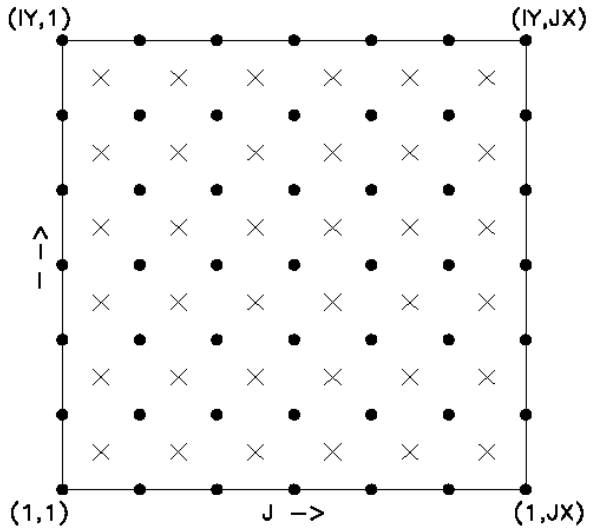

Figura 11. Representação esquemática do deslocamento horizontal Arakawa B.
Fonte: (Elguindi et al., 2011).

A velocidade vertical é calculada nos níveis sigma. Na definição dos níveis sigma listam-se os níveis sigma, incluindo o nível 0 e 1. O número de camadas do modelo é portanto sempre um a menos que o número de níveis sigma (PAL et al., 2007).

4.5.2. Mapa de Projeções e fatores de escala.

O sistema de modelagem tem uma opção para escolha de diferentes projeções. A projeção de Lambert é adequada para as latitudes médias, a projeção Polar para as latitudes altas e projeção de *Mercator Normal* para as baixas latitudes. As direções I e J no modelo não correspondem às direções oeste-este e norte-sul com exceção da projeção *Mercator Normal*. Portanto, o vento observado geralmente tem de ser rotacionado para a grade do modelo, e as componentes *u* e *v* precisam ser rotacionadas antes da comparação com as observações. Estas transformações são calculadas dentro do pré e pós-processamento que prepara os dados na grade do modelo. O fator de escala de mapa m, (PERKEY e KREITSBERG, 1976) é definido por:

$$m = (\text{distância na grade}) / (\text{distância real no globo}) \qquad (2)$$

O seu valor é normalmente próximo de 1 variando com a latitude. As projeções no modelo conservam a forma de áreas pequenas, de forma que $dx = dy$ em

qualquer espaço, porém, o comprimento da grade varia ao longo do domínio de modo a permitir a representação de uma superfície esférica numa superfície plana. Os fatores de escala de Mapa precisam ser calculados nas equações do modelo para quaisquer gradientes horizontal (ELGUINDIN et al., 20011).

4.6. Equações dinâmicas do modelo e a discretização numérica (GRELL et al., 1994).

Nesta seção estão descritas as equações e suas discretizações adotadas pelo modelo RegCM3.

4.6.1 Equações de Momentum Horizontal

A equação de momentum horizontal

$$\frac{\partial p*u}{\partial t} = -m^2\left(\frac{\partial p*uu/m}{\partial x} + \frac{\partial p*vu/m}{\partial y}\right) - \frac{\partial p*u\sigma}{\partial \sigma}$$
$$- mp*\left[\frac{RTv}{\left(p*+p_t/\sigma\right)}\frac{\partial p*}{\partial x} + \frac{\partial \phi}{\partial x}\right] + fp*v + F_H u + F_v u, \qquad (3)$$

$$\frac{\partial p*v}{\partial t} = -m^2\left(\frac{\partial p*uv/m}{\partial x} + \frac{\partial p*vv/m}{\partial y}\right) - \frac{\partial p*v\sigma}{\partial \sigma}$$

$$- mp*\left[\frac{RTv}{\left(p*+p_t/\sigma\right)}\frac{\partial p*}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial y}\right] + fp*u + F_H v + F_v v, \qquad (4)$$

onde u e v são as componentes de velocidade leste e norte, Tv é a temperatura virtual, ϕ é a altura geopotencial, f é o parâmetro de coriolis, R é a constante de gás para ar seco, m é o fator de escala de mapa para as projeções de mapa *Polar Stereographic, Lambert Conformal* ou *Mercator* , $\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial t}$, e F_H e F_V representam os efeitos da difusão horizontal e vertical, e $p*= p_s - p_t$.

4.6.2. Equações da Continuidade e Sigma(σ):

$$\frac{\partial p*u}{\partial t} = -m^2\left(\frac{\partial p*u/m}{\partial x} + \frac{\partial p*v/m}{\partial y}\right) - \frac{\partial p*\sigma}{\partial \sigma} \qquad (5)$$

A integral vertical da equação 5 é usada para obter a variação temporal da pressão na superfície do modelo, que gera a equação 6, descrita abaixo.

$$\frac{\partial p*}{\partial t} = -m^2\left(\frac{\partial p*u/m}{\partial x} + \frac{\partial p*v/m}{\partial y}\right) - d\sigma \tag{6}$$

Depois, para calcular a tendência da pressão na superfície $\frac{\partial p*}{\partial t}$, a velocidade vertical em cooordenadas σ é obtida para cada nível no modelo a partir da integral vertical da equação 5. Obtendo-se a equação 7.

$$\sigma = -\frac{1}{p*}\int_0^{\sigma}\left[\frac{\partial p}{\partial t} + m^2\left(\frac{\partial p*u/m}{\partial x} + \frac{\partial p*v/m}{\partial y}\right)\right]d\sigma', \tag{7}$$

Onde σ' é uma variável de integração e $\dot{\sigma}(\sigma = 0) = 0$.

4.6.3. Equações Termodinâmica e Omega (ω):

A equação termodinâmica é definida:

$$\frac{\partial p*T}{\partial t} = -m^2\left(\frac{\partial p*uT/m}{\partial x} + \frac{\partial p*vT/m}{\partial y}\right) - \frac{\partial p*T\sigma}{\partial \sigma} +$$

$$\frac{RTv\omega}{c_{pm}(\sigma + P_t/p_{ast})} + \frac{p*Q}{c_{pm}} + F_H T + F_v T, \tag{8}$$

Onde c_{pm} é o calor específico para ar úmido à pressão constante, Q é o aquecimento adiabático, $F_H T$ representam o efeito da cisalhamento vertical e ajuste convectivo seco, onde: ω é $\omega = p*\sigma + \sigma\frac{dp*}{dt}$, (9)

Sendo,

$$\frac{dp*}{dt} = \frac{\partial p*}{\partial t} + m\left(u\frac{\partial p*}{\partial x} + v\frac{\partial p*}{\partial y}\right) \tag{10}$$

Onde, a expressão para $c_{pm} = c_p(1 + 0.8q_v)$, onde c_p é o calor específico à pressão constante para ar seco e q_v é a razão de mistura do vapor d'água.

4.6.4. Equação Hidrostática:

A equação hidrostática é usada para obter as alturas geopotenciais a partir da temperatura virtual T_v,

$$\frac{\partial \phi}{\partial \ln(\sigma + p_t / p^*)} = -RT_v \left[1 + \frac{q_c + q_r}{1 + q_v} \right]^{-1} \tag{11}$$

onde $T_v = T(1+0.608q_v)$, q_v, q_c e q_r são as razões de vapor d'água, água da nuvem ou gelo, água da chuva ou neve e razão de mistura.

4.7. Parametrizações Físicas (Esquema Radiativo)

O RegCM usa o esquema de radiação da National Center of Atmospheric Research Community Climate Model3 (NCAR CCM3), descrito por Kiehl et al. (1996). Neste esquema são calculadas separadamente as taxas de aquecimento e fluxos na superfície de radiação solar infravermelho sob condições de céu claro e nublado. A componente solar considera os efeitos dos gases O_3, Vapor d'água, CO_2 e O_2. Neste caso, segue-se a aproximação de δ-Eddington em 18 intervalos espectrais entre 0,2 e 5μm (FRITSCH et al., 1980; TRENBERTH et al.,2004). A parametrização do espalhamento e absorção por nuvens considera as propriedades ópticas das gotículas de nuvens, como profundidade óptica de extinção, albedo simples de espalhamento e parâmetro de assimetria, são expressas em termos de conteúdo de água líquida e raio efetivo das gotículas. Quando nuvens cumulus são formadas, a cobertura fracional de nuvem é tal que a cobertura total da coluna desde a base até o topo da nuvem é função do espaçamento horizontal entre os pontos de grade. O conteúdo da água da nuvem é diferente para nuvens baixas e médias, e a espessura de uma camada nublada é a mesma das camadas do modelo entre a base e o topo da nuvem. Os cálculos de transferência radiativa na banda do infravermelho incluem as contribuições dos gases O_3, Vapor d'água, CO_2 e nuvens (ANTHES, 1977).

4.7.1. Modelos de Superfície de Solo

4.7.1.1. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS)

O BATS foi desenvolvido para descrever o papel da vegetação e a interação da umidade do solo nas trocas superfície-atmosfera de momentum, energia e vapor d'água

(Dickinson et al., 1993). O modelo possui uma camada de vegetação, uma cama de neve e uma de solo com 10 cm de espessura, uma zona de raiz com 1-2m de espessura, e uma terceira camada de solo com 3m de profundidade (Figura 12) (DICKINSON et al., 1986).

Equações prognósticas são resolvidas para temperaturas da camada do solo usando o método da força-restauradora de Deardoff (1978). A temperatura da folhagem do dossel é calculada pela equação do balanço de energia incluindo os fluxos de calor sensível, latente e radiação.

Os cálculos de hidrologia do solo incluem equações preditivas para o conteúdo de água no solo nas três camadas de solo. Estas equações possuem o cálculo para precipitação, neve, gotejamento da folhagem no dossel, evapotranspiração, escoamento superficial, infiltração a baixo da zona de raiz e troca difusiva da água entre as camadas de solo.

A equação do movimento da água no solo é obtida dos resultados de modelos de solo de alta resolução (DICKINSON, 1993) e as taxas do escoamento superficial na superfície são expressas como função da taxa de precipitação e grau de saturação da água no solo. A precipitação é considerada neve se a temperatura estiver a baixo de -2º C.

O fluxo de calor sensível, vapor d'água e fluxo de momentum na superfície são calculados usando a formulação do coeficiente de arrasto de superfície baseado na teoria de similaridade da camada de superfície. (ELGUINDIN et al., 2011). O coeficiente de arrasto depende do comprimento de rugosidade de superfície e da estabilidade atmosférica na camada de superfície. A taxa da evapotranspiração de superfície depende da disponibilidade de água no solo.

Na presente tese este modelo conceitual será utilizado como referência de interpretação dos fenômenos físicos envolvidos na interação bioma-atmosfera.

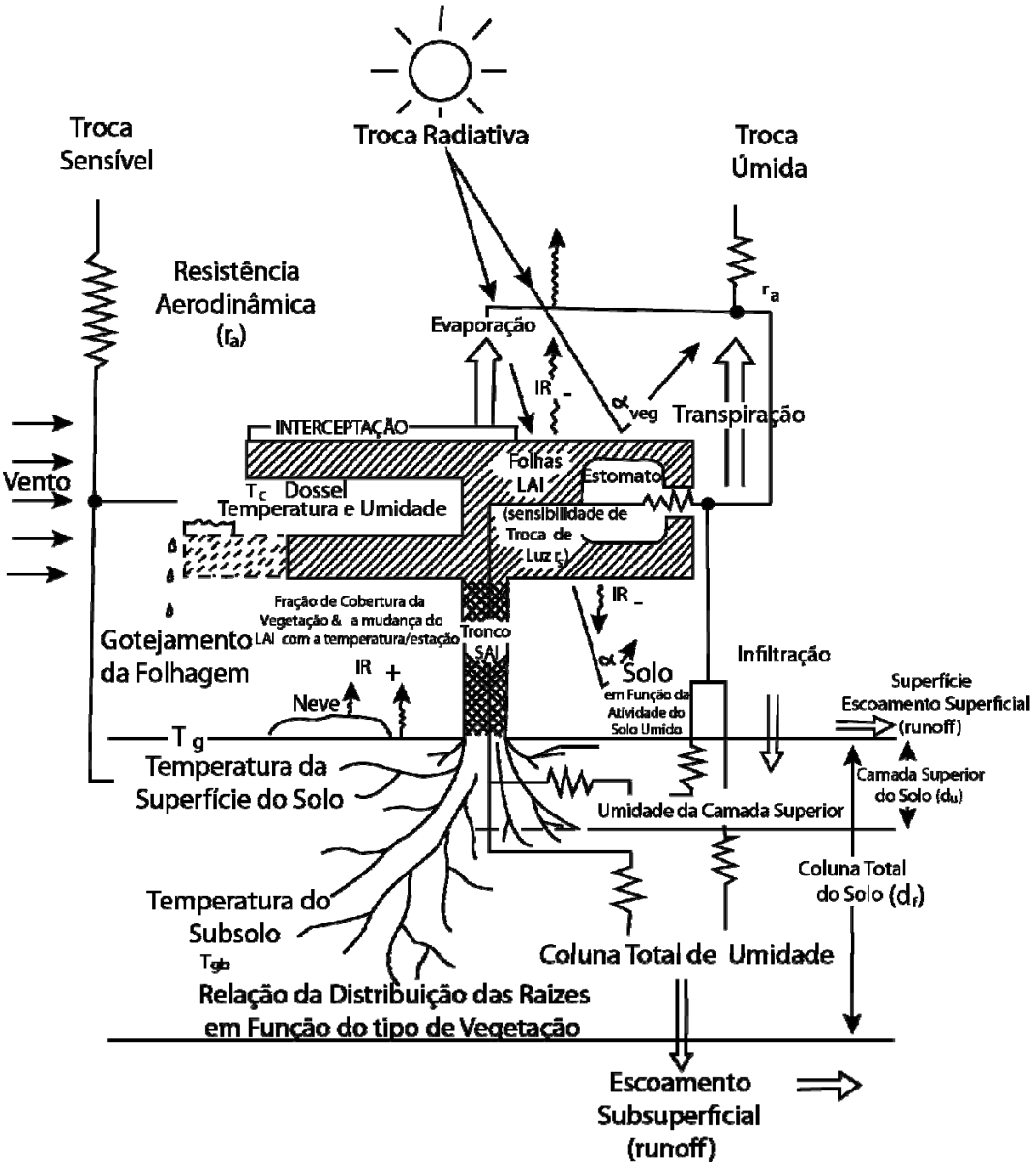

Figura 12. Esquema da parametrização da interação Solo-superfície-atmosfera.

Fonte: Adaptado de Dickinson et al., (1986).

O Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) possui as seguintes especificações, (a) determina a fração da radiação solar incidente absorvida por diferentes tipos de superfície e suas trocas no canal infravermelho, (b) calcula a transferência de momento, calor sensível e umidade entre a superfície terrestre e as camadas atmosféricas, (c) determina valores para o vento, umidade e temperatura do ar, no nível da cobertura da vegetação e superfície e (d) determina (sobre a terra e mar) valores de temperatura e umidade na superfície terrestre.

Posteriormente foi incluído também determinação da quantidade de umidade no

solo, o excesso de água de escoamento superficial (*runnof*) e o estado físico da umidade na superfície, ou seja, se é gelo ou água (DICKINSON et al., 1986).

Este esquema de superfície apresenta 20 tipos de vegetação, tal como mostrado no quadro 1. Em detalhe, este esquema, exerce um forte controle sobre o fluxo diurno médio da água e energia, sendo que suas características físicas mais importantes são (a) absorção da radiação solar e consequente sombreamento no solo, (b) troca de calor sensível e latente com a atmosfera e (c) a presença de umidade na cobertura terrestre. Esta umidade é resultado da água formada pelo orvalho ou pela interceptação da chuva (DEARDORFF, 1978).

Quadro 1 - Classe de vegetação e cobertura do solo no BATS

1.	Predominância Agrícola
2.	Gramíneas Baixa
3.	Floresta de coníferas
4.	Floresta de coníferas decidual
5.	Floresta estacional decidual
6.	Floresta Ombrófila Densa
7.	Gramíneas Alta
8.	Deserto
9.	Floresta de planície do ártico
10.	Agricultura irrigada
11.	Semideserto
12.	Gelo / Glaciar
13.	Região Pantanosa / Alagada
14.	Água interior do solo
15.	Oceano
16.	Arbusto Perene
17.	Arbusto Decidual
18.	Mosaico de floresta e pastagem
19.	Mosaico de pastagem e floresta
20.	Composição de água e solo

Portanto, o Quadro 1 apresenta as diferentes classes de vegetação para todo o globo que estão inseridas no esquema de superfície (BATS) que, por sua vez, está acoplado ao modelo regional (RegCM3).

4.7.1.2 Albedos

Para cada ponto de grade do solo, três outras variáveis são definidas em uma sub-rotina ALBEDO, albedo solar visível da vegetação ($\lambda < 0{,}7\mu m$), albedo infravermelho - proximo da vegetação ($\lambda < 0.7\mu m$) e albedo do solo. Gates et al. (1965) fornecem albedos

spectrais das folhas. Albedo no infravermelho próximo para vegetação não pode ser inferido a partir de albedos das folhas devido a alta refletividade (~50%) e transmissividade que essa superfície contém (DICKSON, 1993). A divisão dentro dos fluxos no visível e do infravermelho próximo é baseada nos dados de TUCKER e MILLER (1977); FULLER e ROSE (1979).

4.7.1.3 Temperatura do Solo

A base da temperatura do solo pode ser descrita por Dickinson (1988) que generalizou o método da força restauradora de Deardorff (1978), onde

$\lambda =$ Condutividade termal

$\nu_d = {2\pi}/{86400}$ Freqüência diurna

$\nu_a = {\nu_d}/{365}$ Freqüência sazonal

$\Delta t =$ Intervalo de tempo em segundos

$h_s = \left(S_g + F_{IR}^{\downarrow} - F_{IR}^{\uparrow} - F_S - L_{v,s}F_q - L_f S_m\right)$ é a troca de energia na superfície do solo, onde

$S_g =$ Fluxo solar absorvido do solo nu da superfície terrestre

$F_{IR}^{\downarrow} - F_{IR}^{\uparrow} =$ Troca do fluxo no IR (onda longa) da atmosfera para o solo nu

$F_s =$ Fluxo do calor sensível do solo para a atmosfera

$F_q =$ Fluxo de umidade do solo para a atmosfera

$L_{v,s} =$ Calor latente de evaporação ou sublimação

$L_f =$ Calor latente de fusão

$Q_{sf} = L_f W_{m2c1} / \left(\rho_s c_s d_1 c_2\right)$ é a taxa da troca de temperatura do subsolo devido o degelo ou congelamento

S_m = Taxa do derretimento da neve

4.7.1.4. Fluxo de Energia com vegetação

- **Parametrização das variáveis na folhagem**

Uma superfície de vegetação por unidade de área de solo consiste de especificação da transpiração da superfície pelo índice de área foliar, (L_{AI}) e especificação de superfícies sem transpiração (incluindo vegetação seca) pelo índice de área do tronco (S_{AI}). O S_{AI} é constante para cada tipo de solo, onde o L_{AI} tem uma variação sazonal, usando a mesma dependência na temperatura do subsolo como foi usado para σf, de acordo com a equação 12.

$$L_{AI} = L_{AI}^{MIN} + F_{SEAS}\left(T_{g2}\right) \times \left(L_{AI}^{MAX} - L_{AI}^{MIN}\right), \qquad (12)$$

Para incluir a evaporação a partir de folhas e troncos úmidos, segue-se a sugestão de Deardorff (1978) para definição da área fracional da cobertura das folhas pela água como pode ser visto pela equação (13)

$$\tilde{\tilde{L}}_W = \left(\frac{W_{dew}}{W_{DMAX}}\right)^{2/3}, \qquad (13)$$

onde W_{dew} é o total de água interceptada pelo dossel e W_{DMAX} é o máximo de água que o dossel pode conter. Sendo esta mesma expressão usada para os troncos. A fração L_d da superfície da folhagem livre para transpirar é definida por

$$L_d = \left(1.0 - \tilde{L}_w\right)\frac{L_{AI}}{L_{SAI}} \qquad (14)$$

Os valores usados para definir o L_{AI} e o S_{AI} basearam-se nos parâmetros de cobertura do solo. Já os valores para pastagem foram obtidos a partir de Ripley e Redman (1976). Outros valores foram baseados em uma variedade de entradas. O S_{AI} = 0.5 da classe 1 (cropland) corresponde ao 0,1 usado por Deardoff (1978) para S_{AI}/L_{AI}.

A magnitude do vento dentro da camada de folhagem é dada por

$$U_{af} = V_a C_D^{1/2} \tag{15}$$

- **Interceptação da precipitação e do orvalho pela vegetação**

Quando chove a superfície vegetada fica coberta com uma fina camada de água antes do gotejamento direto e em seguida a água escorre pelo caule até o solo. Esta água pode reevaporar para o ar. Similarmente, a formação do orvalho na noite pode manter a folhagem fria pela manhã e conter a transpiração (OLIVEIRA et al., 2011). Valores típicos para reevaporação da interceptação das chuvas estão numa escala de 10 a 50% de precipitação, o que depende da intensidade da chuva (BONAN, 2008). Supõe-se que ocorre o mesmo tipo de armazenamento pela vegetação tanto para a água líquida como para gelo. Considera-se o armazenamento máximo de água de 0,0001m x L_{SAI}. O armazenamento de água por unidade de área da superfície terrestre pode ser calculado a partir da precipitação incidente e a diferença entre a transpiração e o fluxo de água para a superfície da planta, de acordo com a equação (16):

$$\frac{\partial W_{dew}}{\partial t} = \sigma_f P - E_f + E_{tr} \tag{16}$$

Se $W_{dew} > W_{DMAX} = 0.0001 \times \sigma_f \; L_{SAI,}$ então W_{dew} é igual a W_{DMAX} e o excesso de umidade da folha é adicionado para a precipitação sobre o solo, podendo ser água ou neve.

- **Fluxos nas folhas**

O fluxo de água a partir de folhagem seca segue as mesmas considerações anteriores. Porém, a resistência do fluxo de água pelos estômatos precisa ser considerada. A água na folhagem úmida (folhas e troncos) evaporam por unidade de área úmida de acordo com a equação (17):

$$E_f^{WET} = \rho_a r_{\ell a}^{-1} \left(q_f^{SAT} - q_{af} \right) \tag{17}$$

onde q_f^{SAT} é a umidade específica de saturação do vapor d'água para uma temperatura T_f da folhagem, q_{af} é a taxa da umidade específica do vapor d'água do ar dentro do dossel, e r_{la} é a resistência aerodinâmica da umidade e o fluxo de calor da camada limite molecular da

folhagem por unidade de área projetada na folha. Multiplicando a Equação (17) pelo L_{SAI} obtém-se o fluxo total da superfície úmida. A equação (17), se negativa, fornece a taxa de armazenamento do orvalho na folhagem úmida.

A condutância para calor e fluxo do vapor nas folhas é dado por

$$r_{\ell a}^{-1} = C_f \times \left(U_{af} / D_f\right)^{1/2} \tag{18}$$

Onde $C_f = 0{,}01$ m $s^{-1/2}$, D_f é a dimensão das folhas na direção do escoamento do vento, e U_{af} é a magnitude da velocidade do vento incidente nas folhas. A equação (17) nos fornece a evaporação em cada superfície dentro do dossel; uma diferente definição da equação (18) pode ser necessária para aplicação para os troncos. Nestes casos, é considerado também que a equação (17) pode ser aplicada para um dossel inteiro.

O fluxo de calor a partir da folhagem é dado por

$$H_f = \sigma_f L_{SAT} r_{\ell a}^{-1} \rho_a C_p \left(T_f - T_{af}\right) \tag{19}$$

O fluxo E_f da superfície do dossel sendo apenas parcialmente úmido, com fração úmida é denominada de $\tilde{L}_w$; decorrendo da equação (16) como

$$E_f = r'' E_f^{WET} \tag{20}$$

Onde, $$r'' = 1 - \delta\left(E_f^{WET}\right)\left[1.0 - \tilde{L}_w - L_d\left(\frac{r_{\ell a}}{r_{\ell a} + r_s}\right)\right] \tag{21}$$

Onde r_s é a resistência dos estômatos, $\tilde{L}_w$ foi definido pela equação 11, e L_d foi definido pela equação 14, onde δ é uma função, sendo um para argumento positivo e zero para zero ou argumento negativo. A fração da área úmida sobre folhagem sem transpiração é considerada como a mesma para a folhagem com transpiração.

A transpiração E_{tr} ocorre apenas em superfícies de folha seca, sendo apenas externa, como pode ser visto pela equação (22).

$$E_{tr} = \delta\left(E_f^{WET}\right) L_d \left(\frac{r_{\ell a}}{r_{\ell a} + r_s}\right) E_f^{WET} \tag{22}$$

- **Resistência dos Estômatos**

O vapor d'água é mantido ou muito próximo do valor de saturação. Caso contrário as células das folhas podem desidratar e a folha murchar. A resistência r_S da passagem da água de dentro para fora da folha depende grandemente do tamanho, distribuição e abertura dos estômatos. Algumas difusões da água ocorrem através das cutículas das folhas, e podem ser o primeiro caminho para transpiração quando o estômato está fechado. Em geral a abertura dos estômatos faz com que haja trocas com vários parâmetros ambientais, incluindo a inabilidade das raízes para suprir adequadamente a demanda da transpiração.

O fator resistência do estômato é dado pela equação (23)

$$r_s = r_{s\min} \times R_f \times S_f \times M_f \times V_f \tag{23}$$

Onde, R_f dá a dependência de r_S na radiação solar. O fator R_f varia entre 1 para o sol intenso e r_{smax} / r_{smin} para noite, onde r_{smax} é a resistência cuticular das folhagens.

Admite-se que R_f é dado pela expressão (24a).

$$R_f = \frac{1+f}{f + r_{s\min}/r_{s\max}} \tag{24a}$$

Onde, $f = F_V / F_{VC}$ com r_{smax} = 5000 sm^{-1}, F_V = fluxo da radiação solar no visível e F_{VC} é o fluxo solar visível para que R_f seja o dobro do valor mínimo. Valores presentes no modelo são F_{VC} = 30 W m^{-2} para árvores, e F_{VC} = 100 W m^{-2} para pastos e culturas. A dependência da resistência dos estômatos no déficit de pressão de vapor d'água é dado pela equação (24b).

$$V_f = 1/\max(0.1, 1 - 0.025 v_{pd}) \tag{24b}$$

Onde, v_{pd} é a saída da pressão de vapor de saturação dentro da folha sendo estimado pela equação (24c).

$$v_{pd} = (1 - r'')(q_s - q_{af})(1000/0.622) \tag{24c}$$

O inverso da equação (24a) é uma média sobre o número das camadas no dossel (I_{max} = 4) que recebe diferentes quantidades de radiação dos fluxos de radiação solar difusa e

direta, desprezando o espalhamento dentro do dossel (uma vez que as diferentes camadas contribuem, em paralelo, com a resistência, que é a condutância média).

Deste modo, temos a equação (24d).

$$1/R_f = \sum_{i=1}^{I_{\max}} \frac{\dfrac{f_i + r_{s\min}/r_{s\max}}{1+f_i}}{} \Big/ I_{\max} \qquad (24d)$$

Onde f_i é a soma das contribuições incidentes para f da radiação direta e difusa na camada

$$f_i = f_{iI} + f_{iD} \qquad (24e)$$

Para as camadas no topo do dossel,

$$f_{iI} = (1 - T_L) F_{vi} / F_{vc}\, I_{\max} / L_{SAI} \qquad (24f)$$

$$f_{iI} = (1 - T_{LD}) F_{viD} / F_{vc}\, I_{\max} / L_{SAI} \qquad (24g)$$

Onde F_{vi} é o raio incidente visível direto e F_{viD} é a radiação difusa correspondente e T_L é a transmitância da camada da radiação direta, omitindo os troncos,

$$T_L = \exp\left[-G^L L_{SAI} / \mu I_{\max}\right] \qquad (24h)$$

Onde G^L é a média do fator de projeção da folha (adota-se $G^L = 5$) e μ = cosseno do zênite solar. A transmitância difusa é a mesma da eq.(24h) com $\mu = 0.5$.

O fator de umidade M_f depende da umidade do solo e da habilidade das raízes das plantas para reter água do solo em um certo nível de umidade das raízes. Inicialmente, $M_f = 1$, se a transpiração das plantas exceder o valor máximo, dependendo da umidade do solo, M_f aumenta a transpiração sendo mantido o valor máximo.

- **Balanço de Energia do solo e do dossel da vegetação**

O ar dentro do dossel tem a capacidade calorífica e o fluxo de calor a partir da folhagem H_f e partir do solo H_g,, os quais devem ser balanceados pelo fluxo de calor para a atmosfera H_a, dado pela equação (25).

$$H_a = H_f + H_g \tag{25}$$

Onde o fluxo para atmosfera é dado pela equação (26)

$$H_a = \rho_a \sigma_f C_p C_D V_a \left(T_{af} - T_a\right) \tag{26}$$

O fluxo dentro do solo é dado pela equação (27)

$$H_g = \rho a Cp \left[C_{SOILC} \sigma_f U_{af}\right]\left(T_{g1} - T_{af}\right) \tag{27}$$

- **Temperatura da Folha**

A equação da conservação de energia nas folhagens é dado pela equação (28)

$$R_n\left(T_f\right) = LE_f\left(T_f\right) + H_f\left(T_f\right) \tag{28}$$

Onde R_n é a radiação absorvida pela folhagem. A equação (28) é resolvida para a temperatura de folhagem T_f pelo processo interativo de Newton-Raphson (CONDIT, 1970). Na formulação do modelo, a emissividade do solo e da folhagem é admitida como única. A folhagem é admitida como tendo a capacidade calorífica zero e a transpiração da energia respiratória e fotossintética é desprezada. A troca da radiação termal infravermelho (onda longa) proveniente do solo foi aproximada pela equação (29)

$$4\sigma \mathrm{T}_{g1}^3\left(\mathrm{T}_f - \mathrm{T}_{g1}\right) \tag{29}$$

Sendo que a troca líquida do dossel para a atmosfera é obtido pela equação 30.

$$4\sigma\left(1-\sigma_f\right)\mathrm{T}_{g1}^3\left(T_f - T_{g1}\right) + F_{RLNK}\,, \tag{30}$$

onde F_{RLNK} é calculada na rotina da radiação do BATS sendo $\sigma\left[\sigma_f T_f^4 + \left(1-\sigma_f\right)T_g^4\right] - F_{LW}$. A radiação solar absorvida S_{qf} é obtida na rotina da radiação solar incidente e o albedo do dossel é obtido pela sub-rotina ALBEDO.

- **Fluxos da fração não-vegetada**

Os fluxos de calor sensível e latente da fração não-vegetada da superfície do solo F_{BARE} e Q_{BARE} são dados pela equações 31a, 31b e 32.

$$F_{BARE} = W_G \left(T_{g1} - T_s\right) \tag{31a}$$

$$Q_{BARE} = W_G \left(q_g - q_s\right) \tag{31b}$$

$$W_G = C_D \left(1 - \sigma_f\right)\left\{\left(1 - \sigma_f\right)V_a + \sigma_f \left[X_B Uaf + \left(1 - X_B\right)V_a\right]\right\} \tag{32}$$

Onde, $X_B = \min(1, R_{OUGH})$

- **Umidade do Solo com vegetação**

Na presença de vegetação a umidade do solo e a cobertura de neve as equações utilizadas são:

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = P_r\left(1 - \sigma_f\right) - R_s + \gamma_{w1} - \beta E_{tr} - F_q + S_m + D_w \tag{33}$$

$$\frac{\partial S_{rw}}{\partial t} = P_r\left(1 - \sigma_f\right) - R_s + \gamma_{w2} - E_{tr} + S_m + D_w \tag{34}$$

$$\frac{\partial S_{tw}}{\partial t} = P_r\left(1 - \sigma_f\right) - R_w - E_{tr} - F_q + S_m + D_w \tag{35}$$

$$\frac{\partial S_{sw}}{\partial t} = P_s\left(1 - \sigma_f\right) - F_q + S_m + D_w \tag{36}$$

Onde β = a fração da transpiração da camada de cima do solo, D_w é a taxa de excesso de gotas de água da folhagem por unidade de área do solo, D_s é a taxa correspondente para cada excesso de queda de neve das folhas, e $R_w = R_s$+_R_G é o escoamento superficial (*runnof*) total.

As descrições abordadas acima, são as principais interações vegetação-atmosfera que o esquema de superfície (BATS) executa nas rotinas numéricas do modelo climático regional RegCM3.

Modelos complexos desta natureza são difíceis de avaliar devido a presença de uma série de parâmetros físicos (momento e cisalhamento do vento) entre a superfície terrestre e a camada atmosférica, termodinâmicos (temperatura e umidade da superfície líquida e sólida, calor sensível, umidade, radiação de onda longa e curta), biológicos (profundidade das raízes)

e ecológicos (variação espacial da estrutura da vegetação (NEVES et al., 2011). Destacam-se, por exemplo, as texturas do solo, variações de profundidade da raiz da vegetação, variações espaço-temporais da precipitação, processos hidro-meteorológicos que envolvem interceptação, percolação, evapotranspiração, etc, necessitam ser parametrizados para que os resultados sejam confiáveis (NEVES et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2011).

O estudo das interações atmosfera-vegetação são fundamentais para gerar conhecimento sobre os processos hidrometeorológicos e sua relação com os impactos antrópicos envolvendo grandes áreas representativas na Amazônia.

Portanto, a metodologia utilizada para avaliar como estas complexas interações ocorrem em resposta à mudança ou substituição da vegetação em áreas focais do Estado do Amapá (Norte, Centro e Sul) está descrita no capítulo seguinte, considerando os aspectos mais importantes do modelo conceitual e as equações empregadas, bem como as coleta de dados, resolução da grade, domínio do modelo, escolha da área representativa para substituição de vegetação, período sazonal, condições iniciais e de contorno, testes entre duas parametrizações convectiva (Grell e Mit-Emanuel), e finalmente simulações para estações seca e chuvosa separadas por trimestres para avaliar evolução sazonal da precipitação.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1. Base de Dados

5.1.2. Dados de Precipitação utilizados para validação do modelo

A ausência de uma maior cobertura espacial de estações meteorológica, distribuída em toda região norte do Brasil, impede um melhor monitoramento das precipitações pluviométricas e eventos extremos que ocorrem na região. Em decorrência disto, os dados usados neste estudo observacional e na comparação com os resultados da modelagem numérica do RegCM3, tiveram como base os dados precipitação diária do *Climate Prediction Center* (CPC), com resolução espacial 0.5º x 0.5º latitude por longitude, no período de 1979 a 2010, disponível em: ftp.cpc.ncep.noaa/gov/precip/CPC_UNI_PRCP. Chen et al., (2008) apresentam uma descrição detalhada das técnicas utilizadas para calibração destes dados.

Foram também utilizados os dados do algoritmo 3B42 do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). O 3B42 gera estimativa de precipitação de três em três horas com resolução de 0,25º x 0,25º. O período dos dados de precipitação do TRMM utilizados para esta pesquisa foi para os anos de 1998 a 2010. O TRMM é o satélite mais bem equipado em termos de instrumentos para estimativa de precipitação, fornecendo estimativas mais precisas do que as técnicas indiretas, baseadas em imagens de outros satélites Collischonn et al., 2007. Nicholson (2005) afirma que o projeto TRMM resultou em medidas consideravelmente mais confiáveis do que as estimativas existentes anteriormente.

As bases de dados (CPC; TRMM) são frequentemente utilizados em diversos trabalhos científicos do globo para o aspecto do clima e do tempo. Portanto, totalmente adequado para suprir a necessidade desta pesquisa.

As condições iniciais e de fronteira para as simulações numéricas foram obtidas a partir das reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996). Estas análises possuem resolução horizontal de 2,5º x 2,5º de latitude por longitude e resolução temporal de 6 em 6 horas (00:00; 06:00; 12:00 e 18:00 UTC).

As variáveis utilizadas foram altura geopotencial, temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade relativa do ar, pressão atmosférica bna superfície e temperatura da superfície do mar (TSM). A TSM utilizada foi mensal descrito em Reynolds et al. (2002).

Para as simulações com o modelo regional RegCM3 utilizou-se os arquivos globais de topografia e cobertura vegetal fornecidas pelo United States Geological Survey (USGS) e Global Land Cover Characterization (GLCC), respectivamente. Estes dados encontram-se disponíveis em http://edcdaac.usgs.gov/glc/glcc.html.

5.2. Modelo Climático Regional

Os modelos climáticos regionais são ferramentas para realizar estudos climáticos de determinada região com alta resolução horizontal. Possuem diversos códigos no formato de linguagem de programação computacional baseados em equações matemáticas fundamentais que descrevem o movimento, termodinâmica e a transferência radiativa que ocorre na atmosfera (GIORGI e MARINUCCI, 1991; LAPRISE, 2008).

5.2.1. Descrição do Modelo RegCM3

O RegCM3 é a terceira geração de modelagem climática regional originalmente desenvolvida no NCAR (DICKINSON at al.,1993). O modelo é uma versão melhorada da versão 2.5 (RegCM2.5) descrito por Giorgi e Mearns (1991). Estas melhoras consistiram na representação física da precipitação, superfície continental, química da atmosfera e aerossóis.

Porém, mudanças importantes no desempenho do modelo têm sido realizadas, no pré-processamento, execução e pós-processamento (PAL et al., 2007). Basicamente o ITCP RegCM3 é um modelo de área limitada, em coordenada vertical sigma e grade horizontal de Arakawa-Lamb B, com as equações primitivas para fluido compressível e hidrostático.

O RegCM3 usa o esquema de superfície *Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme* (DICKINSON et al., 1993) para incorporar os processos de superfície, considerando a presença de vegetação em cada ponto de grade e sua interação com as camadas de solo nas trocas turbulentas de momentum, energia e vapor d'água entre a superfície e a atmosfera. O transporte turbulento dessas quantidades resulta do produto entre o respectivo gradiente vertical e o coeficiente de difusão vertical turbulenta segundo as correções para turbulência não local proposta por Holtslag et al. (1990).

Para transferência Radiativa o modelo utiliza o mesmo esquema da *Community ClimateModel* 3 (KIEHL al., 1996). Neste esquema as taxas de aquecimento e fluxos na superfície para radiação solar e infravermelho sob condições de céu claro e nublado são calculados separadamente. Os cálculos de transferência radiativa consideram os efeitos dos

gases CO_2 e O_3 no infravermelho e vapor de água, bem como dos gases CO_2, O_3 e O_2 e vapor de água para radiação solar. O esquema inclui também as contribuições dos gases de efeito estufa (NO_2, CH_4, CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Para representar a precipitação em grande escala (PAL et al., 2007) foi aplicado o esquema *SUB-grid-EXplicit moisture scheme* (SUBEX). O SUBEX considera formação de água na nuvem, advecção e mistura turbulenta, re-evaporação em condições sub-saturadas, adição e conversão para precipitação através de um termo de auto-conversão.

No presente trabalho foram utilizados dois tipos de parametrização convectiva presentes no modelo. A primeira parametrização utilizada foi a de Grell (GRELL, 1993), em que a convecção de cumulus é representada por correntes ascendentes e descendentes que só se misturam com o ar ambiente na base e no topo das correntes. Os perfis verticais de aquecimento e umedecimento são derivados da liberação de calor latente associada com os fluxos de massa nas correntes ascendentes/descendentes e movimento vertical de compensação. Neste trabalho, foi utilizado o fechamento de Fritsch-Chapell, o qual considera que a energia de flutuação disponível ocorre numa escala de tempo de 30 minutos.

A segunda parametrização é a de MIT-Emanuel (EMANUEL, 1991), a qual considera que a mistura das nuvens é um fenômeno altamente não homogêneo que consiste de fluxos convectivos baseados em um modelo ideal de correntes descendentes e ascendentes na escala de sub-nuvem. A convecção é provocada quando o nível de neutralidade é maior do que o nível da base da nuvem. Entre esses dois níveis, o ar é levantado e uma fração da umidade condensada é convertida em precipitação enquanto a fração restante é convertida em nuvem (SOUZA et al., 2009; LOPES, 2009).

5.3 Configuração das Simulações e Área de Estudo

Para a presente pesquisa a dimensão da grade do RegCM3 configurada para a região do Estado do Amapá foi de 70 × 70 pontos de latitude e longitude, com resolução horizontal de 30 x 30 Km, centrado em (1.5°N:52.0°W) (Figura 14), com 18 níveis na vertical (sendo 7 níveis abaixo de 800 hPa) e usando projeção Mercator Normal, indicada para as baixas latitudes.

Foram realizadas 104 simulações com o RegCM3 (para estação chuvosa e seca), para cada um dos esquemas de precipitação convectiva (Grell e MIT-Emanuel) no período de 1998 a 2010. Em seguida, descartou-se o esquema de Grell, pois este, mostrou-se

muito inconsistente com aos dados do TRMM e CPC.

As simulações foram iniciadas em 01 de novembro e finalizadas em 31 de maio do ano seguinte, na estação chuvosa. Do mesmo modo, foram iniciadas em dia 1 de maio com finalização em 30 de novembro, na estação seca, considerando o tempo de "*spin-up*" (tempo de ajuste do modelo) o primeiro mês da integração.

Como critério de sazonalidade foram definidos e analisados os trimestres dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), março-abril-maio (MAM), junho-julho-agosto (JJA) e setembro-outubro-novembro (SON). Doravante, esta nomenclatura será utilizada como definição ou classificação do período a ser analisado.

Na primeira etapa foram realizadas as simulações climáticas para o período seco e chuvoso com o esquema de superfície original (BATS) originalmente presente no modelo RegCM3 para as duas parametrizações convectivas (Grell e MIT).

Na segunda etapa foi realizada a calibração do modelo para o aspecto do esquema de superfície (BATS). Ou seja, a cobertura vegetal original foi modificada (Figura 13) com base no mapa de vegetação do IBGE (IBGE, 2004) disponível no site ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/. Onde as principais atualizações da cobertura vegetal foram feitaS a leste do Estado do Amapá, ou seja, onde havia um predomínio de floresta ombrófila densa, foi substituído por mosaico de pastagem e floresta e região pantanosa alagada (IBGE, 2004).

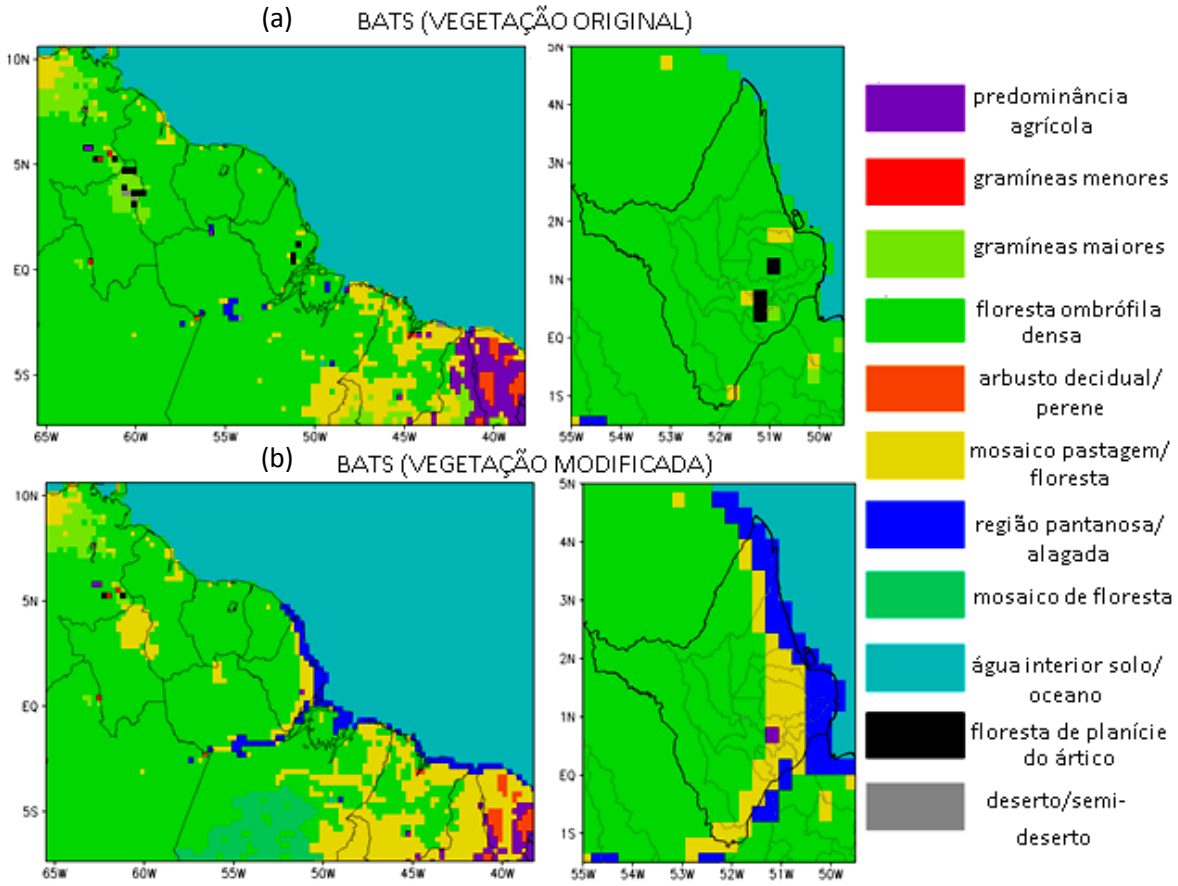

Figura 13. Tipos de cobertura vegetal presente no RegCM3(a) Cobertura da vegetação original (b) Cobertura da vegetação modificada com base no mapa do IBGE, 2004.

Para a investigação dos resultados das simulações do modelo RegCM3 dentro do domínio do modelo, adotou-se uma grade menor (linha cheia-branca) que engloba apenas o Estado do Amapá e três grades menores (linhas do perímetro pontilhadas e brancas) identificadas como (Área: Reg1, Reg2 e Reg3) (Figura 14). Estas áreas são as que no modelo de superfície sofreram modificações na cobertura vegetal em relação ao esquema de superfície BATS original.

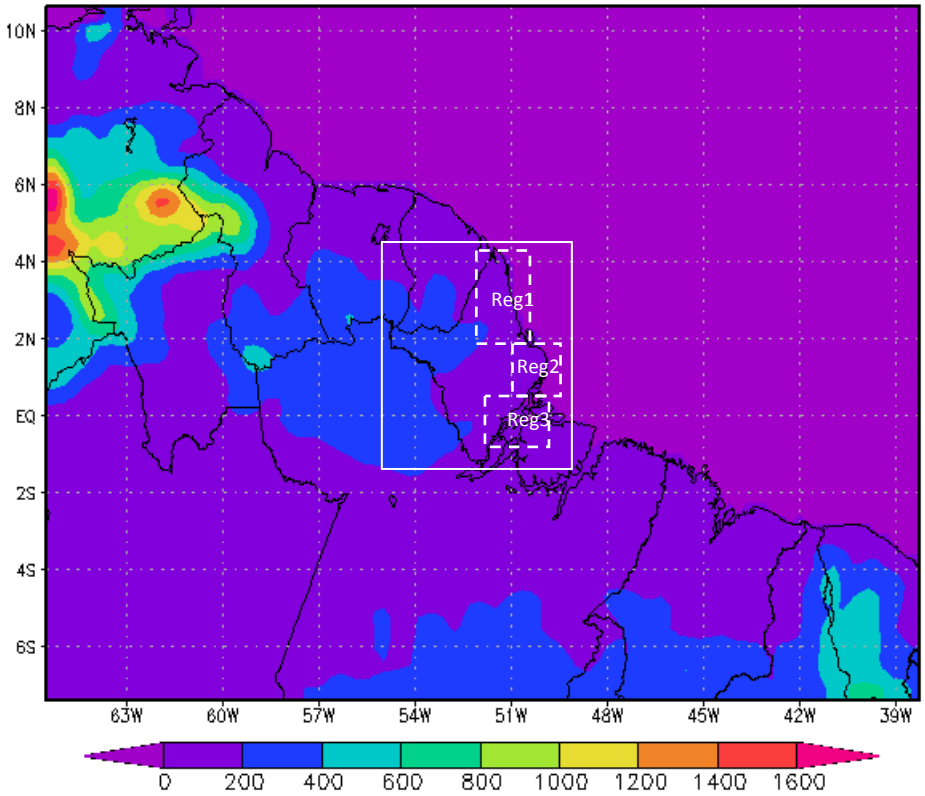

Figura 14. Domínio e topografia (m) utilizados no modelo RegCM3. O domínio da análise (linha cheia-branca) indica a área de investigação, e os subdomínios (linha branca pontilhada), identificadas (Reg1, Reg2 e Reg3), foram as áreas que sofreram mudanças da cobertura vegetal e a escala abaixo indica a topografia dada em metros (m).

O modelo climático regional encontra-se instalado e em operação em um cluster, (Figura 15) pertencente ao Laboratório de Modelagem de Sistemas Ambientais (NHMET/IEPA/LABSIM/UNIFAP) (CUNHA et al., 2010).

O cluster conta com uma estrutura em rack expansível. O equipamento instalado conta com 36 processadores de 64bits e um total de 36Gb de memória RAM, correspondendo 1Gb por processador. Onde cada nodo deste sistema dispõe de um disco rígido do tipo Serial Attached SCSI (SAS) de 146Gb, enquanto que o nodo integrador (master) possui um disco rígido SAS de 146Gb e dois serial ATA (SATA) de 500Gb de capacidade. O cluster ainda é dotado de um sistema de armazenamento em massa com capacidade bruta total de 16Tb, o que representa uma capacidade líquida de aproximadamente 4Tb (KUHN et al., 2010).

Figura 15. Cluster com 6 nodos com mais um nodo integrador.

O sistema operacional adotado foi o sistema operacional de código aberto openSUSE (http://www.opensuse.org). A opção por este sistema deveu-se a sua simplicidade de instalação e gerenciamento aliados ao vasto conjunto de programas disponibilizados nos seus repositórios oficiais, garantindo o sucesso na operacionalização da modelagem numérica. Assim como o sistema operacional os demais programas, tais como compiladores das linguagens C, FORTRAN, gerenciadores de processos e demais bibliotecas necessárias no processo de compilação do modelo são também programas de código aberto sob licença GNU / GPL (http://www.gnu.org/licenses/gpl.html). Tais características minimizam os custos, de modo que o sistema como um todo se torne acessível aos grupos emergentes (KUHN et al., 2010).

5.4 Métodos Estatísticos

As análises estatísticas utilizadas para a investigação foram do tipo descritiva, análise de correlações e testes de hipóteses, considerando-se variâncias desiguais. Os testes de hipóteses empregados foram do tipo ANOVA de dupla entrada, considerando tanto os efeitos de precipitações sazonais quanto entre tratamentos (modelos x observados).

De acordo com Ayres et al., (2005), Hand (2008), Hair et al., (2005) estes tipos de testes são aplicados em situações de múltiplas comparações em que se avaliam tanto as influências dentro de cada tratamento (sazonalidade) quanto as diferenças das médias entre tratamentos (dados observados comparados com dados simulados – TRMM x MIT e MIT_Mod).

É importante frisar que os parâmetros estatísticos básicos de decisão são avaliados no nível de significância $\alpha < 0,05$. Desta forma, o critério de decisão em relação a aceitação de hipótese de igualdade e hipótese de rejeição entre as médias são adotados com base nos seguintes critérios: quando p-value for maior ou igual a 0,05, Ho = hipótese nula ($p \geq 0,05$) e quando p-value for menor que 0,05, H1 = hipótese rejeitada, ($p < 0,05$) (PETERNELLI e MELLO, 2007; HICKS e TURNER, 1999; KIRKUP, 2002; LEVINE et al., 2005; WILCOX, 2009).

Todas as comparações sazonais e entre tratamentos para a média de precipitação consideradas significativos pela ANOVA são testados pelo Método de Tukey (AYRES et al., 2005; PETERNELLI e MELLO, 2007; HICKS e TURNER, 1999; WILCOX, 2009).

O método de Tukey é um procedimento que se justifica por permitir a indicação do "causador" das significâncias. Este teste elabora comparações múltiplas, teste a teste, avaliando a significância (p-value). Permite avaliar quando e por quê os tratamentos diferem entre si, considerando-se adicionalmente computar as influências sazonais trimestrais sobre os tratamentos (AYRES et al., 2005; PETERNELLI e MELLO, 2007; WILCOX, 2009).

Desta forma, é possível avaliar o distanciamento ou diferenças no volume de precipitação comparando os valores observados (TRMM) versus valores simulados pelas duas parametrizações ou esquemas convectivos (MIT e MIT_Mod).

Contudo, é importante frisar que a ANOVA de Dupla Entrada apenas acusa a significância intra ou inter comparações, mas no conjunto de múltiplas comparações não acusa qual foi o causador da diferença. O método de Tukey complementa e calcula exatamente qual o tratamento que causou esta diferença. Será apresentado mais adiante que este tipo de análise é muito útil para apoiar as discussões e análises dos resultados dos efeitos das interações vegetação-atmosfera, segundo as influências da sazonalidade e do tipo de modelo convectivo empregado.

Finalmente, uma análise de correlação é aqui empregada para avaliar a tendência do comportamento temporal entre os dados observados e dos modelos MIT e MIT_Mod, ou seja, avaliar quão próximos ou distantes estão as variações da precipitação para cada região de estudo onde foram substituídas as vegetações originais.

O cálculo das médias climatológicas levou em consideração a oficialização da Organização Meteorológica Mundial (OMM), que para classificar o clima de uma determinada região é necessário pelo menos 30 anos ou mais de dados. Com base nisso, calculou-se a média climática para a região de estudo.

O Viés **(***bias)* é a média da diferença entre a variável prevista e a observada, indicando se o modelo superestima (viés úmido) ou subestima (viés seco) os valores médios das análises.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

6.1 Avaliações das Simulações

6.1.2 Avaliação considerando o período de 1998 a 2010

Nesta seção foram analisados os dados de precipitação climatológica sazonal observada do CPC; TRMM e simulados com o RegCM3 utilizando o esquema de parametrização de MIT (com vegetação original) e MIT-Mod (com vegetação modificada) e para os trimestres chuvosos dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e março-abril-maio (MAM) e os trimestres menos chuvosos junho-julho-agosto (JJA) e setembro-outubro-novembro (SON) para o período de 1998 a 2010 para o Estado do Amapá. Para análise dos resultados, foi tomado como base o mapa que apresenta os municípios do Estado do Amapá (Figura 16).

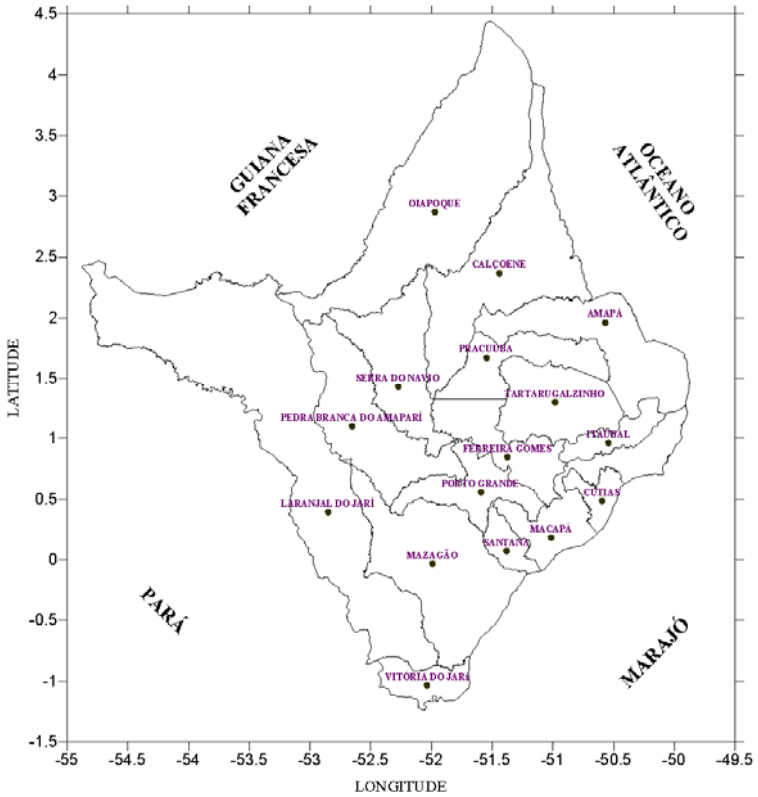

Figura 16. Mapa dos municípios do Estado do Amapá.

Fonte: NHMET/IEPA.

No trimestre chuvoso, de DJF, o CPC (Figura 17a), apresenta maiores valores de precipitação na faixa litorânea diminuindo para o interior do continente, variando entre 14 mm/dia no litoral e 8 mm/dia no interior. Comparando-se a este pode-se observar os dados do TRMM (Figura 17b), que apesar de uma série menor de dados, apresenta uma boa distribuição espacial da precipitação sazonal, com destaque para a região litorânea com valores variando entre 9 e 10 mm/dia.

Comparando as Figuras 17a-d, observa-se que as simulações da precipitação sazonal com o RegCM3 (MIT e MIT-M), apresenta uma subestimativa nas duas diferentes simulações com o modelo. No entanto, o modelo captura bem a distribuição das precipitações pluviométricas, principalmente no litoral e parte da região sudeste, com valores entre 3 a 7 mm/dia. Ênfase maior pode ser dado à Figura 17d, que apresentou valores mais próximos do observado (Figura 17a-b), principalmente na faixa desde o norte ao sudeste (Oiapoque, Calçoene, Amapá, Itaubal, Cutias e norte de Macapá) do Estado do Amapá.

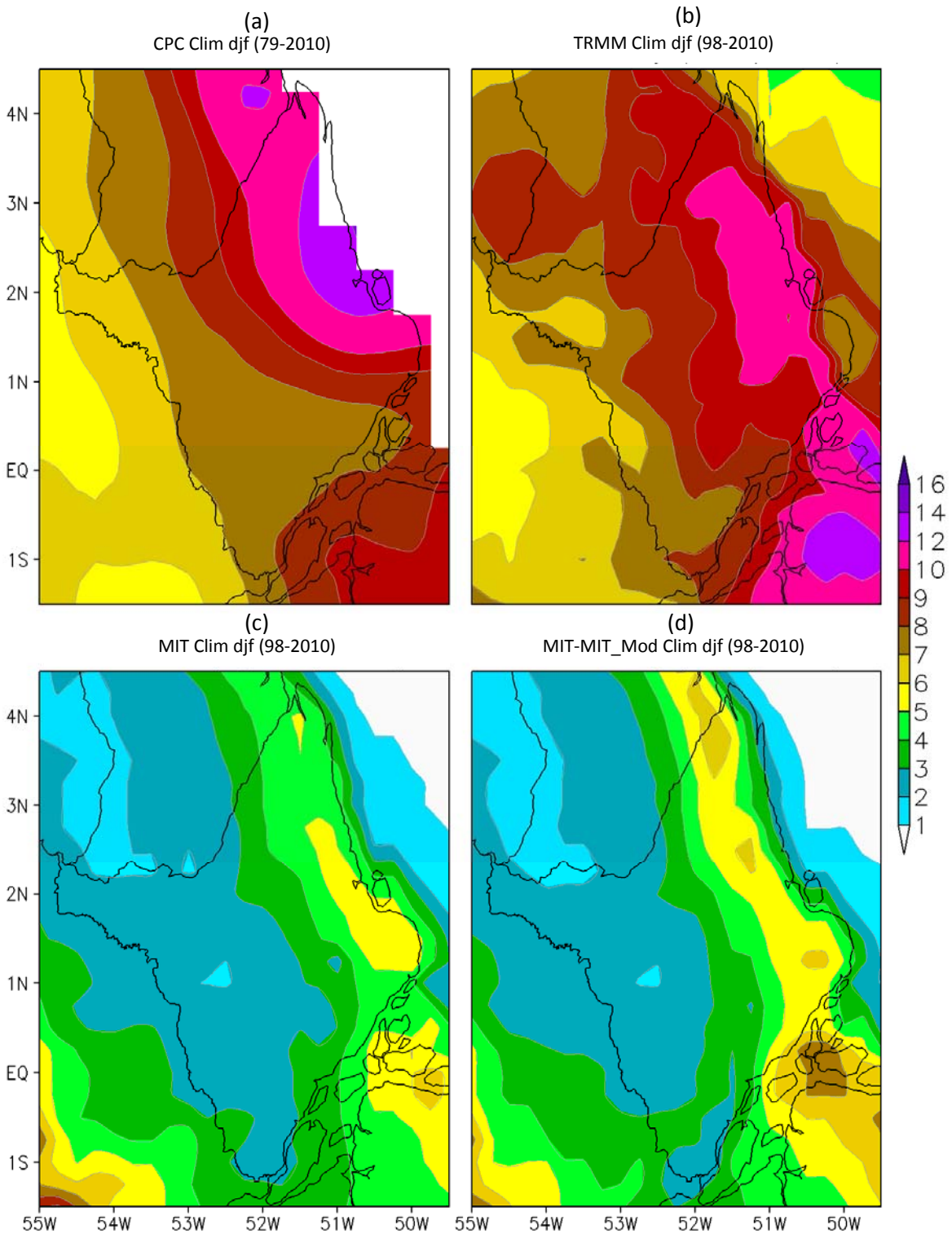

Figura 17. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para DJF obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM3 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada).

Na Figura 18 a, b, para o trimestre chuvoso MAM, os volumes de precipitação variam entre 9 mm/dia a oeste a 16 mm/dia numa faixa que vai desde o norte, abrangendo o litoral, chegando até o sudeste, iniciando no município de Oiapoque se estendendo até o município de Macapá.

Comparando as Figuras 18a, b, c, d, verifica-se novamente uma subestimativa nas taxas de precipitação dos dados simulados com o RegCM3 (Figuras 18c, d) com os dados observados (Figura 18a, b), em todo o Estado. Entretanto, o modelo continua acompanhando o padrão de precipitação e capturando a distribuição espacial das precipitações sazonais.

Analisando a Figura 18c, d, observa-se semelhança entre as mesmas, tanto no aspecto da distribuição espacial quanto na quantidade do volume de chuva. Porém, a Figura 18d apresenta uma maior similaridade com a Figura 18b. Esta similaridade ocorre em relação a faixa de precipitação que se estende desde o norte até o sudeste do Estado abrangendo os municípios de Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuuba, Tartarugalzinho, Itaubal, Cutias e norte de Macapá, com limiar entre 5 mm/dia a 8 mm/dia.

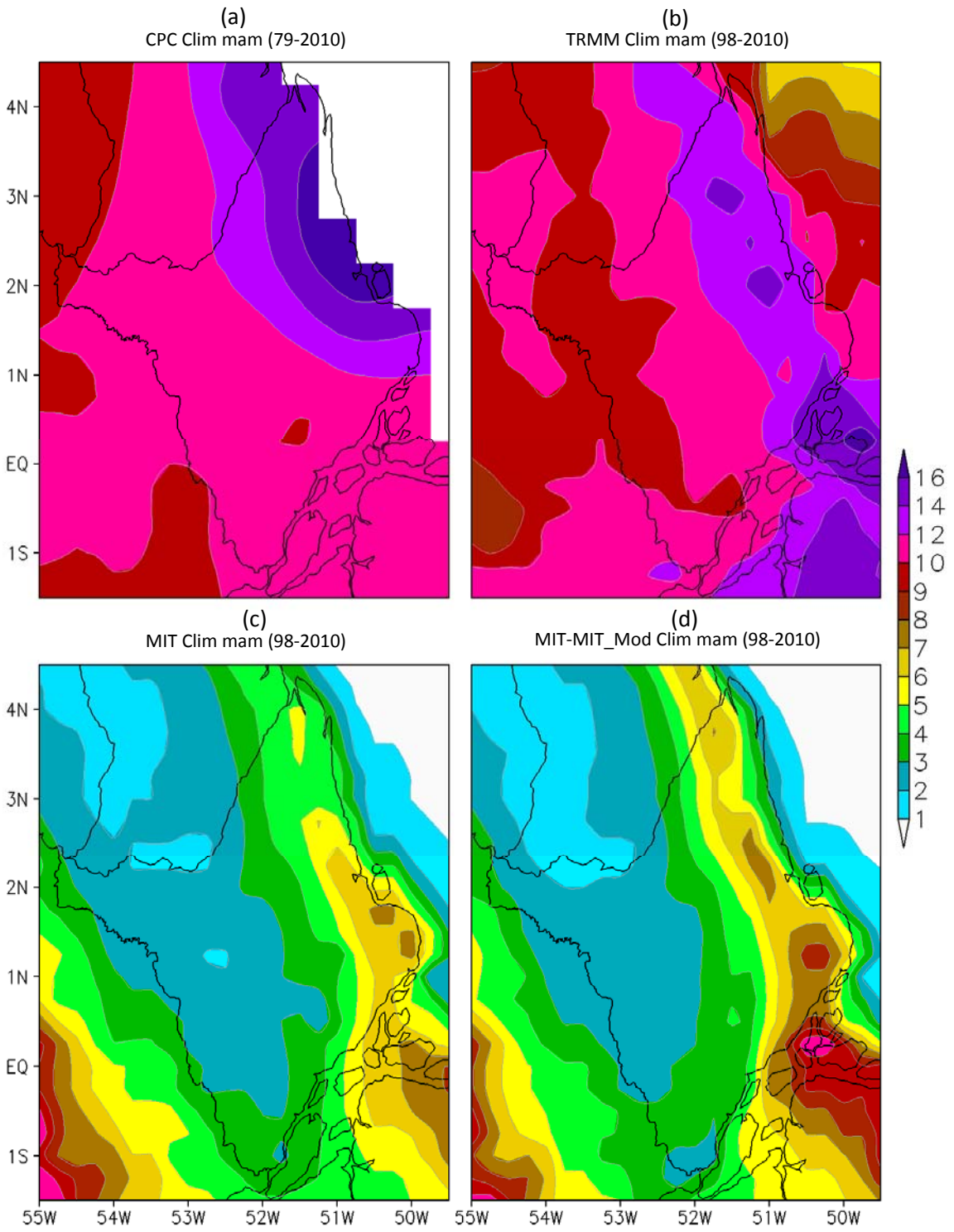

Figura 18. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para MAM obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM3 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada).

Analisando o primeiro trimestre seco (JJA) do período estudado, a Figura 19a apresenta uma precipitação variando de 6 mm/dia na região sul (Vitória do Jarí, e sul de Mazagão e Laranjal do Jarí), 3 a 5 mm/dia na região sudeste (Itaubal, Cutias e norte de Macapá) e 7 a 8 mm/dia no extremo norte do município de Oiapoque.

Na Figura 19b observa-se uma maior variabilidade das chuvas, com valores de até 8 mm no extremo sul (Vitória do Jarí, e sul de Mazagão e Laranjal do Jarí), 3 a 5 mm/dia no extremo oeste (Amapá e Itaubal) e parte da região litorânea (Oiapoque e Calçoene). Nos demais municípios a precipitação variou entre 5 a 6 mm/dia.

Comparando as Figuras 19c, d, com as Figuras 19a, b, de maneira geral, foram registrados valores simulados da precipitação sazonal climatológica abaixo do observado em todo o Estado. Destaca-se a faixa litorânea, indicada pela Figura 19c, d, onde se verifica novamente uma similaridade no padrão da distribuição das chuvas. Todavia, a Figura 19d, apresenta uma melhor simulação dos resultados quando comparado com o observado (Figura 19a, b), mostrando uma faixa de precipitação que se estende do norte até o sudeste do Estado, variando entre 5 a 7 mm/dia no litoral até 3 a 4 mm/dia para o interior do Estado.

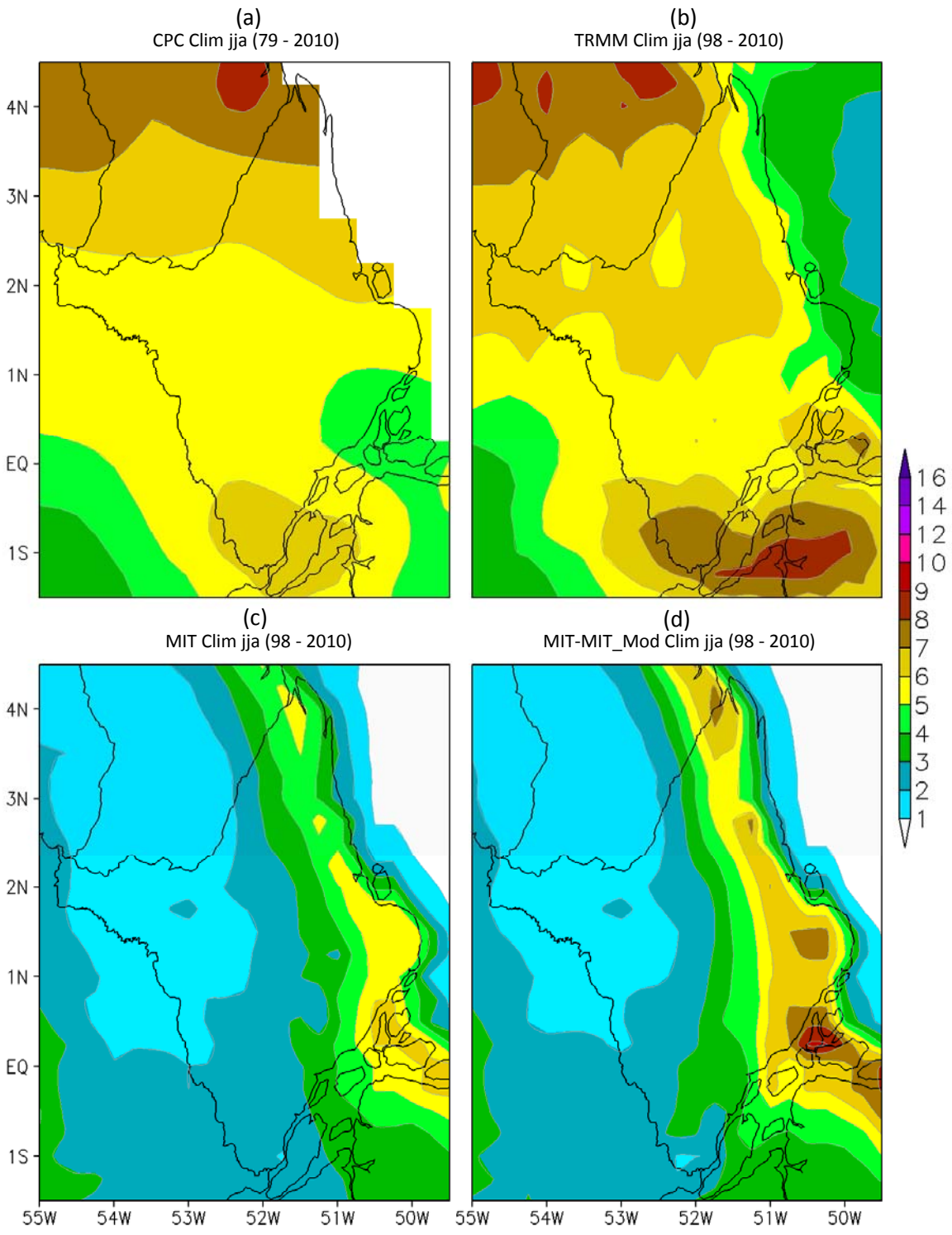

Figura 19. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para JJA obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM3 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada).

Analisando o último trimestre seco (SON) do período em questão, notam-se os menores volumes de precipitações em relação a todos os outros trimestres analisados. Na

Figura 20a verificou-se valores de precipitação variando entre 1 a 2 mm/dia a leste (Parte do Oiapoque, Calçoene, Pracuuba, Amapá, Tartarugalzinho, Ferreira Gomes, Itaubal, Porto Grande, Cutias, Macapá, Santana) e extremo oeste de Laranjal do Jari e 2 a 3 mm/dia na faixa que vai do norte ao sul (Oiapoque, Serra do Navio, Pedra Branca do Amapari, Mazagão, Laranjal do Jari, Vitória do Jari).

Na Figura 20b foram apresentados valores espaciais da distribuição de precipitação similar a Figura 20a, porém, com destaque para a faixa litorânea (Oiapoque, Calçoene, Amapá, Itaubal, Cutias e Norte de Macapá), a qual registrou nesta área precipitação de no máximo 1 mm/dia.

Comparando as Figuras 20c-d, com as Figuras 20a-b, verifica-se a ocorrência de valores de precipitação simulados mais próximos dos valores de precipitação observados em relação a todos os demais trimestres analisados anteriormente. Porém, a Figura 20d apresenta uma área de superestimava de precipitação, abrangendo praticamente toda a área leste (região litorânea de Oiapoque e Calçoene e municípios do Amapá, Pracuuba, Tartugalzinho, Itaubal, Cutias, norte de Macapá, norte de Mazagão e sul de Laranjal do Jarí) do Estado do Amapá, variando entre 2 a 4 mm/dia.

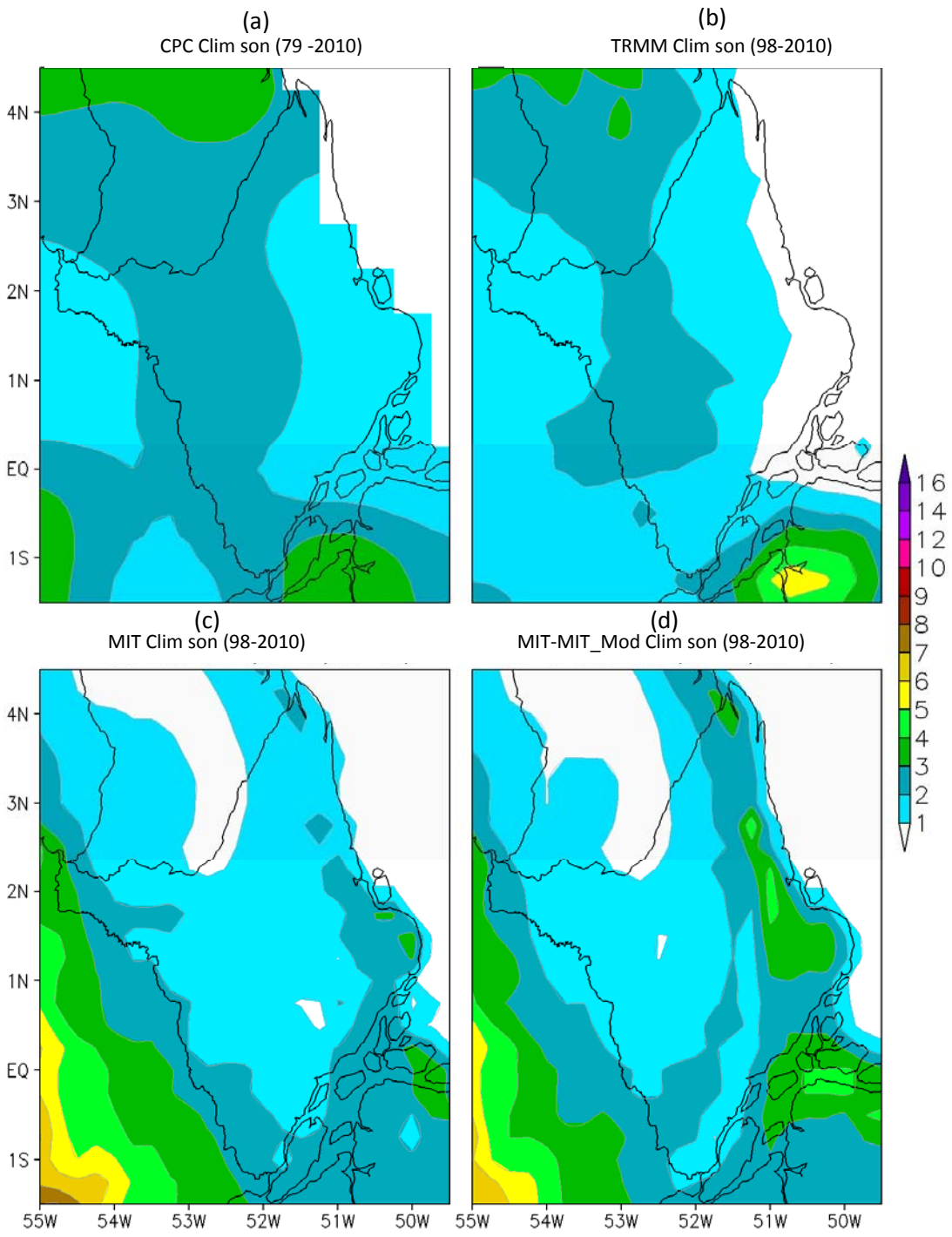

Figura 20. Precipitação (mm/dia) climatológica sazonal para **SON** obtida nos dados observados do (a) CPC (período 1979/80 a 2009/10, média de 30 anos), (b) TRMM (período 1998 a 2010, média de 13 anos) e nos dados simulados pelo RegCM3 (período 1998 a 2010, média de 13 anos) usando (c) MIT (vegetação original) e (d) MIT-M (vegetação modificada).

De maneira geral, verifica-se que o modelo captura razoavelmente bem o padrão de distribuição de precipitação sazonal trimestral, destacando o litoral. Contudo, na intensidade da precipitação apresenta visualmente uma subestimativa nos trimestres estudados e ainda, a parametrização de MIT_Mod foi razoavelmente melhor que a parametrização de MIT, com exceção no trimestre SON. Um estudo similar, desenvolvido por Neves et al., 2011, para o Estado do Amapá, encontrou-se resultados semelhantes. Na análise foi utilizada a resolução horizontal de 1° x1° Km e validado com 30 x 15 pontos de latitude e longitude para a região do Estado do Amapá do CPC.

Os referidos autores realizaram simulações numéricas sazonais com o RegCM3 utilizando a parametrização de Grell e MIT, para o trimestre março-abril-maio (MAM), analisando dois anos extremos (muito seco e muito chuvoso). Verificaram que o modelo capturou bem o padrão de chuva no trimestre, mas apresentou erros na quantidade e na posição de alguns máximos. No aspecto ao esquema convectivo, MIT foi o que simulou razoavelmente melhor a precipitação sazonal.

6.2. Avaliação Objetiva considerando o período de 1998 a 2010

A partir dos dados de precipitação climatológica sazonal do TRMM e dos dados simulados com o RegCM3 com parametrização de MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada), realizou-se avaliações objetiva.

Este procedimento é realizado pelo cálculo da diferença entre as duas parametrizações onde se aplicou o viés com referência ao TRMM para os trimestres chuvoso e seco de todo o período estudado (SOUZA et al., 2009, STEINER et al., 2009)

A diferença entre MIT e MIT-Mod indica a informação de quanto a substituição da vegetação pode impactar na precipitação regional. De início, espera-se que o impacto na distribuição pluviométrica ocorra particularmente na faixa litorânea, em virtude da modificação da base de dados de vegetação ter sido realizada nesta região.

Valores positivos dessa diferença representam diminuição relativa da precipitação na simulação MIT-Mod e, inversamente, valores negativos indicam aumento relativo da precipitação na simulação MIT-Mod.

Para análise do “viés” de MIT e MIT-Mod, valores negativos indicam viés seco (região menos chuvosa) e valores positivos indicam viés úmido (região mais chuvosa).

Regiões de limiar entre -1 e 1m /dia na escala (cinza) indicam que as simulações dos trimestres analisados foram mais próximas do observado.

Na Figura 21a para o trimestre chuvoso de DJF observam-se valores positivos (verde) numa faixa próximo da região litorânea, significando que MIT-Mod reduziu os valores de precipitação para as simulações sazonais neste trimestre, com limiar entre 1 e 2 mm/dia.

Adentrando o Estado (leste para oeste) observam-se regiões de valores negativos (amarela) entre -2 e -1 mm/dia abrangendo os municípios de Oiapoque, Calçoene, Tartarugalzinho, Ferreira Gomes, Cutias e Macapá, significando aumento das precipitações sazonais nas simulações nestas áreas com a parametrização de MIT-Mod. As áreas com valores próximos de zero (cinza) significam que não houve diferença entre as simulações (MIT e MIT_Mod).

Comparando os resultados da Figura 21b-c, do trimestre referido acima, nota-se um predomínio de viés seco abrangendo todo o Estado, tanto na parametrização de MIT quanto na MIT-Mod, indicando que as simulações do trimestre DJF subestimam a precipitação em todas as regiões do Estado quando comparadas com o TRMM.

Neste caso, destacam-se as regiões centrais, parte do norte, oeste e litoral (Oiapoque, Calçoene, Serra do Navio, Pedra Branca do Amapari, Pracuuba, Ferreira Gomes, Porto Grande, Mazagão, Tartarugalzinho), cujas áreas apresentam viés mais seco (-8 a -6 mm/dia) e áreas no extremo norte e oeste com regiões de viés menos seco com limiar entre -4 a -2 mm/dia.

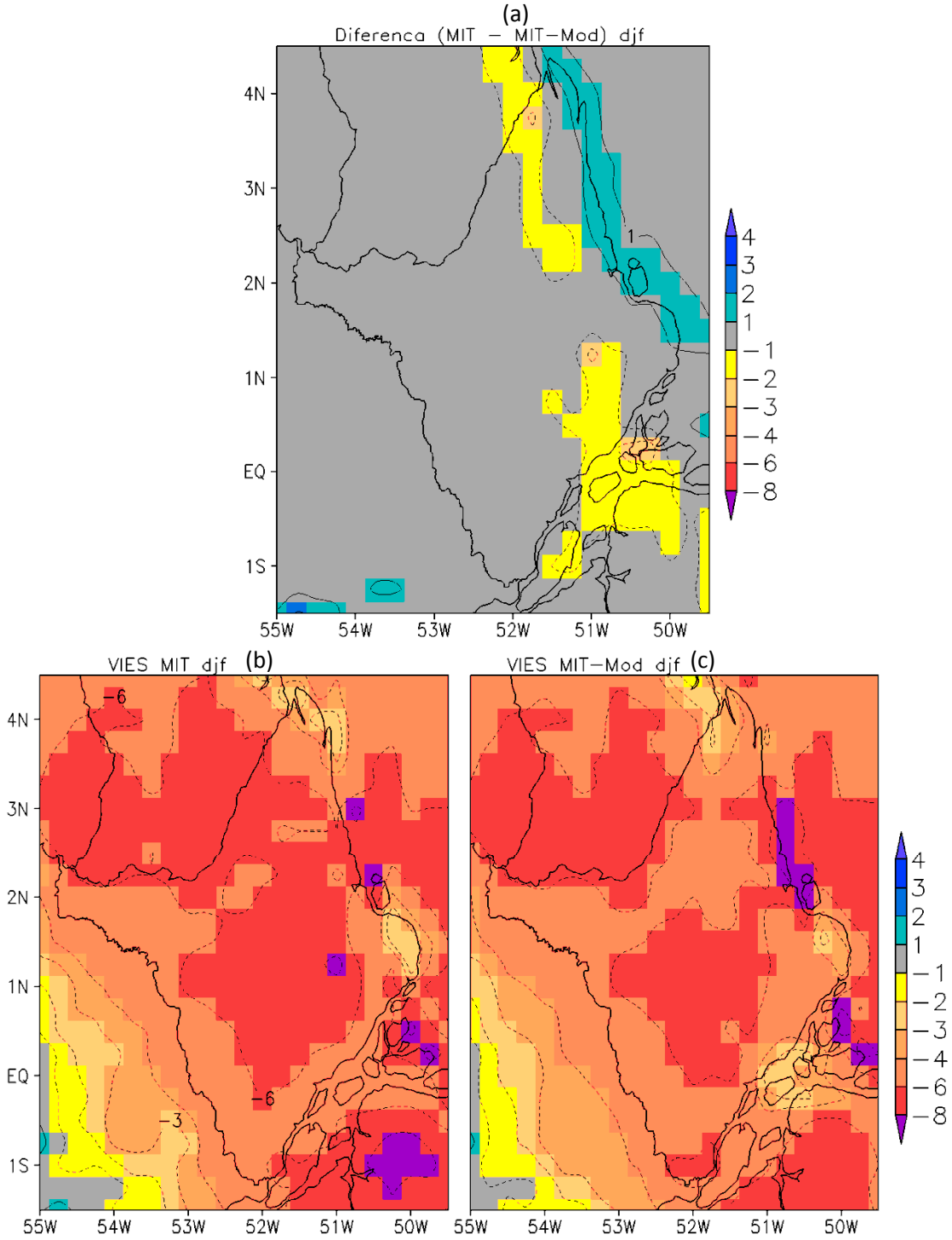

Figura 21. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para **DJF** entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para **DJF** com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010.

Na Figura 22a, para o trimestre MAM, nota-se praticamente o mesmo padrão da Figura 21a. Contudo, a faixa com valores negativos (amarela) apresenta uma maior área de abrangência estendendo-se do norte a leste-sudeste (Oiapoque, Calçoene, Pracuuba, Tartugalzinho, Itaubal Cutias, Ferreira Gomes, Porto Grande, Santana e Macapá) do Estado do Amapá. Este dado indica que a parametrização com o MIT-Mod melhorou as respostas das simulações sazonais de precipitação nestas áreas.

Analisando a Figura 22b-c, nota-se que, de maneira geral, ocorre um predomínio de viés seco sobre todo o Estado do Amapá. Porém, na Figura 22b, observa-se um viés mais seco ainda (-8 mm/dia) sobre as regiões norte-noroeste, central e parte do litoral e sudeste (Oiapoque, Calçoene, Serra do Navio, Pedra Branca do Amapari, Pracuuba, Ferreira Gomes, Porto Grande, Mazagão, Tartarugalzinho, Macapá e Vitória do Jari). E nas outras regiões observa-se viés de -6 mm/dia. Destaca-se aindab um viés menos seco (-3 a -2 mm/dia) sobre o município de Amapá.

Na Figura 22c, verifica-se uma redução da área de abrangência de viés mais seco (-8 mm/dia) e aumento da área de viés menos seco (-6 mm/dia), indicando que a parametrização com MIT-Mod apresentou uma relativa melhoria para a simulação de precipitação sazonal neste trimestre.

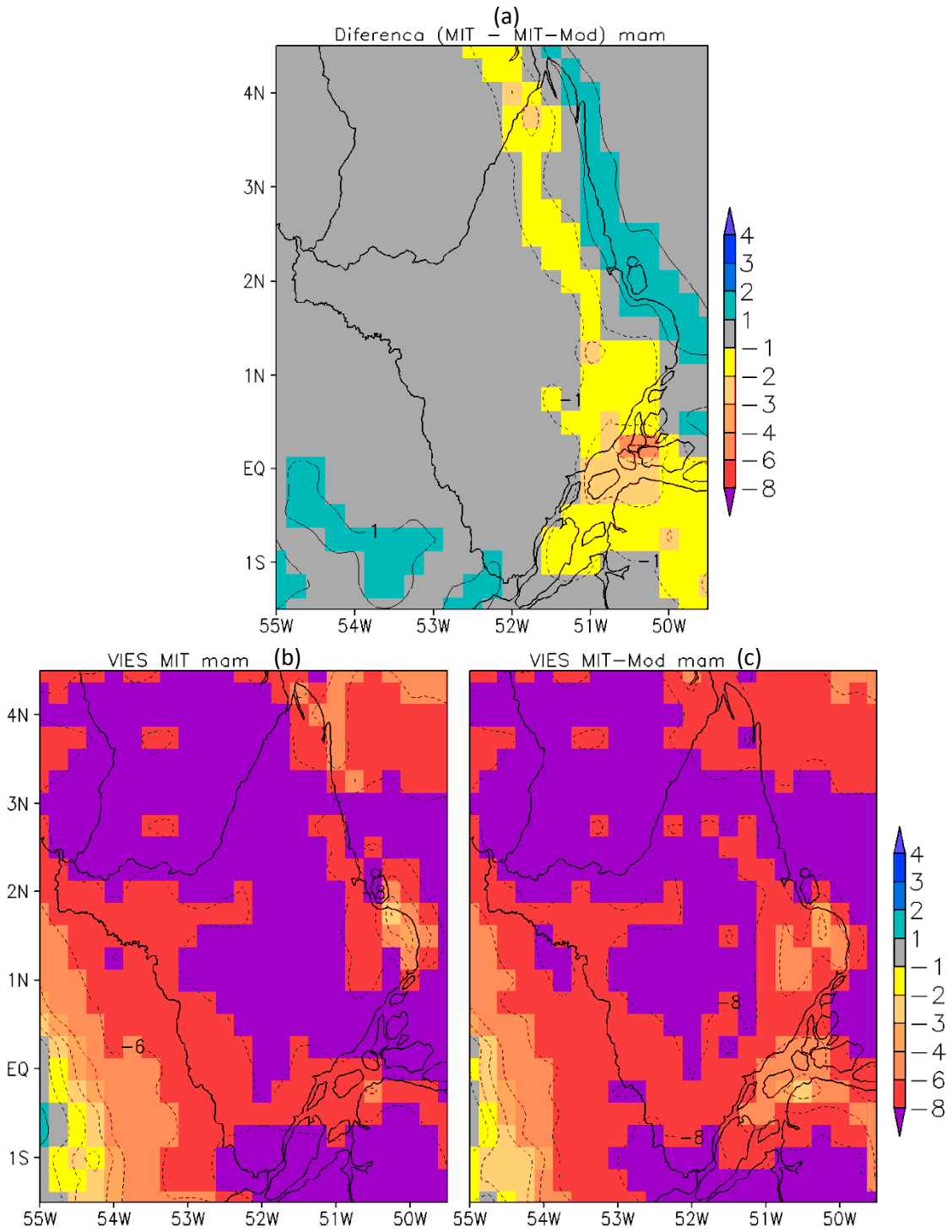

Figura 22. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010.

Analisando o trimestre JJA para o mesmo período estudado (Figura 23a) verificam-se valores positivos (verde) em alguns pontos da região litorânea do Estado, indicando redução

na precipitação das simulações com MIT-Mod. Porém, em áreas isoladas e de menor abrangência. Adjacente a esta área observa-se uma faixa de valores negativos (amarela) de maior abrangência em relação a faixa de valores negativos (amarela) da Figura 22a, indicando aumento da precipitação sobre os municípios de Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuuba, Tartarugalzinho, Ferreira Gomes, Porto Grande, Cutias e Macapá.

Analisando a Figura 23b com simulação de MIT (vegetação original), nota-se o predomínio de viés seco (-6 a -1 mm/dia) em grande parte do Estado, com exceção do extremo leste (município do Amapá), onde se registra um viés úmido com limiar entre 1 a 2 mm/dia. Nas áreas cinza localizadas em alguns pontos do litoral e a leste (Oiapoque, Calçoene, Pracuuba, Ferreira Gomes, norte de Macapá e Cutias) do Estado, indicam que as simulações com MIT para o trimestre JJA estão mais próximas do observado.

Na análise da Figura 23c, com simulação de MIT-Mod, observou-se novamente um maior predomínio de viés seco (-6 a -1 mm/dia). Porém, destaca-se um viés úmido (1 a 2 mm/dia) localizado a oeste, com maior área de abrangência (Amapá, Tartarugalzinho e Ferreira Gomes) quando comparado com a Figura 23b. Nas áreas cinza, que indicam uma melhoria nas simulações em relação ao observado, apresentaram uma maior faixa, que se estende desde o norte chegando até a região sudeste (Oiapoque, Calçoene, Pracuuba, Ferreira Gomes, Santana e Macapá) do Estado do Amapá.

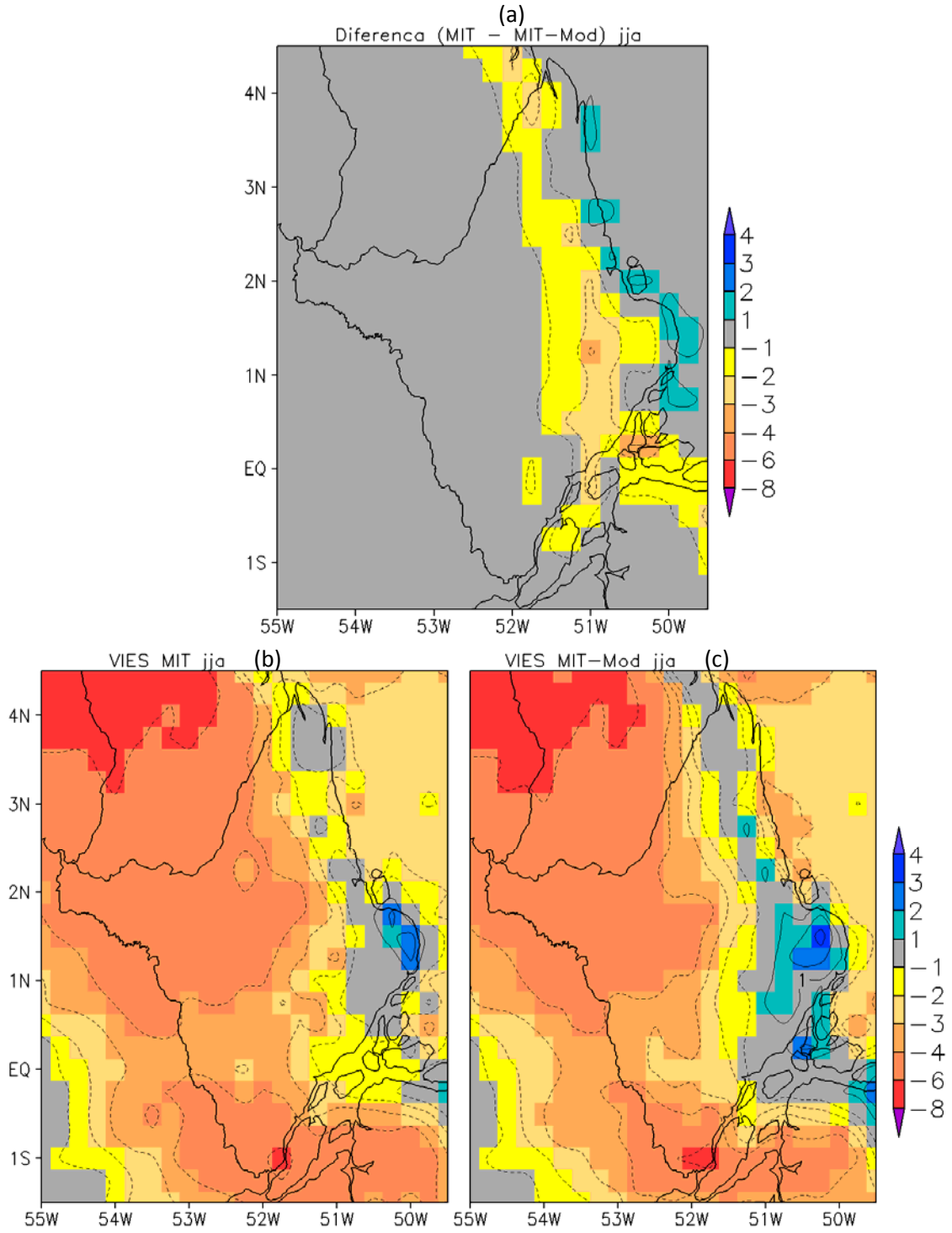

Figura 23. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010.

Analisando a Figura 24a, para o trimestre SON, observa-se uma estreita faixa (amarela) próxima do litoral com valores negativos entre -2 e -1 mm/dia, indicando aumento

da precipitação sobre algumas áreas dos municípios de Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuuba, Tartarugalzinho e Ferreira Gomes. Nas demais regiões (cinza), indica que não houve diferença entre as parametrizações. Regiões com valores positivos (verde) não foram relevantes para este trimestre.

Na Figura 24b (MIT) observa-se um viés úmido (1 a 4 mm/dia) nas áreas do litoral, leste e sudeste (Calçoene, Amapá, Pracuuba, Tartarugalzinho, Itaubal, Cutias, Macapá) do Estado do Amapá e um viés seco (-2 a -1 mm/dia) sobre a área centro-oeste abrangendo o sul do Oiapoque, Serra do Navio e Pedra Branca do Amapari. Na Figura 24c (MIT-Mod) nota-se uma maior abrangência de viés úmido se estendendo desde a região norte, litoral, leste e sudeste (Oiapoque, Calçoene, Amapá, Pracuuba, Tartarugalzinho, Itaubal, Cutias, Macapá) do Estado e um viés seco sobre as mesmas áreas da Figura 24b de mesmo limiar. Isto indica um trimestre de maiores áreas chuvosas simuladas com a parametrização de MIT-Mod.

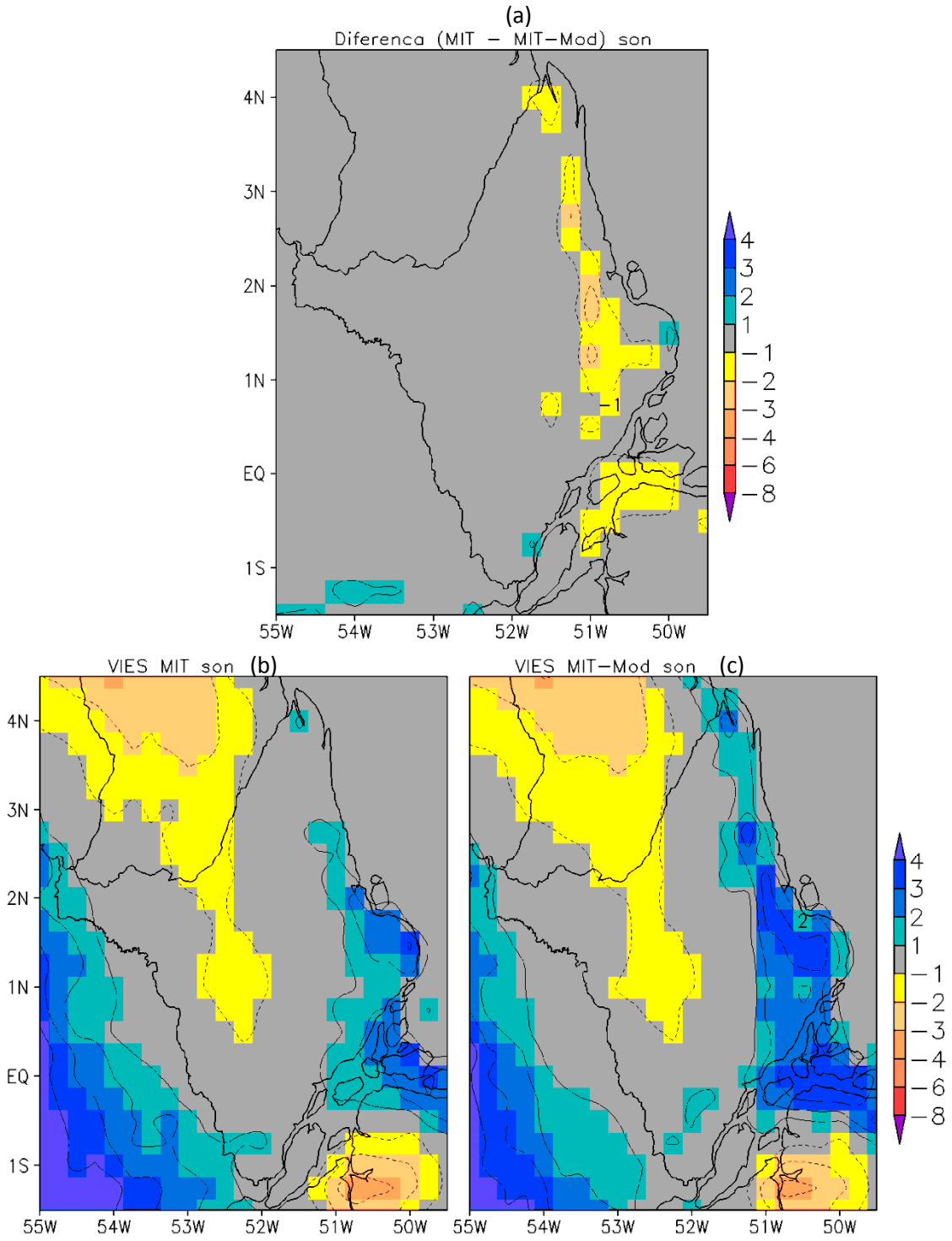

Figura 24. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período: 1998 a 2010.

A redução de precipitação próximo do litoral e aumento de precipitação adentrando continente, pode estar ligada à mudança da cobertura vegetal que ocorreu sobre essas áreas

que, anteriormente, apresentava predomínio de vegetação do tipo floresta ombrófila densa sendo modificada para região pantanosa alagada próximo do litoral e mosaico de pastagem floresta adjacente a esta região. Esta mudança da vegetação é apresentado na Figura 13, que mostra a vegetação original do BATS e a vegetação modificada no BATS sobre o Estado do Amapá.

Com a modificação da vegetação, os trimestres DJF, MAM e JJA responderam com uma expansão da área do aumento da precipitação, de forma sistemática, com exceção do trimestre SON, que mostra uma redução da área do aumento da precipitação.

O primeiro e segundo trimestres (DJF, MAM) representam o período chuvoso no Estado do Amapá (De SOUZA et al., 2009; De SOUZA et al., 2010;) com o terceiro (JJA), sendo o trimestre de transição, ou seja, para estes trimestres, o MIT_Mod (vegetação modificada) pode ter influenciado uma melhor captura de precipitação, devido a melhor representação da cobertura vegetal para o Estado do Amapá.

Esse amplo aspecto, da dinâmica da vegetação e seu impacto nas previsões climáticas regionais, são verificados em Alo e Wang (2010), que estudaram o papel da dinâmica da vegetação para as previsões climáticas futuras para a África do Sul. No estudo referido, foi utilizado um modelo de vegetação dinâmica acoplado a um modelo regional e verificaram que as mudanças da vegetação são acompanhadas por uma diminuição de precipitação de 2% na Costa da Guiné e aumento de 23% sobre o Sahel. Este aumento e diminuição são em grande parte atribuídas ao efeito da cobertura da vegetação.

Para a análise dos vieses (MIT e MIT_Mod), verifica-se que o MIT_Mod mostra um relativo aumento das áreas de vieses menos secos no primeiro e segundo trimestres e aumento das áreas de vieses úmidos a leste do Estado (NEVES et al., 2011), com predomínio sobre os municípios de Itaubal e Amapá, mostrando que possivelmente o modelo captura bem a convergência de umidade sobre a faixa litorânea (FU et al., 1998). O predomínio de viés seco no Estado, concorda com os resultados encontrados por De Souza et al, 2009. Eles estudaram a precipitação sazonal para a Amazônia oriental no período chuvoso, utilizando o domínio em alta resolução espacial (30 km) com RegCM3, para dois diferentes esquemas (Grell e MIT), num período de 26 anos. As análises quantitativas evidenciaram que o RegCM3 apresenta erros sistemáticos de viés seco sobre o Amapá e norte e nordeste do Pará.

6.3. Avaliação objetiva considerando anos Chuvosos e Secos

Para análise comparativa entre os anos chuvosos e secos foram calculadas as anomalias de precipitação dos trimestres DJF, MAM, JJA, SON ao longo de todo o período entre 1998 e 2010.

Deste modo, considerou-se os anos com predominância de anomalias positivas os quais foram classificados como chuvosos (2000, 2004, 2007, 2008, 2010) e anos com predominância de anomalia negativa, os quais foram classificados como secos (2001, 2002, 2003, 2009). Os critérios de classificação das anomalias utilizados, foram baseadas em Da Silva et al.(2009).

Analisando o trimestre DJF dos anos chuvosos verifica-se na Figura 25a um padrão semelhante com a Figura 21a sobre as áreas do litoral e região adjacente do Estado do Amapá. Este fato sugere que os resultados obtidos com a simulação MIT-Mod para este trimestre dos anos chuvosos não apresentaram diferenças relevantes para as áreas de aumento e diminuição das precipitações.

De maneira geral a Figura 25b-c apresenta um padrão semelhante ao da Figura 21b-c. Ou seja, ocorre predomínio de viés seco sobre todo o Estado. Analisando a Figura 25b, destaca-se uma área de viés mais seco com limiar entre -8 mm/dia sobre os municípios de Ferreira Gomes, Tartarugalzinho e Porto Grande e -6 mm/dia sobre boa parte das áreas dos demais municípios do Estado. Na Figura 25c as regiões de vieses mais secos (-8 mm/dia) localizada sobre a região litorânea (Calçoene e Amapá) e as regiões com vieses de -6 mm/dia reduziram suas áreas de abrangência sobre o Estado quando comparado com os mesmos valores de vieses da Figura 25b. Ou seja, para o trimestre DJF com a simulação de MIT_Mod, as áreas menos chuvosas passaram a registrar um vieses menos secos de limiar entre -6 a -4 mm.

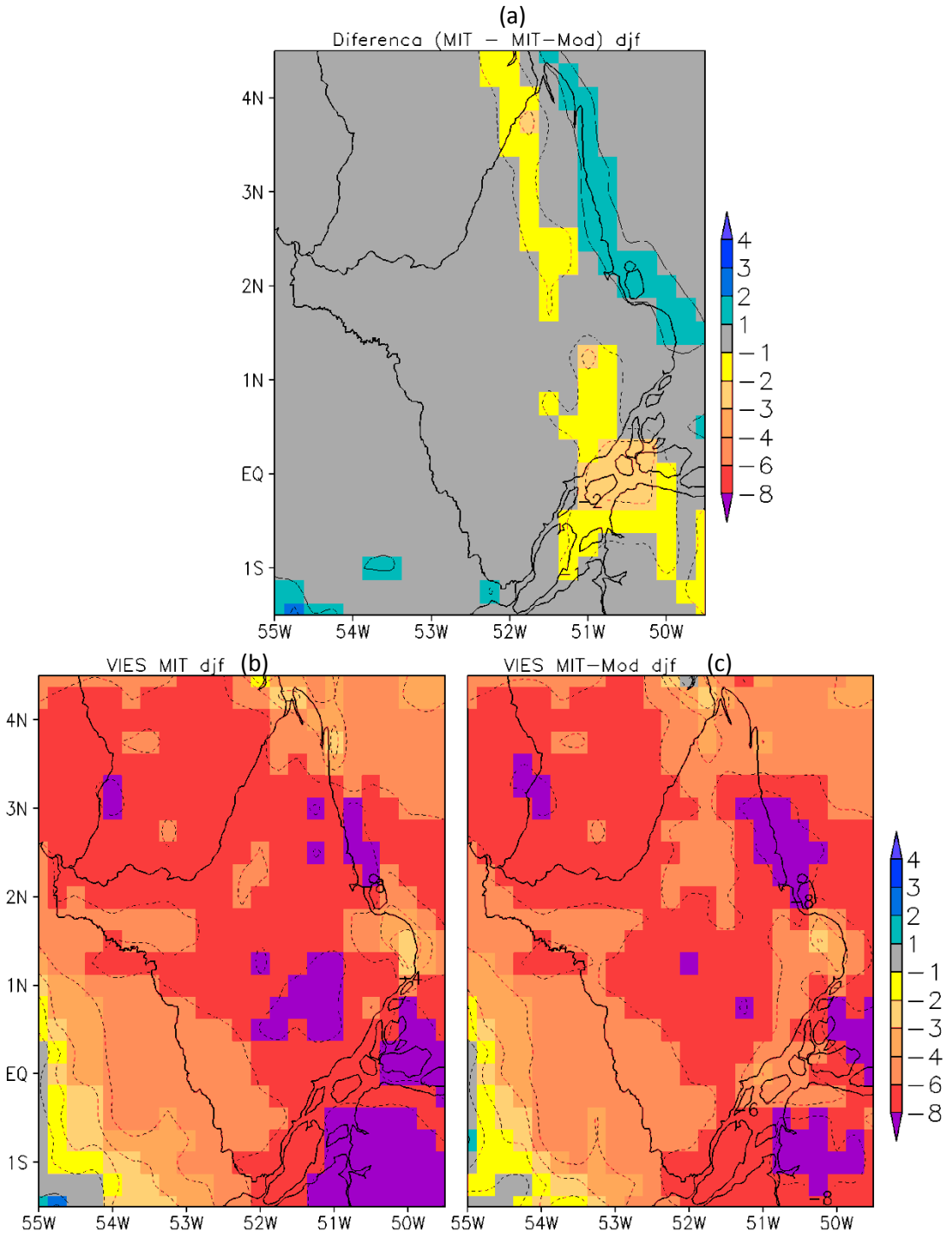

Figura 25. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para DJF entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para DJF com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010.

Analisando a Figura 26b do trimestre MAM observa-se, novamente, uma semelhança no padrão da distribuição do aumento e diminuição das precipitações localizadas sobre as

mesmas áreas da Figura 22b. Isto é, os resultados das simulações com o MIT-Mod não apresentaram diferenças relevantes do trimestre MAM para os anos chuvosos selecionados.

Na Figura 26b, ocorre um predomínio de viés seco (valores negativo) em todo o Estado. É possível, destacar um máximo de viés seco (-8 mm/dia) numa grande área situada sobre as regiões norte, litoral, oeste, central e sul (Oiapoque, Calçoene, Norte de Laranjal do Jari, Serra do Navio, Pedra Branca do Amapari, Ferreira Gomes, Pracuuba, Porto Grande, Cutias e Mazagão e região norte de Macapá) do Estado. Porém, na Figura 26c, esse máximo de viés seco (-8 mm/dia) apresenta uma determinada redução em sua área de abrangência sobre os municípios do Estado.

Destaca-se ainda, um mínimo de viés seco com limiar entre -6 a -2 mm/dia no extremo leste em ambas as Figuras 26b e 26c. Porém, na Figura 26c, essas características de vieses menos secos, abrangem uma maior área, situada sobre os municípios de Amapá, Itaubal e Tartarugalzinho.

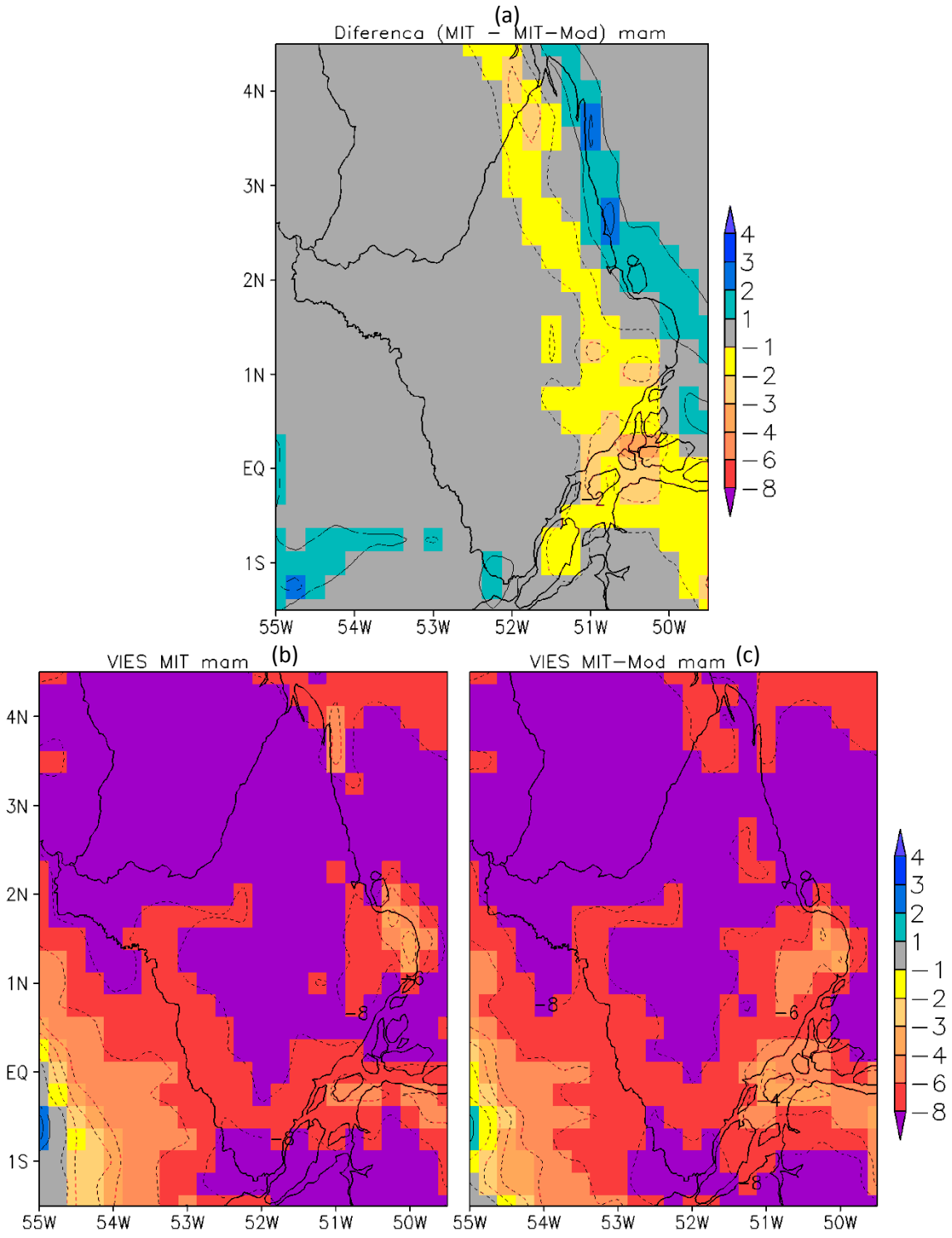

Figura 26. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010.

Analisando a Figura 27a do trimestre JJA dos anos chuvosos, nota-se um padrão semelhante ao da Figura 23a. Ou seja, áreas isoladas de valores positivos (verde), no litoral,

região leste e sudeste do Estado, e áreas de valores negativos (amarela) de limiar entre -4 a -1 mm/dia adentrando o Estado.

Na Figura 27b-c, de maneira geral, apresenta o mesmo padrão ao da Figura 23b-c, com relação a distribuição espacial dos valores de viés seco (valores negativos) e as áreas (cinza) próximas do observado. Entretanto, na Figura 27c, notam-se certa expansão quando comparada com a Figura 23c, das regiões com vieses úmidos (valores positivos), situadas sobre o norte e leste (Oiapoque, Amapá, Tartarugalzinho, Itaubal, Cutias, Ferreira Gomes e região norte de Macapá) do Estado do Amapá, indicando uma melhoria na simulação com o MIT-Mod para o período chuvoso.

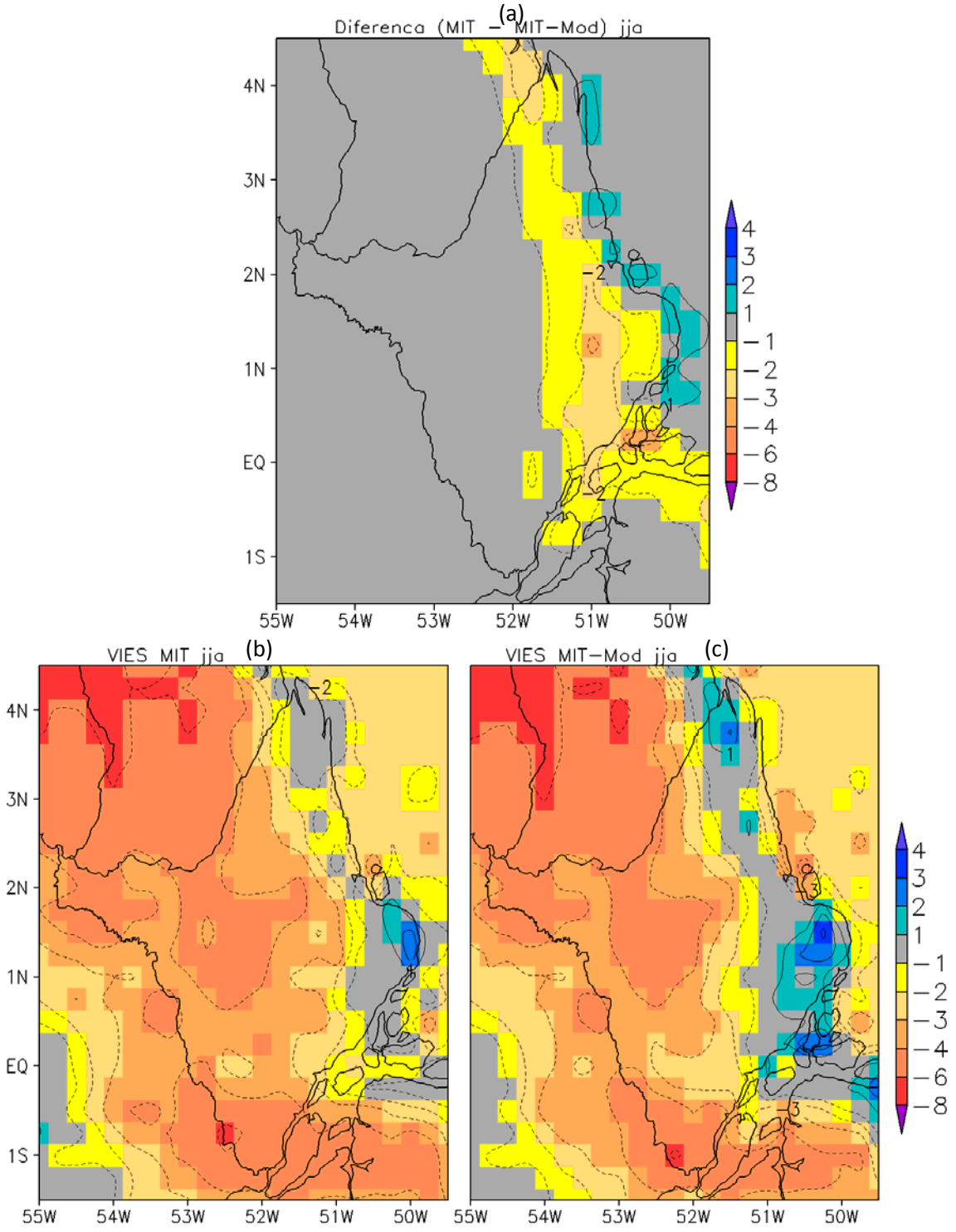

Figura 27. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010.

Analisando a Figura 28a do trimestre SON para os anos chuvosos nota-se que não ocorre nenhuma diferença relevante das áreas de aumento e diminuição da precipitação entre MIT e MIT-Mod quando comparado com Figura 24a. Isto é, o padrão permanece praticamente o mesmo sobre todo o Estado do Amapá.

Na análise da Figura 28b-c, verifica-se que as regiões de viés úmido (1 a 4 mm/dia) apresentaram um comportamento semelhante ao da Figura 24b-c. Já as regiões de viés seco (-2 a -1 mm/dia), apresentaram redução na sua área de abrangência, localizando-se apenas sobre a região centro-oeste (sul de Serra do Navio, sul Pedra Branca do Amapari, Porto Grande e norte de Mazagão) do Estado do Amapá. As regiões mais próximas do observado (cinza) apresentaram um aumento de suas áreas de abrangência, significando uma melhoria na simulação de precipitação com o MIT-Mod para o trimestre SON.

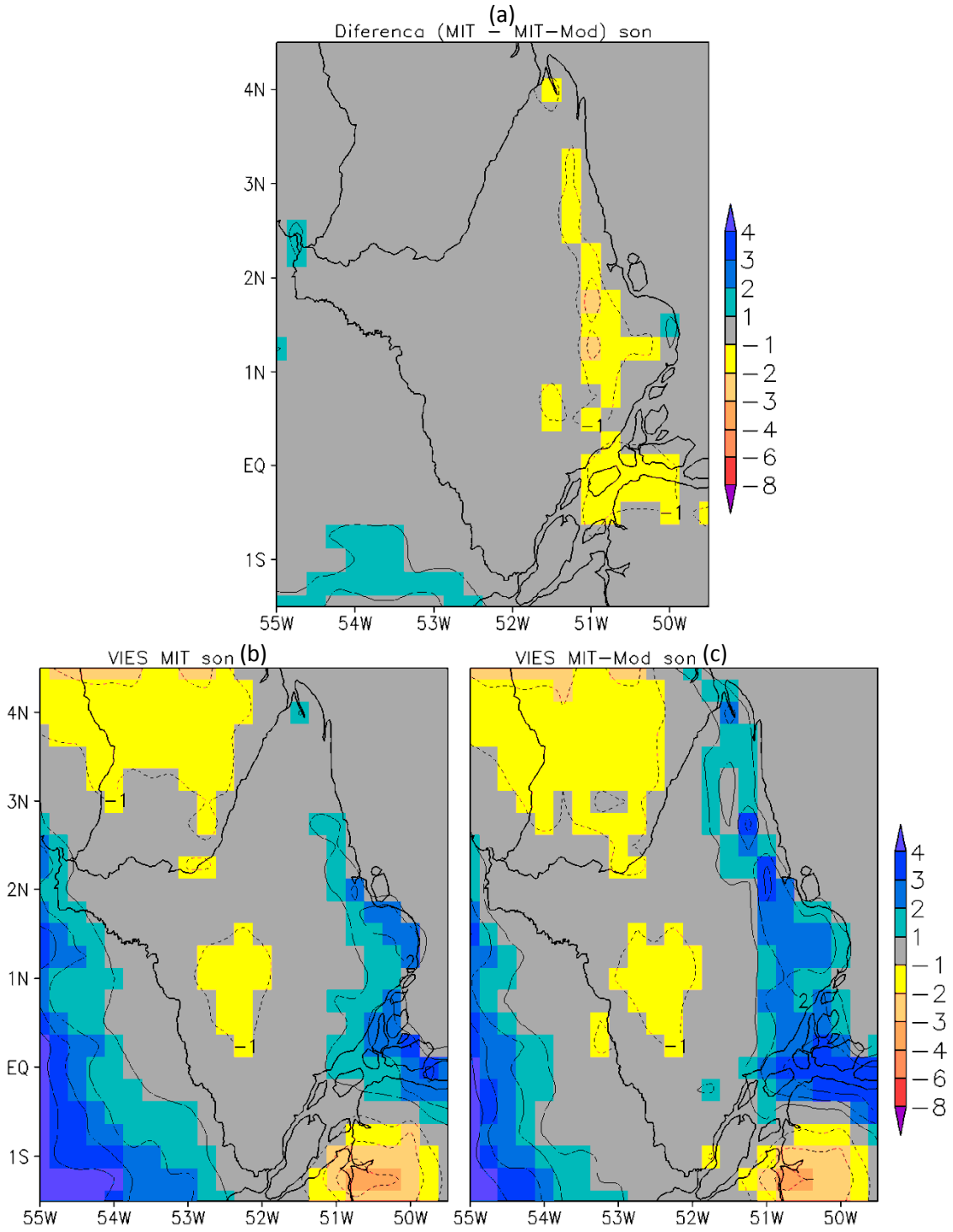

Figura 28. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período chuvoso: 2000, 2004, 2007, 2008, 2010.

Analisando a Figura 29a para os anos seco (2001, 2002, 2003, 2009) do primeiro trimestre (DJF), observam-se áreas positivas (redução da precipitação) com o mesmo padrão

da Figura 21a. Nas regiões negativas (aumento da precipitação), apresentam-se uma redução em sua área de abrangência, situando-se mais ao norte e parte do litoral.

Comparando a Figura 29b-c do trimestre de DJF, nota-se um padrão semelhante de viés seco com limiar entre -6 a -2 mm/dia, em boa parte do Estado e as regiões próximas do observado (cinza) localizadas ao norte. Apenas na Figura 29b, verifica-se um limiar entre -2 a -1 mm/dia situado a leste do Estado (município do Amapá). De maneira geral, a simulação com MIT e MIT-Mod melhora os valores de precipitação para os anos secos, quando comparado com todo o período estudado da Figura 21b-c do mesmo trimestre.

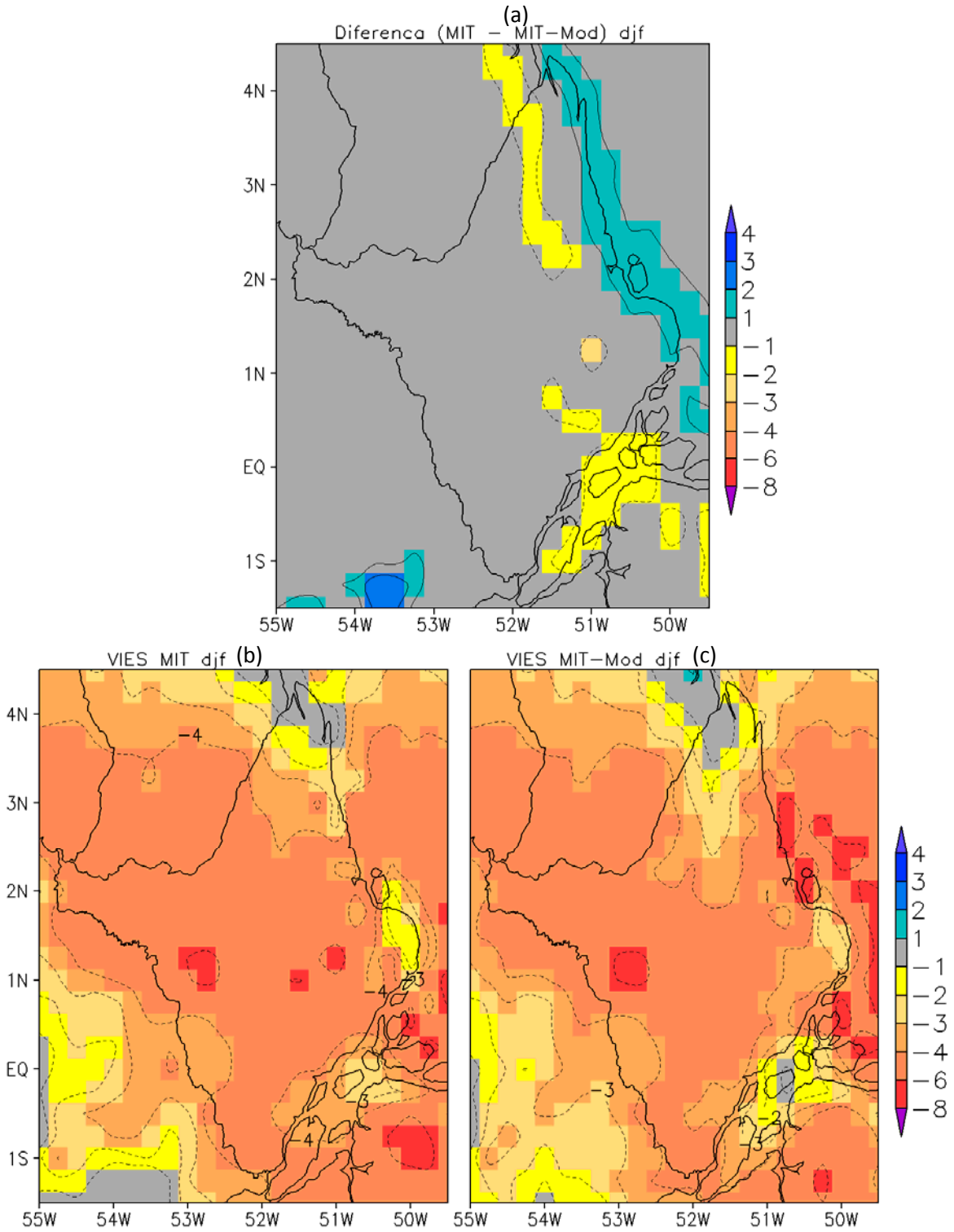

Figura 29. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para DJF entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para DJF com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009.

Analisando a Figura 30a para o trimestre de MAM dos anos secos, verifica-se que as áreas de redução (verde) e aumento (amarela) da precipitação apresentam o mesmo padrão

espacial da Figura 22a, indicando, que MIT-Mod não apresentou diferenças relevantes para este trimestre dos anos secos.

Na análise da Figura 30b, para o mesmo trimestre em questão, verifica-se uma menor área de viés mais seco de limiar de no máximo -8 mm/dia sobre os municípios de Oiapoque, Calçoene, Pracuuba, Ferreira Gomes, Tartarugalzinho, Porto Grande, Macapá, Cutias e Itaubal, quando comparado com a Figura 6b. Nas demais áreas verifica-se um viés menos seco entre -6 a -4 mm/dia localizado na região litorânea e -8 a -6 mm/dia com predominância no oeste, sudoeste e sul do Estado do Amapá.

Na Figura 30c, observa-se uma redução da área de viés mais seco (-8 mm/dia) com predominância sobre os municípios de Calçoene, norte do Amapá, oeste de Pracuúba, Ferreira Gomes e Porto Grande. Destaca-se ainda, um viés menos seco (-6 a -3 mm/dia) situado sobre as áreas norte, leste e sudeste do Estado. Indicando que MIT-Mod melhorou a simulação para o trimestre MAM do período seco.

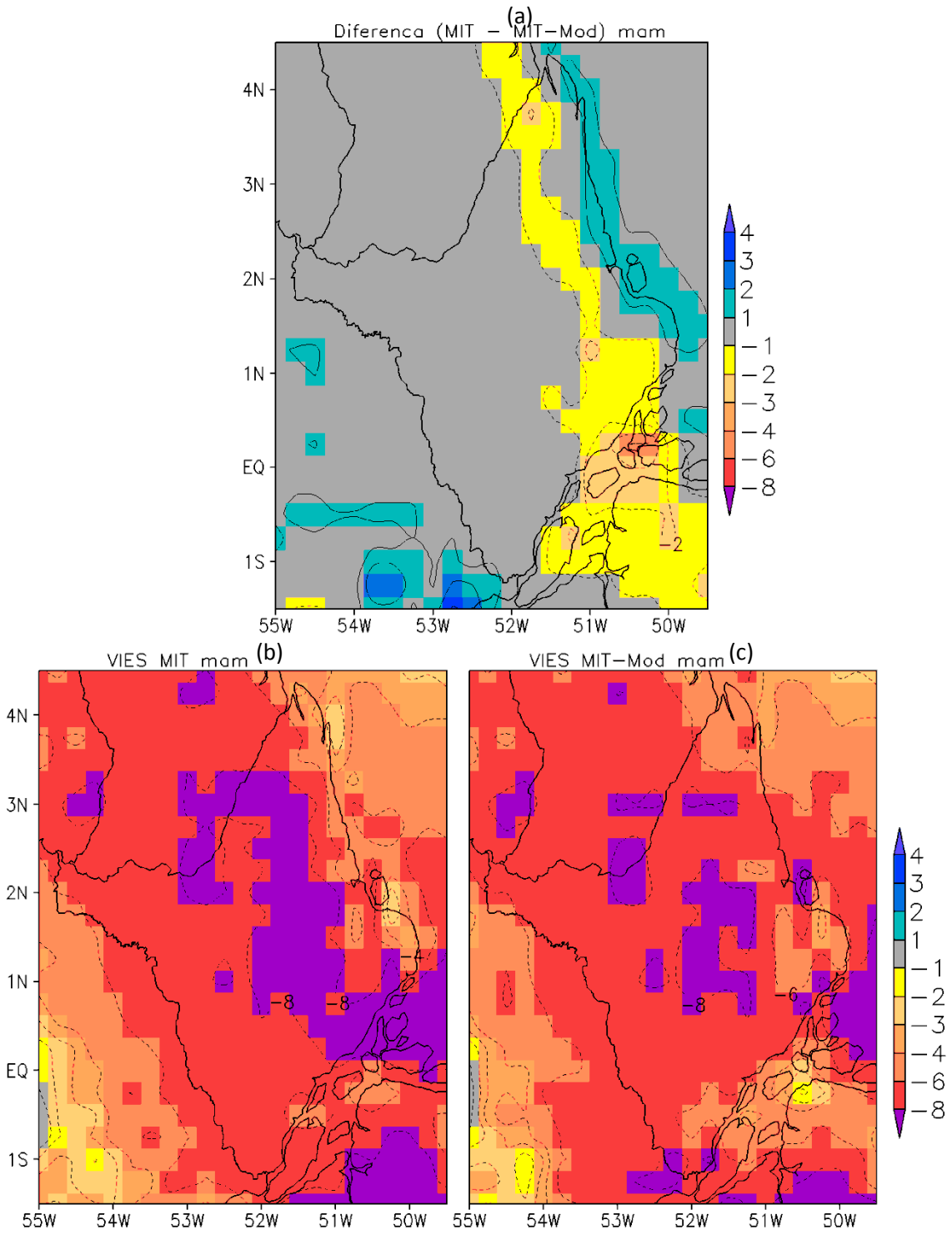

Figura 30. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para MAM entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para MAM com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009.

Analisando a Figura 31a do trimestre JJA do período seco, nota-se que as áreas de redução de precipitação (regiões verdes) não apresentaram diferenças relevantes em relação a

Figura 23a. Mas as áreas de aumento da precipitação (regiões amarelas) apresentam ampliação de sua abrangência quando comparado com Figura 23a, indicando que sobre estas áreas da Figura 31a, a parametrização com MIT-Mod melhora as simulações de precipitação do trimestre JJA para os anos secos.

Analisando a Figura 31b do trimestre JJA do período seco de simulação com a parametrização de MIT, verifica-se, um padrão espacial de viés seco (amarela), úmido (verde) e regiões próximas do observado (cinza), semelhante ao da Figura 23b.

Na Figura 31c para o trimestre JJA dos anos secos, verifica-se, que o viés seco localizado nas faixas central e oeste e viés úmido localizado a leste do Estado apresentam um padrão semelhante ao da Figura 23c. Indicando que a parametrização com MIT-Mod não apresentou diferenças relevantes para os anos secos do trimestre citado.

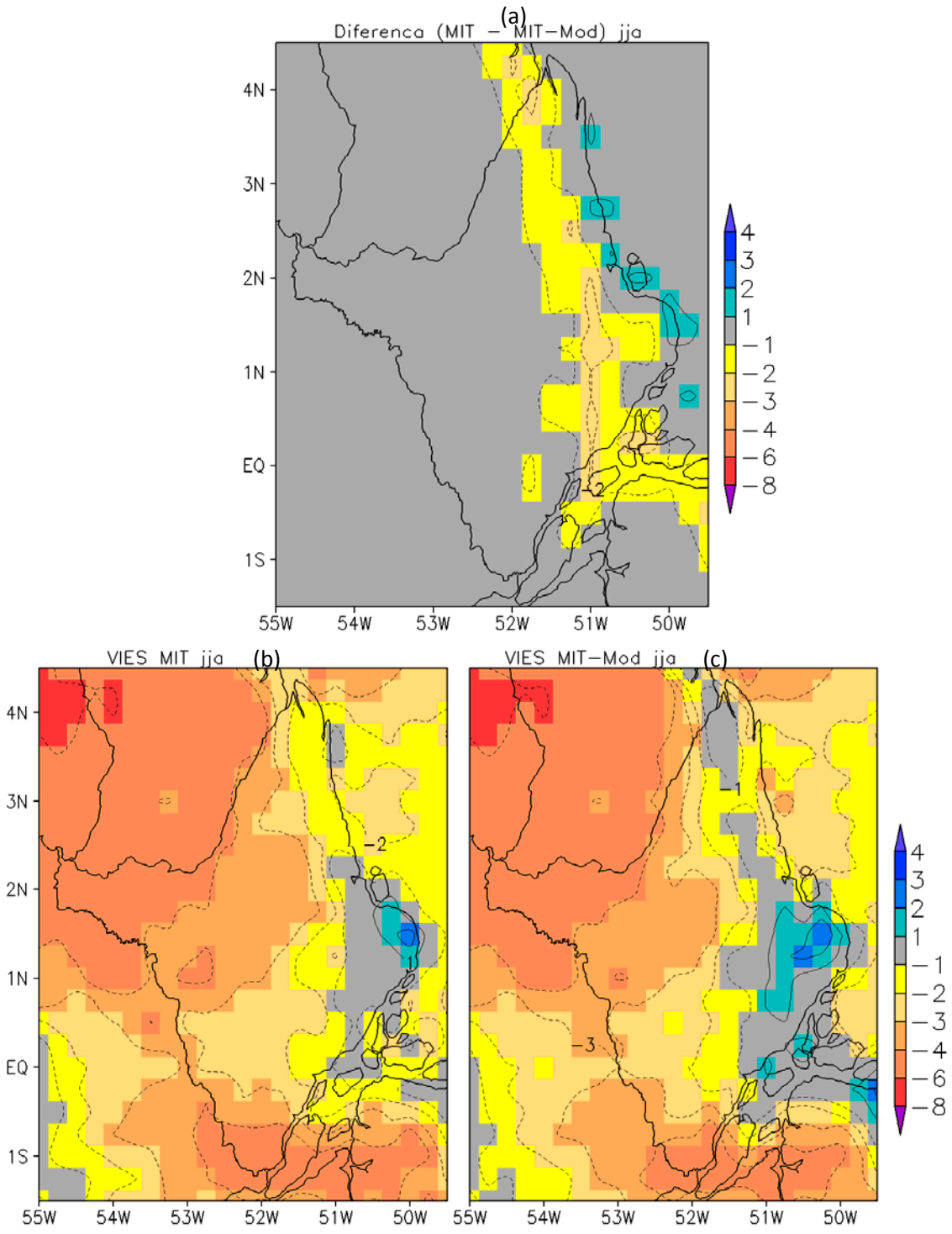

Figura 31. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para JJA entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para JJA com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009.

Na Figura 32a, do trimestre SON do período seco, observa-se um padrão similar ao da Figura 24a. Isto é, áreas de aumento da precipitação (amarela) de limiar entre -2 a -1 mm/dia

sobre as regiões norte, litoral e leste-sudeste do Estado do Amapá. Este resultado indica que a parametrização de MIT-Mod não mostrou diferenças relevantes para o trimestre SON dos anos secos.

Analisando a Figura 32b do trimestre (SON) do período seco observa-se que áreas de viés úmido (verde, 1 a 4 mm/dia) situadas nas regiões do litoral, leste e sudeste do Estado, apresenta um padrão semelhante ao da Figura 24b. Porém, as regiões de viés seco (amarelo, -2 a -1 mm/dia) apresentam um determinado aumento em sua área de abrangência quando comparado com Figura 24a. Na análise da Figura 32c observa-se que regiões de viés úmido (verde, 1 a 4 mm/dia) apresentam um padrão similar ao da distribuição espacial em relação a Figura 24c. Nas áreas de viés seco (amarela, -2 a -1 mm/dia) apresentam um determinado aumento em sua área de abrangência localizando-se sobre os municípios de Oiapoque, Serra do Navio e Pedra Branca do Amapari. Estes resultados indicam que tanto a parametrização com MIT e com MIT-Mod, subestimam a precipitação para o trimestre de SON dos anos secos.

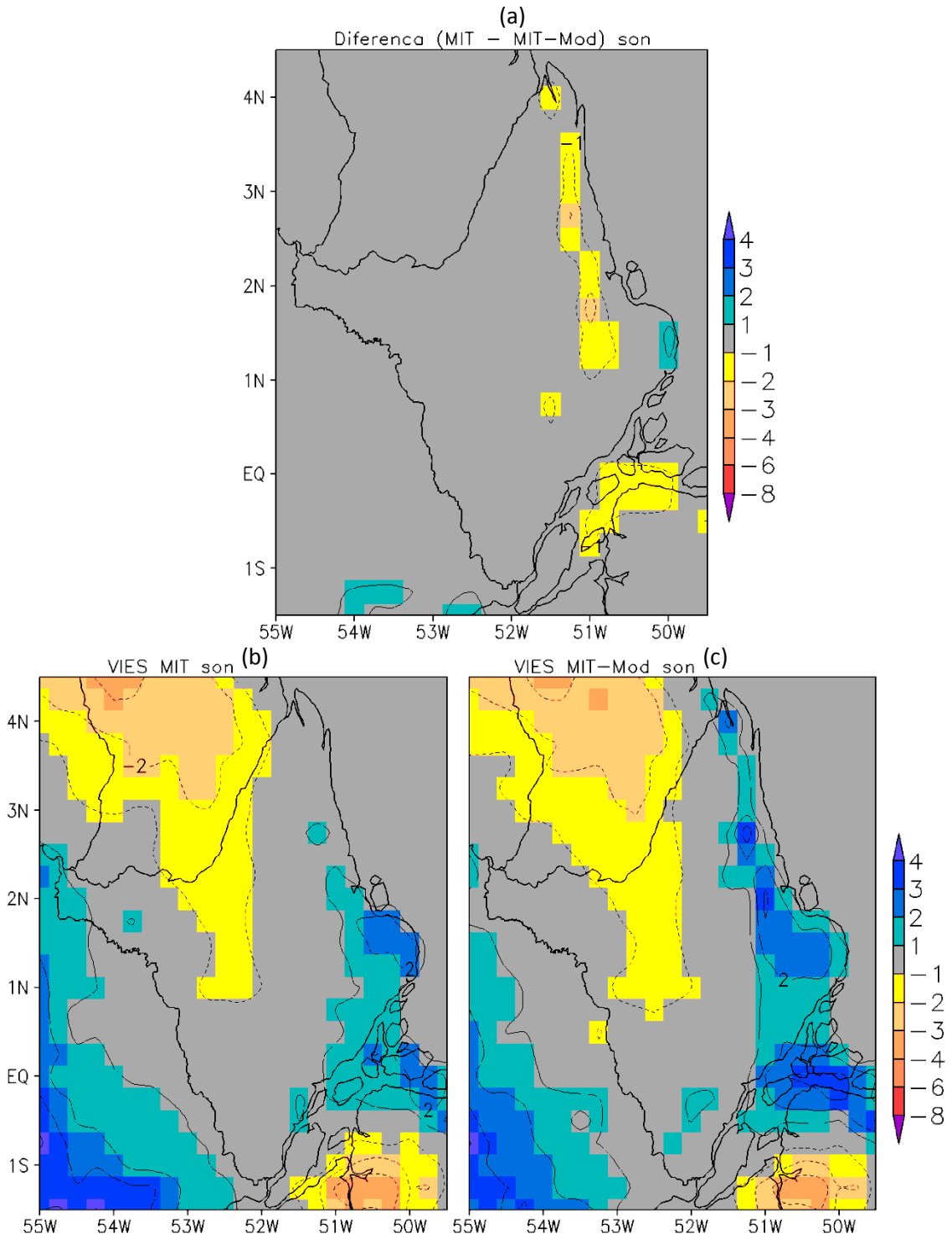

Figura 32. Diferença (mm/dia) entre a precipitação climatológica sazonal para SON entre (a) MIT (vegetação original) e MIT-Mod (vegetação modificada). Mapas abaixo: Viés (mm/dia) da precipitação climatológica sazonal para SON com referência aos dados observados do TRMM para (b) MIT e (c) MIT-Mod. Período seco: 2001, 2002, 2003, 2009.

Nesta análise comparativa de precipitação dos trimestres DJF, MAM, JJA, SON ao longo de todo o período, verificou-se que as parametrizações de MIT e MIT_Mod, apresentaram relativamente o mesmos vieses seco e úmido nos primeiros trimestres, já no último trimestres (SON) o MIT_Mod indica certo ganho de aumento de precipitação. Este último resultado mostra concordância com Osborne et al., (2004), onde encontraram que a vegetação tem um efeito importante sobre o clima ao longo da região tropical, porém com impacto muito maior na estação seca, por esta apresentar uma baixa disponibilidade de umidade na superfície terrestre.

6.4. Análise Descritiva

A Tabela 1 apresenta coeficientes de correlação dos anos secos e chuvosos existentes entre os diferentes aspectos (TRMM_Chuvoso; MIT_Chuvoso, MIT_Modificado Chuvoso; TRMM_Seco; MIT_Seco, MIT_Seco_Modificado) analisados entre as precipitações observadas do satélite TRMM e os simulados com o modelo RegCM3 para toda a área do Estado do Amapá.

Na análise do período chuvoso (Tabela 1), observa-se que ocorreu uma maior correlação (0,66) entre o TRMM chuvoso versus o MIT modificado chuvoso quando comparada com a correlação (0,63) do TRMM chuvoso e o MIT chuvoso.

Analisando o período seco, verifica-se uma correlação de 0,71 entre o TRMM seco e o MIT seco e uma correlação de 0,71 entre o mesmo dado do TRMM e o MIT modificado seco. Na coluna posterior, observa-se uma alta correlação de 0,96 entre o MIT seco e o MIT modificado seco. Logo, se observa que entre os dois diferentes períodos (chuvoso e seco) analisados para quatorze anos de dados, as maiores correlações ocorreram para os anos secos em relação ao estimado (TRMM).

Tabela 1 - Matriz de correlação linear entre os diferentes aspectos analisados dos anos secos e chuvosos do período de 1998-2010.

	TRMM_Chu	MIT_Chu	MIT_Mod_Chu	TRMM_Sec	MIT_Sec	MIT_Mod_Sec
MIT_Chu	**0,63**	1	---	---	---	---
MIT_Mod_Chu	**0,66**	**0,96**	1	---	---	---
TRMM_Sec	0,04	-0,058	-0,154	1	---	---
MIT_Sec	0,04	-0,004	-0,091	**0,71**	1	---
MIT_Mod_Sec	0,05	-0,011	-0,048	**0,70**	**0,95**	1

Analisando a Figura 33 a-c, verifica-se que para o primeiro trimestre chuvoso (DJF), o modelo subestima a precipitação pluviométrica tanto com a parametrização de MIT original (MIT) como de MIT modificado (MIT_Mod) em todo o período estudado nas três áreas (Reg1, Reg2 e Reg3), quando comparado com os dados do TRMM. Entretanto, a parametrização de MIT modificado apresentou maiores correlações (0,41; 0,37; 0,53) respectivamente às áreas de estudo. Vale destacar ainda que, especificamente na área Reg3, o MIT modificado apresentou a maior correlação (0,53) entre todas as demais áreas do estudo, indicando maior redução da subestimativa da precipitação pluviométrica nesta região.

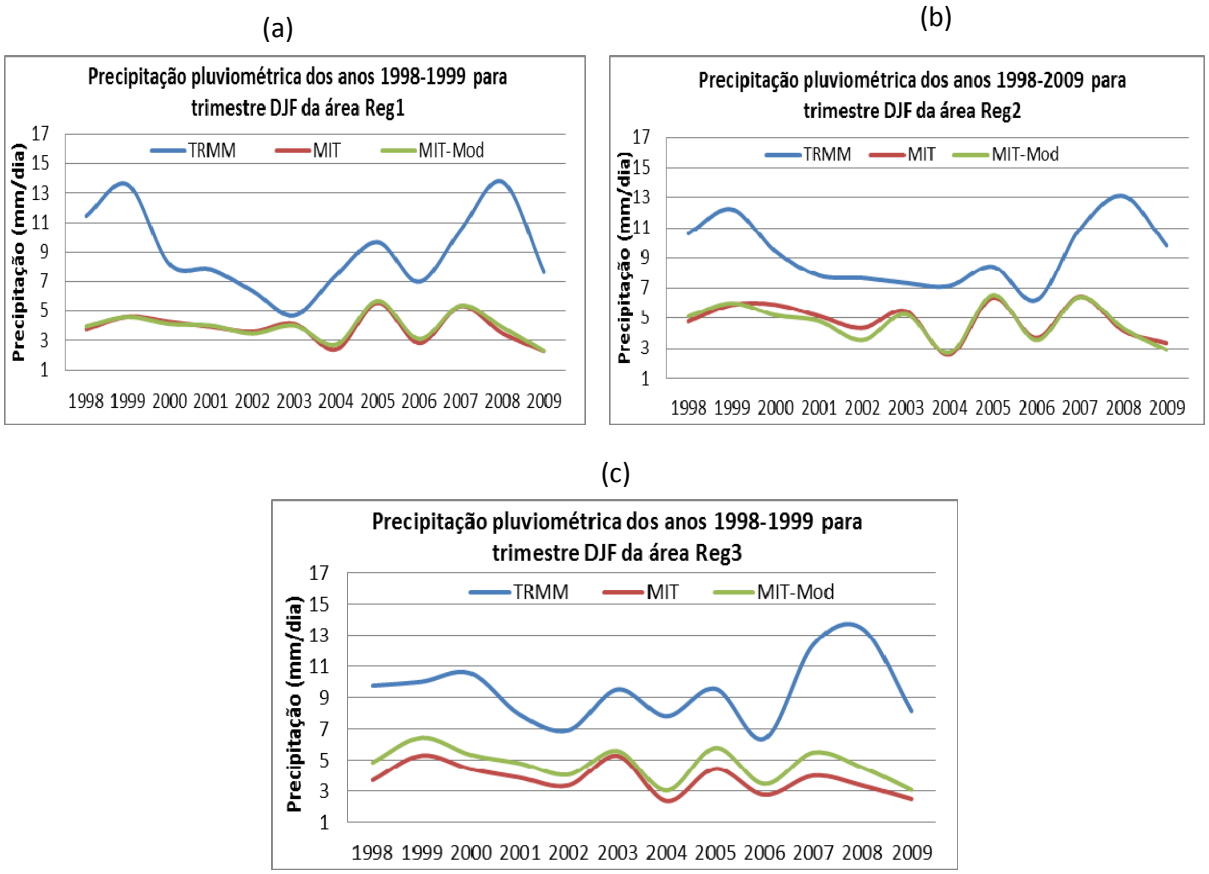

Figura 33. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre DJF das áreas Reg1 (a), Reg2 (b) e Reg3 (c).

Analisando o segundo trimestre (MAM) da Figura 34a-c, observa-se novamente, uma subestimativa da precipitação do simulado (MIT e MIT_Mod) com o observado (TRMM) em todos os anos da análise. Com ênfase, para a parametrização com o MIT Modificado (MIT_Mod), que apresentou maiores valores de correlações (0,77; 0,62; 0,54) em relação ao TRMM em todas as áreas da análise. Para este trimestre, diferente do trimestre anterior, a maior correlação (0,77) foi observada na área norte do Estado do Amapá, com a

parametrização de MIT modificado (MIT_Mod), indicando aumento da melhoria da precipitação simulada para esta área.

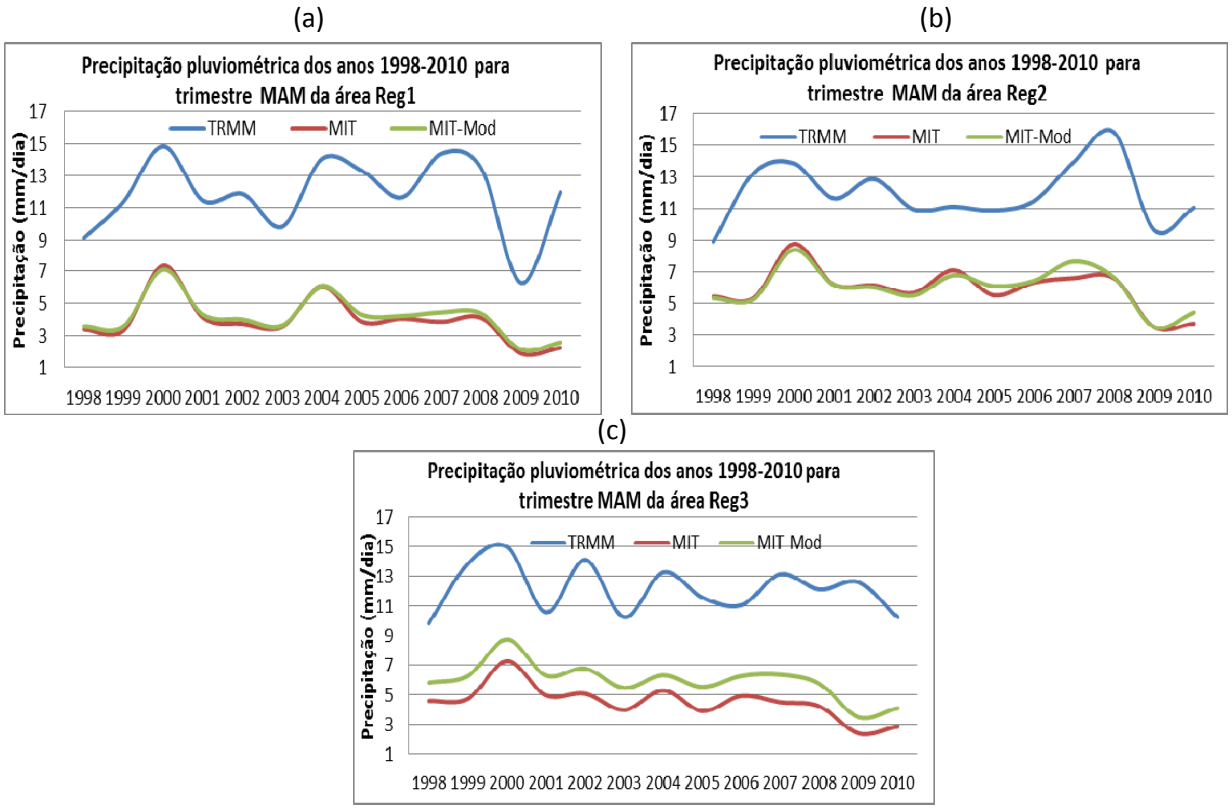

Figura 34. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre MAM das áreas Reg1 (a), Reg2 (b) e Reg3 (c).

Na Figura 35a, observa-se um padrão de subestimativa da precipitação do simulado (MIT e MIT_Mod) com o observado (TRMM) em praticamente todo o período de estudo, com exceção do ano de 2000, que indica uma superestimativa das simulações de precipitação, ressalta-se ainda, o ano de 2004, em que o MIT_Mod apresentou um padrão de precipitação muito próximo do valor observado do TRMM.

Na análise da área Reg2 (Figura 35b), observa-se um padrão bastante heterogêneo entre superestimativa e subestimativa dos dados simulados com os dados observados para o período estudado. Na simulação com a parametrização de MIT, observa-se uma superestimativa para os anos de 1998, 1999, 2000, 2002, 2004 e 2006 e uma subestimativa para os anos de 2003, 2005, 2007, 2008, 2009 e 2010. Já, a simulação com o MIT_Mod, nota-

se uma superestimativa que vai dos anos de 1998 a 2006 e 2010 e uma subestimativa desde de 2007 a 2009.

Analisando a área Reg3 (Figura 35c), nota-se na parametrização com o MIT, uma subestimativa em todos os anos em relação ao TRMM, com destaque para o ano de 2001 que apresenta uma menor subestimativa de precipitação. Já, a parametrização com MIT_Mod, apresenta um padrão de superestimativa de precipitação para os anos de 1999, 2000, 2001 e 2004 e uma subestimativa para os demais anos do período estudado.

Nesta análise, o MIT-Mod apresenta maiores correlações (0,28, 0,65, 0,51), para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 respectivamente, em relação aos dados do TRMM. Destaque pode ser dado, para área Reg2, que apresenta a mais alta correlação (0,65) para o trimestre em questão, em relação às demais áreas.

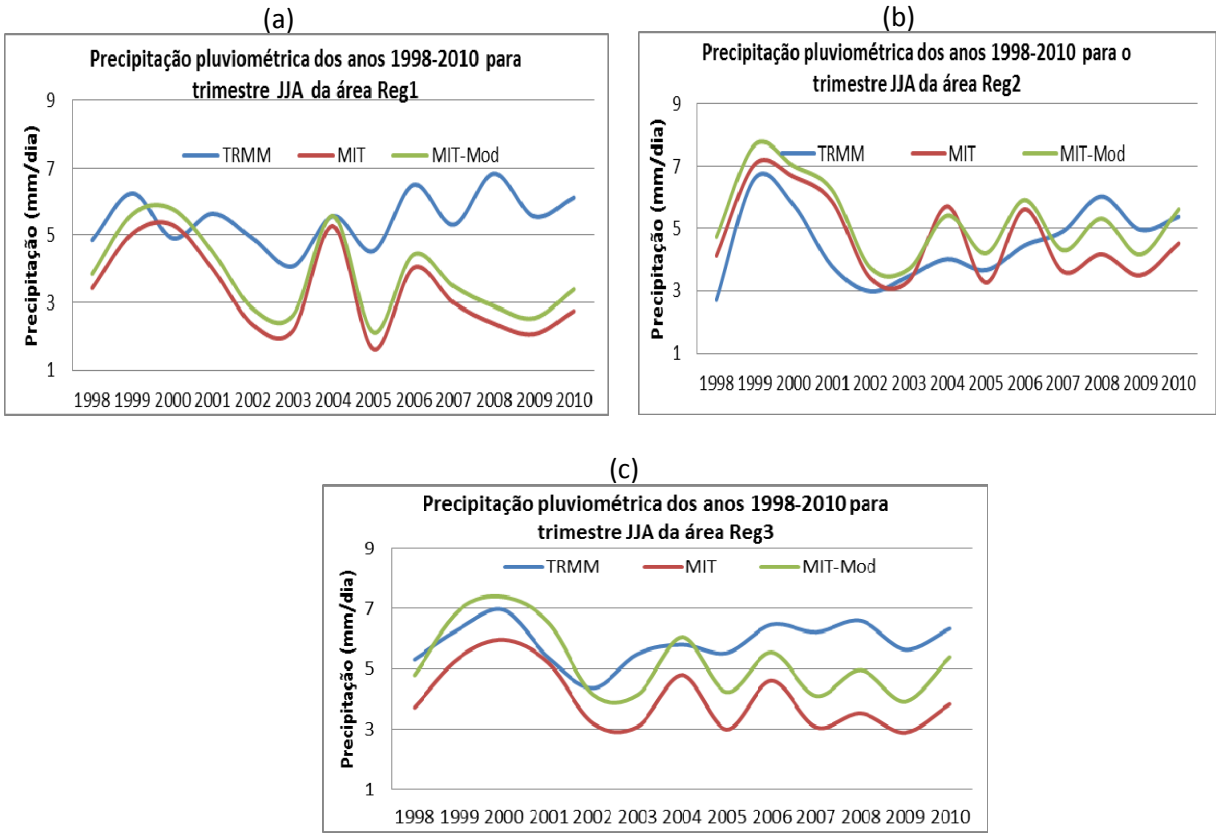

Figura 35. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre JJA das áreas (a) Reg1, (b) Reg2 e (c) Reg3.

Em uma análise geral, para o último trimestre seco (SON) da pesquisa, verifica-se que as áreas norte, centro e sul do Estado do Amapá, apresentam um padrão bastante diferenciado

entre si, quando se comparam os dados simulados (MIT e MIT_Mod) com os dados observados (TRMM).

Na Figura 36a, nota-se que o MIT_Mod apresenta uma superestimativa em praticamente todos os anos estudados, exceto os anos de 2003 e 2009, que apresentam uma subestimativa simulada da precipitação. Analisando o MIT da mesma figura, verifica-se uma superestimativa de precipitação para os anos 1999, 2002, 2005, 2007 e 2008 e uma subestimativa para os anos 2003, 2004, 2006, 2009 e 2010.

Na Figura36b-c, nas áreas Reg2 e Reg3, observa-se que os dados simulado (MIT e MIT_Mod) apresentam uma superestimativa de precipitação em todos os anos do período de estudo em relação ao TRMM. Sendo que, os dados simulados com MIT_Mod, apresentam uma superestimativa de precipitação ainda maior que os simulados com MIT. Nesta análise, diferente dos outros trimestres apresentados, as maiores correlações encontram-se nas simulações de MIT, e entre as maiores correlações, destaca-se a região sul, que apresenta uma correlação de 0,58 em relação ao TRMM.

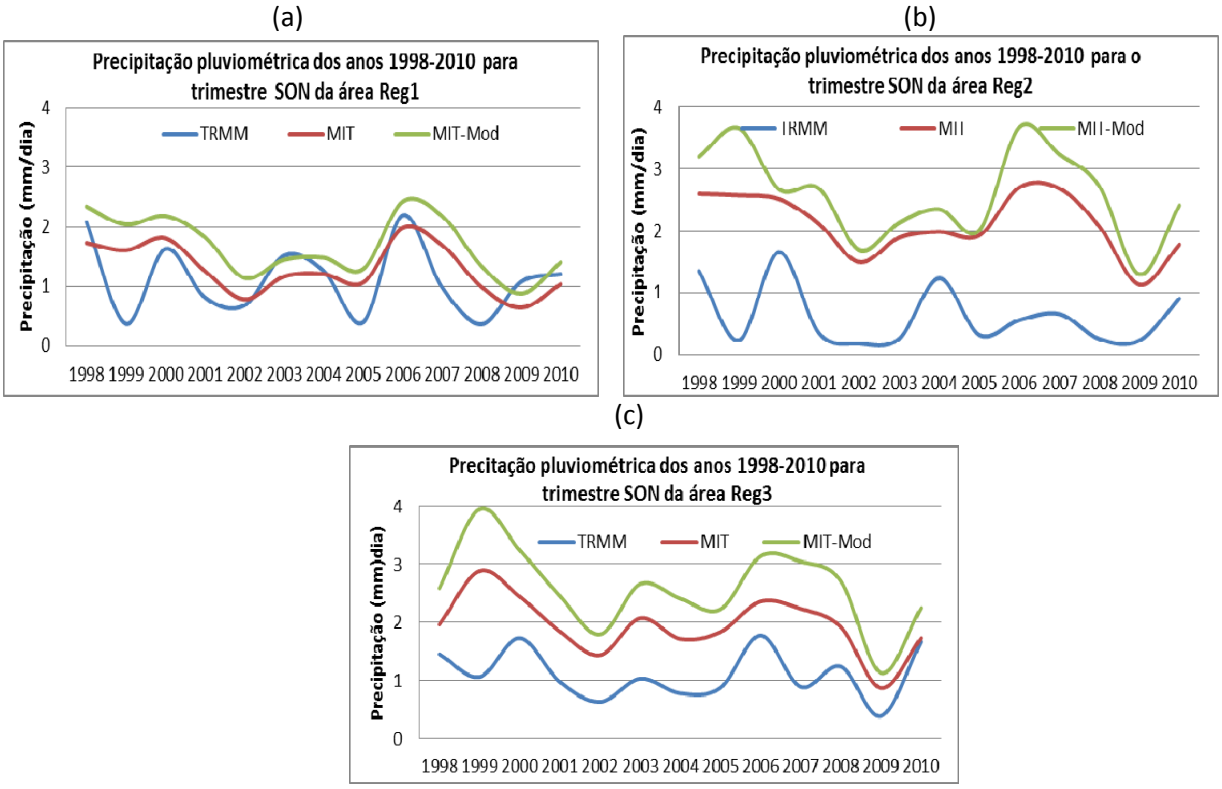

Figura 36. Comparação entre precipitação pluviométrica (TRMM, MIT, MIT-Mod) para o período 1998-2010 do trimestre SON das áreas (a) Reg1, (b) Reg2 e (c) Reg3.

O comportamento do modelo RegCM3 em apresentar um predomínio de subestimativa de precipitação em praticamente todas as análises das simulações dos trimestres, pode se

inferir, que área de cobertura vegetal modificada não foi suficiente para provocar um resultado mais eficaz ou as precipitações sazonais que influenciam o Estado do Amapá não são sensíveis a parametrização de superfície (STEINER et al., 2009). Ou ainda a área do domínio do modelo RegCM3 escolhido para esta pesquisa não foi suficiente para representar bem a sensibilidade do modelo em capturar as precipitações sazonais em escala regional (GOCHIS et al., 2002; WANG et al., 2004; MEI e WANG, 2010) mais eficientes e representativas de cenários futuros no Estado do Amapá, as quais podem subsidiar a gestão e conservação da biodiversidade tropical no Estado.

Para análise de variância que se considera tanto a variação da precipitação no tempo (períodos de 1998 a 2010) quanto os tratamentos (TRIMM, MIT, MIT-Mod), utilizou-se a ANOVA - dupla entrada, para analisar as duas influências, que foram o período experimental e as simulações do modelo (HAIR et al, 2005; LEVINE et al, 2005).

Na Tabela 2 estão descritos os resultados das ANOVA de dupla entrada (AYRES, et al., 2005; BOCARD, et al., 2011), considerando tanto o eixo temporal (sazonalidade) quanto os diferentes tratamentos (TRMM, MIT e MIT_Mod), onde os parâmetros **SQ = Soma dos quadrados; g1 = Grau de liberdade; MQ = Média dos quadrados; F = Fator de Fisher (ANOVA); Valor-P = Valor da probabilidade de aceitar a hipótese alternativa; F crítico = Valor de Fisher,** b analisados para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3.

Verifica-se, então, que as características de variabilidade da precipitação do primeiro trimestre **(DJF)** se apresentam com os valores destacados de $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ (razão entre o quadrado médio da regressão e o quadrado médio do erro) e ***p*** (probabilidade ou significância). A variabilidade sazonal foi significativa com $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 2,32 e p = 0,044. Em relação aos tratamentos os parâmetros obtidos foram $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 45,15 e p =1,63x10^{-8}.

Para a **Área Reg2** (Tabela 2), do trimestre em questão **(DJF)**, a variabilidade sazonal foi significativa com $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 3,27 e p = 0,0087. Em relação aos tratamentos os parâmetros obtidos foram $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 53,20 e p = 3,73x10^{-9}.

Ainda na Tabela 2, para a **Área Reg2**, a variabilidade sazonal foi significativa com $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 3,59 e p = 0,005 e os tratamentos obtidos foram $\mathbf{F_{(35,95\%)}}$ = 91,29 e p = 2,22 x 10^{-11}.

Tabela 2- Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (DJF) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá.

Fonte da variação/Reg1	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	59,39	11	5,39	2,33	**0,044138***	2,26
Tratamento	209,49	2	104,74	45,16	**1,63E-08***	3,44
Erro	51,02	22	2,32			
Total	319,90	35				
Fonte da variação/Reg2	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	53,81	11	4,89	3,27	**0,008661***	2,26
Tratamento	159,14	2	79,57	53,20	**3,73E-09***	3,44
Erro	32,90	22	1,49			
Total	245,86	35				
Fonte da variação/Reg3	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	46,56	11	4,23	3,59	**0,005162***	2,26
Tratamento	215,16	2	107,58	91,29	**2,22E-11***	3,44
Erro	25,92	22	1,17			
Total	287,65	35				

***significativo**

Na análise da Tabela 3, que apresenta as características de variabilidade da precipitação do trimestre **(MAM)**. Para **Área Reg1**, verificou-se que a variabilidade sazonal mostrou-se significativa com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 8{,}052$ e $p = 8{,}66\text{x } 10^{-6}$. Em relação aos tratamentos os parâmetros obtidos foram $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 277{,}20$ e $p = 2{,}6\text{x}10^{-17}$. Na **Área Reg2**, encontra-se uma variabilidade sazonal significativa, com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 6{,}49$ e $p = 5{,}31\text{x}10^{-5}$ com tratamentos de valores de $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 186{,}15$ e $p = 2{,}43\text{x}10^{-15}$.

Para a **Área Reg3**, a variabilidade sazonal também se apresentou significativa com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 6{,}06$ e $p = 9{,}13\text{x}10^{-05}$ e os parâmetros obtidos nos tratamentos mostraram-se com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 296{,}35$ e $p = 1{,}21 \text{ x } 10^{-17}$.

Tabela 3- Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (MAM) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá.

Fonte da variação/Reg1	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	90,36	12	7,53	8,05	**8,66E-06***	2,183
Tratamento	518,44	2	259,22	277,21	**2,6E-17***	3,40
Erro	22,44	24	0,93			
Total	631,25	38				
Fonte da variação/Reg2	**SQ**	**gl**	**MQ**	**F**	**valor-P**	**F crítico**
Ano	65,34	12	5,44	6,43	**5,31E-05***	2,18
Tratamento	312,24	2	156,11	186,15	**2,43E-15***	3,40
Erro	20,13	24	0,84			
Total	397,70	38				
Fonte da variação/Reg3	**SQ**	**gl**	**MQ**	**F**	**valor-P**	**F crítico**
Ano	52,01	12	4,33	6,07	**9,13E-05***	2,18
Tratamento	423,31	2	211,65	296,34	**1,21E-17***	3,40
Erro	17,14	24	0,71			
Total	492,47	38				

***significativo**

Analisando as características de variabilidade da precipitação do trimestre **(JJA) na** Tabela 4. Verifica-se que na **Área Reg1**, a variabilidade sazonal mostrou-se significativa com $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 4,76 e p = 0,00057. Em relação aos tratamentos os parâmetros obtidos foram $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 28,19 e p =5,01x10^{-7}. Na **Área Reg2**, encontra-se uma variabilidade sazonal significativa, com $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 8,16 e p = 7,67x10^{-6} com tratamentos obtidos de $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 3,86 e p =0,034.

Na **Área Reg3** verificam-se as mesmas características que as demais áreas, com variabilidade sazonal também significativa com $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 6,97 e p = 2,94x10^{-5} com parâmetros obtidos nos tratamentos de $\mathbf{F_{(38,95\%)}}$ = 34,94 e p = 7,78x10^{-8}.

Tabela 4 - Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (JJA) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá.

Fonte da variação/Reg1	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	32,76	12	2,73	4,76	**0,000569***	2,18
Tratamento	32,34	2	16,17	28,19	**5,01E-07***	3,40
Erro	13,76	24	0,57			
Total	78,86	38				
Fonte da variação/Reg2	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	46,87	12	3,90	8,16	**7,67E-06***	2,18
Tratamento	3,70	2	1,85	3,87	**0,034991***	3,402
Erro	11,48	24	0,48			
Total	62,05	38				
Fonte da variação/Reg3	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	27,79	12	2,32	6,97	**2,94E-05***	2,18
Tratamento	23,21	2	11,60	34,94	**7,78E-08***	3,40
Erro	7,97	24	0,33			
Total	58,97	38				

***significativo**

Para a análise do último trimestre **(SON)** para todo o período estudado (Tabela 5), verifica-se significância em todas as áreas **(Reg1, Reg2 e Reg3)** tanto no aspecto da variabilidade sazonal quanto para os tratamentos analisados.

Para **Área Reg1**, a variabilidade sazonal mostrou-se significativa com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 6,36$ e $p = 6,22x10^{-5}$ com parâmetros dos tratamentos de $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 11,44$ e $p = 0,00032$. Na **Área Reg2**, a variabilidade sazonal de $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 4,16$ e $p = 0,0014$ com tratamentos de valores de $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 83,61$ e $p = 1,53x10^{-11}$. Na **Área Reg3**, verificou-se uma variabilidade sazonal com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 7,64$ e $p = 1,36x10^{-5}$ e parâmetros obtidos nos tratamentos com $\mathbf{F_{(38,95\%)}} = 73,76$ e $p = 5,63x10^{-11}$.

Tabela 5 - Anova de Dupla Entrada, considerando sazonalidade trimestral (SON) e as respostas dos tratamentos para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3 do Estado do Amapá.

Fonte da variação/Reg1	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	7,29	12	0,61	6,38	**6,22E-05***	2,18
Tratamento	2,19	2	1,09	11,44	**0,000323***	3,40
Erro	2,29	24	0,09			
Total	11,78	38				
Fonte da variação/Reg2	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	8,15	12	0,68	4,16	**0,001441***	2,18
Tratamento	27,28	2	13,64	83,61	**1,53E-11***	3,40
Erro	3,91	24	0,16			
Total	39,33	38				
Fonte da variação/Reg3	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Ano	8,78	12	0,73	7,64	**1,36E-05***	2,18
Tratamento	14,12	2	7,06	73,77	**5,63E-11***	3,40
Erro	2,29	24	0,09			
Total	25,20	38				

***significativo**

Portanto, todas as análises acusaram diferenças significativas em pelo menos um dos tratamentos e em pelo menos um dos períodos. Isto é, as médias TRIMM, MIT e MIT-Mod foram significativamente diferentes com variações expressivas (F e p da ANOVA significativos).

É importante ressaltar que a ANOVA indica diferenças significativas entre os períodos sazonais e entre os tratamentos em todos os testes realizados. Contudo, não indica exatamente quais tratamentos causam estas diferenças (ENDEM, 2008; HAND, 2008). Neste caso, foi utilizado o Teste de Tukey que identificou quais foram as reais fontes de variação que causaram as diferenças significativas, sendo uma análise complementar à ANOVA. Como todos os testes foram significativos (rejeição das hipóteses de igualdade das médias), foram realizadas doze combinações comparativas entre os tratamentos **(TRMM; MIT; MIT_Mod)** e os efeitos sazonais **(DJF; MAM; JJA; SON)** das precipitações, obedecendo as seguintes nomenclaturas: (1) TRMM-DJF; (2) MIT-DJF; (3) MIT_Mod-DJF; (4) TRMM-MAM; (5) MIT-MAM; (6) MIT_Mod-MAM; (7) TRMM-JJA; (8) MIT-JJA; (9) MIT_Mod-JJA; (10) TRMM-SON; (11) MIT-SON; (12) MIT_Mod-SON, que serão citadas nas análises seguintes.

Conforme observado nas análises de variância (Tabela 2, 3, 4 e 5) todos os resultados foram significativos no eixo sazonal e entre os tratamentos, ou seja, se significativo, pelo

menos um dos componentes causou tais diferenças entre as médias. Nestes casos, é possível lançar mão da análise de Tukey por intermédio de comparações múltiplas, um a um, com o objetivo de avaliar o causador das diferenças efetivas. Com destaque para os tratamento mais relevantes em cada área estudada.

Nas comparações entre os tratamentos TRMM, MIT e MIT_Mod, para o período sazonal DJF, comparando o TRMM com o MIT e MIT_Mod, observa-se que o teste de Tukey foi significativo (tratamentos 1-2 e 1-3). Contudo, não foi significativo no tratamento 2-3, corroborando as informações da Figura 33a. Neste caso, é facilmente observado que o TRMM apresenta um comportamento diferente de MIT e MIT_Mod. Com base nestas observações, aceitamos a hipótese de que o TRMM é o tratamento que causa a diferença significativa acusada pela ANOVA. Estes resultados indicam que há apenas uma diferença significativa entre os dados observados e os simulados para este período sazonal (DJF), porém não há diferenças significativas entre os modelos. Portanto, consideramos que a modificação dos parâmetros MIT para o MIT_Mod não indica melhoria na previsão especificamente para este trimestre quando comparados com os dados observados do TRMM.

Para o trimestre MAM, analisando o teste de Tukey, observa-se que nos tratamentos (4-5 e 4-6) ocorre uma significância, porém nos tratamentos (5-6) mostrou-se não significativo, concordando com a Figura 34a, e indicando novamente que o TRMM é o que causa a diferença significativa. Isso mostra que apenas as parametrizações do modelo concordam entre si, não havendo diferença significativa no ganho da previsão de precipitação para este trimestre com o MIT_Mod. Este resultado está de acordo com a Figura 34a.

Para o trimestre JJA, diferente dos trimestres anteriores, nota-se uma não significância entre os tratamentos (7-9 e 8-9). Já no tratamento (7-8) verifica-se uma significância. Desta forma, pode-se se afirmar que MIT_Mod apresenta uma razoável melhoria na captura da intensidade de precipitação para este trimestre concordando com o padrão apresentado da Figura 35a.

No último trimestre (SON) da Área Reg1 verifica-se uma não significância entre todos tratamentos (10-11; 10-12 e 11-12). Isto indica que para este trimestre não houve nenhum tipo de melhoria na precipitação com o MIT_Mod, concordando com a Figura 36a. Ou seja, neste trimestre, o modelo nas duas diferentes parametrizações (MIT e MIT_Mod) apresentam maior confiabilidade na previsão de precipitação do que em relação a todos os demais trimestres.

Para análise do primeiro trimestre (DJF) da **Área Reg2**, verifica-se que nos tratamentos (1-2 e 1-3) ocorreu uma significância e no tratamento (2-3) uma não significância, o que concorda com a Figura 33b. Isto mostra que o TRMM apresenta um comportamento diferenciado entre MIT e MIT_Mod, provocando uma diferença significativa indicada pela ANOVA e que a parametrização de MIT_Mod não apresentou nenhum ganho na melhoria das previsões de precipitações sazonais deste trimestre.

No segundo trimestre (MAM) verificou-se entre os tratamentos (4-5 e 4-6) que o teste de Tukey foi significativo e nos tratamentos (5-6), não significativo. Isso mostra que o MIT_Mod, não melhorou no ganho de precipitação prevista pelo modelo e indicando que o TRMM apresenta um comportamento diferenciado, concordando com a Figura 34b.

Para o trimestre (JJA) todos os tratamentos (7-8; 7-9 e 8-9) acusaram valores não significativo. Portanto, para este trimestre tanto o MIT quanto o MIT_Mod, se mostram melhores para a simulação de precipitação com o TRMM. Verifica-se ainda, que o MIT_Mod não indica aumento na intensidade de precipitação para a Área Reg2 do trimestre seco (JJA) do período analisado.

Já, no último trimestre (SON) os tratamentos (10-11 e 11-12) acusaram valores não significativos e o tratamento (10-12) apresentou-se significativo. Portanto, para a área Reg2, o MIT_Mod, apresenta maior superestimativa comparado ao MIT em relação ao TRMM, concordando com a Figura 36b. Esse resultado mostra que nesta área a modificação da vegetação (MIT_Mod) não melhorou a simulação da precipitação.

Para a análise da área Reg3, que apresenta todos os tramentos sazonais realizados com o teste de Tukey, podemos observar que para o primeiro trimestre (DJF), nos tratamentos (1-2 e 1-3), ocorre uma significância entre si. Esse resultado mostra que o TRMM provoca essa diferença significativa indicada pela ANOVA, estando de acordo com a Figura 33c. Já no tratamento (2-3) verificou-se uma não significância, indicando que o MIT_Mod não apresentou um ganho de precipitação prevista em relação ao MIT, neste trimestre para esta região.

No segundo trimestre (MAM) o teste de Tukey foi significativo nos tratamentos (4-5 e 4-6). Porém, foi não significativo no tratamento (5-6), concordando com Figura 34c. Isto indica que o MIT_Mod não aumentou a intensidade de precipitação em relação ao MIT. No trimestre (JJA) observa-se que o teste de Tukey acusa significância nos tratamentos (7-8 e 7-9), indicando que o TRMM gera uma diferença significativa neste trimestre para a Área Reg3.

Este padrão pode ser verificado na Figura 35c. Para o tratamento (8-9), acusa-se uma não significância, indicando que o MIT_Mod não se diferencia do MIT, ou seja, não aumentou o ganho da intensidade de precipitação prevista neste trimestre.

Analisando último trimestre (SON) da Área Reg3, verifica-se que os tratamentos (10-11; 10-12 e 11-12) acusam uma não significância, indicando que MIT_Mod não apresentou aumento de precipitação. No entanto, as parametrizações (MIT e MIT_Mod) do modelo apresentam uma simulação mais próxima do observado (TRMM). Este resultado está de acordo com a Figura 36c.

De forma geral, para a análise de Tukey, pode-se afirmar que para o primeiro e segundo trimestres em todas as áreas analisadas a simulação com MIT e MIT_Mod mostram uma subestimativa de precipitação.

No terceiro trimestre (JJA), o MIT_Mod apresenta uma certa melhoria em capturar o padrão da intensidade de precipitação e para o último trimestre (SON) as parametrizações (MIT e MIT_Mod) indicam precipitações previstas mais próximas do observado (TRMM), com exceção da área Reg2 em que o MIT_Mod intensificou a superestimativa de precipitação.

Este comportamento do modelo em subestimar nos trimestres chuvosos pode ser devido a dificuldade que os modelos regionais possuem de capturar os sistemas de grande escala (ZCIT) em determinadas áreas (De SOUZA et al., 2009) que provocam precipitação para a região norte (Estado do Amapá) e tendem a simular um pouco melhor as precipitações nos trimestres secos devido a pouca convecção presente nesse período, onde geralmente ocorre, apenas os fenômenos precipitantes de pequena escala.

7. CONCLUSÕES

Nesta pesquisa foram avaliada a destreza do modelo climático regional RegCM3 em simular as precipitações pluviométricas sazonais trimestrais para o Estado do Amapá e validá-las com os dados do CPC e TRMM. Na primeira etapa foram realizadas simulações numéricas com grades numéricas de alta resolução (30 x 30 km) e com a cobertura vegetal original do modelo (BATS) utilizando dois diferentes esquemas de parametrização (Grell e MIT). Na segunda etapa, a cobertura vegetal foi atualizada com base no mapa de vegetação do IBGE e novas simulações numéricas foram realizadas, porém utilizando apenas a parametrização de MIT, a qual se mostrou com mais coerência nas simulações com o modelo RegCM3.

Conforme o exposto acima, com base nos resultados investigados, foram encontradas as seguintes conclusões.

- O modelo mostrou-se relativamente bom em capturar a distribuição espacial sazonal da precipitação. O MIT_Mod apresentou um desempenho razoavelmente melhor que o MIT em quase todo os trimestres sazonais, apesar da subestimativa.
- Os vieses mostraram que, apesar de predomínio de vieses seco, o modelo MIT_Mod apresenta uma razoável melhoria da intensidade de precipitação no decorrer dos trimestres.
- Entre os anos chuvosos e secos, verificou-se que no geral não ocorrem diferenças pronunciadas entre os dois diferentes períodos. Entretanto, o modelo apresentou uma relativa melhoria para o período seco, com destaque para o último trimestre.
- As maiores correlações ocorreram com MIT_Mod nos trimestres DJF, MAM e JJA para as áreas Reg1, Reg2 e Reg3. Apenas em SON, a maior correlação se deu com o MIT.
- Para análise de variância, verificaram-se significâncias expressivas, tanto para a variabilidade sazonal quanto para os tratamentos em todos os trimestres e para todas as áreas.
- Em relação à análise de Tukey, notou-se que entre os tratamentos o que mais causou diferença significativa foi o TRMM em todos os trimestres e para todas as áreas da análise.

Os resultados aqui encontrados em relação parametrização do esquema de superfície (BATS), presente no modelo (RegCM3) para a área do Estado do Amapá, apresentou razoável desempenho nas simulações de precipitação sazonal, indicando que outros testes precisam ser

realizados no aspecto físico do modelo, para uma melhoria das simulações das precipitações pluviométricas sazonais. Portanto, sugere-se para trabalhos futuros:

- Comparar os resultados do modelo usando diferentes resoluções horizontais (40, 50, 60 km), para diferentes domínios, com TSM semanal, e verificar como o modelo responde para outras variáveis climáticas.
- Comparar o BATS modificado com o novo esquema de superfície (CLM) presente na versão do RegCM4.
- Substituir toda a vegetação presente no BATS por uma vegetação rasteira (savana) para toda a área do Estado Amapá e verificar a sensibilidade do modelo para cenários de clima futuro no Estado.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALO, C. A.; WANG, G. Role of dynamic vegetation in regional climate predictions over Western Africa. **Climate Dynamics. v.35,** p. 907–922. DOI: 10.1007/s00382-010-0744-z. 2010.

ALVES, L. M.; CHOU, S. C.; MARENGO, J. A. Avaliação das previsões de chuvas sazonais do modelo ETA climático sobre o Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 29/08 a 03/09/2004, Fortaleza-CE. **Anais**... Fortaleza-CE: SBMET, 2004.

ANTHES, R.A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Mon. Wea. Rev**. v.105. p.270-286. 1977.

AYRES, M;*et al.* **Biostat 5.0: Aplicações nas Áreas de Ciências Biológicas e Médicas.** Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá – IDSM/MCT/CNPq. 2005.

BELL, J. L.; SLOAN, L. C.; SNYDER, M. Regional Changes in Extreme Climatic Events: A Future Climate Scenario. **Journal of Climate**. v.17, p. 81-87, 2004.

BETTS, A. *et al*. Hydrometeorology of the Amazon in the ERA-40. **Journal Hydrometeorology**. v. 6, p.764-774, 2005.

BETTS, R. **Modelling the influence of the vegetated land surface on climate and climate change**. 1998. 166 p. **Tese** (Doctor of Philosophy) – University of Reading: Departamento de Meteorology.

BOCARD, D., GILLET, F. e LEGENDRE, L. **Numerical ecology with R**. Springer New York Dordrecht London Heidelberg. 2011. 306p.

BONAN, G. B. **Ecological Climatology: Concepts and Applications**. 2ªed.Cambridge University Press, Cambridge. 2008. 550 p.

BONAN, G. B. *et al*. Landscapes as patches of plant functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models. **Global biogeochemical cycles**. v.16, n.2, 2002.

BROVKIN, V. Climate-vegetation interaction. **Journal of Physics**. IV France, EDP Science, Les Ulis. v.12, p. 52-64, 2002.

CALLEDE, J. *et al*. Evolution du debit de l'Amazone á Óbidos de 1903 á 1999. **Hydrological Processes**. v.49, p. 85-97, 2004.

CHEN, M. *et al*. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. **Journal of Geophysical Research**, vol 113, p.1-13. 2008.

CHEN, T. C. *et al*. Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. **Bulletin American Meteorological Society,** v. 82, p. 2209-2215, 2001.

COHEN, J. C. P. et al. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Revista Ciência e Cultura**, v. 59, p. 36-39, 2007.

COLLISCHONN, B. *et al*. Desempenho do satélite TRMMM na estimativa de precipitação sobre a bacia do Paraguai superior. **Revista Brasileira de Cartografia**, n.59, 2007.

CONDIT, H. B. The SPECTRal reflectance of American soils. **Photogrammetric Engineering**. v. 36, p. 955-966. 1970.

CORREIA, F. W. S. *et al*. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Revista Ciência e Cultura**, v.59, n.3, p. 39-43, 2007.

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p.153-167, 2006.

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. **Journal Hydrology,** v. 283, p. 206-217, 2003.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v.104, p.14189 –14198, 1999.

CPTEC/INPE. Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/ Instituto nacional de Pesquisas Espaciais. Monitoramento Brasil. **Climatologia Trimestral**. Disponível em: http://clima1.cptec.inpe.br/~rclima1/monitoramento_brasil.shtml. Acesso em: 15/03/2009.

CUADRA, S. V.; ROCHA, R. P. Simulação numérica do clima de verão sobre o Brasil e sua variabilidade. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.2, p.271-282, 2006.

Curso Uso dos Ecossistemas-Amazônico/Universidade Federal do Amapá (USEA/UNIFAP), 2010.

CUNHA, A.C. et al. Challenger and solutions for hydrodinamic and water quality um Rivers in the Amazon Basin. Chapter 4. **In:** Hydrodinamics: Natural Water Bodies. Edited by Harry Edmar Schulz, André Luiz Andrade Simões and Raquel Jahara Lobosco. Publisher by InTech, Janez Tridine, Rijieka. Croatia. p 67-88. 2012.

D'ALMEIDA, C. *et al*. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**, v.27, p.633-647, 2007.

Da SILVA, D. F.; SOUSA, F. A. S.; KAYANO, M. T. Uso de IAC e ondeletas para análise da influência das multi-escalas temporais na precipitação da bacia do rio mundaú. **Engenharia ambiental: pesquisa e tecnologia unipinhal**, v.6, p. 180-195, 2009.

DE ARAÚJO *et al*. The spatial of CO_2 storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural e Forest Meteorology**. V.150, p.226-237. 2010

DE CARVALHO, D. F.; DA SILVA, L. D. B. Movimentação da água no perfil do solo. Ciclo Hidrológico. 2006. Disponível em:< www.ufrrj.br/institutos/it/deng/leonardo/.../HIDRO-Cap2-CH.pdf>.Acesso em 10/07/2011.

DE SOUZA, E. B. *et al*. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**, v.30, n.2, p.305-318. 2000.

DE SOUZA; E.B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast - Brazil modulated by tropical pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Rev. Brasil. Met**., v19(2):p.113–122, 2004.

DE SOUZA, E. B.; CUNHA, A. C. Climatologia de precipitação no Amapá e mecanismos climáticos de grande escala. **In**: **Tempo, clima e recursos hídricos:** resultados do projeto REMETAP no Estado do Amapá. IEPA. 2010. Cap 10, p. 177 - 196.

DEARDORFF, J. Efificient prediction of ground temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. **J. Geophys. Res**, v.83, p.1889-1903. 1978.

DELIRE, C. *et al*. Comparison of the climate simulate by the CCM3 coupled to two different land-surface models. **Climate Dynamics**, v.19, p. 657-669, 2002.

DICKINSON, R. E. *et* al. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, **Tech. Note** TN-275+STR. 1986.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version le as coupled to the ncar community climate model, **Tech. Rep.** National Center for Atmospheric Research. 1993.

DICKINSON, R.E. Modelling the effects of Amazonian deforestation on reginal climate

review. **Argic. For. Meteorol.** v. 47, p. 339-347. 1989.

DICKINSON, R.E.; KENNEDY, P.J. Impacts on regional climate of amazon deforestation, **Geophys. Res. Letters**, v.19, p.1947-1950. 1992.

RIPLEY, E. A.; REDMAN, R. E. Grassland. **In** Monteith, loc.cit., p. 351. 1976

DJIOTANG TCHOTCHOU, L. A.; MKANKAM KAMGA, F. Sensitivity of the simulated African monsoon of summers 1993 and 1999 to convective parametrization schemes in RegCM3. **Theoretical Applied Climatology,** v.100, p. 207-220, 2010.

ELGUINDIN, N. et al., Regional Climate Model RegCM User Manual Version 4.1. International Centre for Theoretical Physics. p. 32. 2011

EMANUEL, K.A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, **J. Atmos. Sci**, v. 48 (21), p.2313-2335. 1991.

ENDEM, H. **Statistics for terrified biologists**. Blackwell Publishing. University of Reading, UK. 2008. 343p.

FEARNSIDE. P . M. Forest Management in Amazonia: the Need for new criteria in Evaluating development options. **Forest Ecology and Management**. v. 27, p. 61-79. 1989.

FERNANDEZ, J. P. R.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. **Theorical and Applied Climatology**, v.86, p.247-260, 2006.

FERRAZ S. F. B. et al. Landscape dynamics of Amazonian deforestation between 1984 and 2002 in central Rondônia, Brazil: assessment and future scenarios. Forest Ecology and Management, v. 204, p. 69-85, 2005.

FRITSCH, J. M.; CHAPELL, C.F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Parti: Convective parameterization, **J. Atmos. Sci**, v.37, p.1722-1733, 1980.

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R.E. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon? **Journal of climate,** v.12, p. 1306 – 1321. 1998.

FULLER, S. P.; ROUSE, W. R. Spectral reflectance changes accompanying a post-fire recovery sequence in a subartic spruce lichen wwodland. **Remote Sensing of Environmental**. v.8. p. 11-23. 1979.

GALVÃO, J. A. DA COSTA.; FISCH, G. Balanço de Energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji- Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.15, n.2, p.25-37. 2000.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. R. S. Simulations of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**. v.78, 2004.

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A. Climatic Effects of Amazonian Deforestation: Some Results from ABRACOS. **Bulletim of the American Meteorological Society**. p.823-830. 1997.

GIORGI, F. Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. **Journal of Climate**, v.**3**, p.941–963, 1990.

GIORGI, F.; MARINUCCI, M. R. Validation of a regional atmospheric model over europe: Sensitivy of wintertime and summertime simulations to selected physics parameterizations and lower boundary conditions, **Quart. J. Roy. Meteor. Soc**, v.117, p.1171-1206. 1991.

GIORGI, F.; MEARNS, L.O. Introduction to especial section: Regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D6, p. 6335-6352, 1999.

GOCHIS, D. J.; SHUTTLEWORTH, W. J.; YANG, Z. L. Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization. **Monthly Weather Review**. v.130, p. 1282–1298. 2002.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parametrizations. Monthly Weather Review. v. 21, p. 764-787. 1993.

GRELL, G.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), **Tech. Rep.** TN-398+STR, NCAR, Boulder, Colorado, p. 121. 1994.

HAIR, Jr, J. F; *et al*. **Análise multivariada de dados**. 5a Ed. Tradução: Schlup Sant`Anna e Anselmo Chaves Neto., Porto Alegre – RS. 2005.

HALTINER, G. J.; WILLIAMS, R. T. Numerical prediction and dynamic meteorology. New York. 1980. Ed. John Willey & Sons. 2 ed.

HAND, D. J. Statistics: A very short intoduction. Oxford University Press; 2008.

HICKS, C. R., e TURNER Jr, K. V. **Fundamental concepts in the design of experiments**. 5 ed. Oxford University Press, New York, 1999. 565p.

HOLTSLAG, A.; BRUIJN, E. I. F.; PAN, H. L. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. **Monthly Weather Review**, Boston, v.118, p.1561-1575, 1990.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de vegetação do Brasil.** 2004. Disponível em:< ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/>. acesso em: 08/05/2010.

ISAKSEN, I. S. A. et al. Atmospheric composition cange: Climate-Chemistry interaction. **Atmospheric Research**. v. 43, p. 5138-5192. 2009.

KALNAY, E. *et al*. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.3, p.437-471, 1996.

KIEHL, J. T. et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). Boulder, Colorado: ***Technical Note***, NCAR/TN- 420+STR, 152 pp, 1996.

KIRKUP, L. **Data analysis with Excel: an introduction for physical scientists.** Cambrigde University Press. 2002. 446 p.

KUELL, V. et al. Aplication of the hybrid convection parametrization scheme HYMACS to different meteorological situations. **Atmospheric Research**. v. 94, p. 743-753. 2009.

KUHN, P. A. F. *et al*. Previsão numérica operacional no estado do Amapá utilizando o BRAMS. **In**: Tempo, clima e recursos hídricos. Macapá – AP. IEPA. 2010. Cap. 4. 215p.

LAPRISE, R. Regional climate modeling. **Journal of Computation Physics**. v.227, p.3641-3666. 2008.

LAURENCE, S. G. V. et al. Influence of soils and topography on Amazonian tree divert: a landscape-scale. **Journal of Vegetation Science**. v. 21, p. 96-106. 2010

LEVINE, D. M. *et* al. **Estatística – Teoria e Prática**, usando o Microsoft em Português. Tradução Eduardo Benedito Curtolo e Teresa Cristina Padilha de Souza. Ed. LTC. 2005. 819 p.

LOPES, M. N. G.; **Aspectos regionais da variabilidade de precipitação no Estado do Pará: estudo observacional e modelagem climática em alta resolução**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará/ Faculdade de Meteorologia/ Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais. Belém-PA. 80p, 2009.

Macrodiagnóstico do Estado do Amapá: primeira aproximação do ZEE/. Amapá –AP. 2008. 3ª. ed. rev. ampl.

MALHI, Y. The carbon balance of tropical forest regions, 1990-2005. **Current Opinion in Sustainability Science**, v.2, n.4, p.237-244, 2010.

MALHI, Y.; PHILLIPS, O (Orgs). **Tropical forests and global atmospheric change**. New York. 2005. Ed. Oxford Biology, 250 p.

MARENGO, J. A. International variability of surface climate in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**, v.12, p. 853-863, 1992.

MARENGO, J. A.; DRUYAN, L. M.; HASTENRATH, S. Observation and modeling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climate Change**, v.23, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J. A. On the hydrological cycle of the amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3, p. 1-19, 2006.

MARENGO, J. A.: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78**,** p.79-96, 2004.

MARQUES, D. D. *et al.* Variação da radiação solar no Estado do Amapá: Estudo de Caso em Macapá, Pacuí, Serra do Navio e Oiapoque no período de 2006 a 2008. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, p. 287-294, 2012.

McGREGOR, J. L. Regional Climate Modeling. **Meteorology and Atmospherric Physics**, v.63, p.105-117, 1997.

MEI, R.; WANG, G. L. Rain follows the logging in Amazon? Interpretation of results from the CAM3-CLM3 model. **Climate Dynamics**. v. 34, p. 983-996, DOI:10.1007/s00382-009-0592-x. 2010.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. 2011. Florestas para água e zonas úmidas. Convenção sobre zonas úmidas. Brasília: Disponível em: <http://www.meioambiente.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=180>. Acesso em 06/07/2011.

MOLION, L. C. B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p. 107-117, 1987.

NEVES, D. G. *et al*. Modelagem climática regional durante dois anos de extremos de precipitação sobre o Estado do Amapá: Teste de sensibilidade aos esquemas convectivos. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v.26, n.4, p. 569 - 578, 2011.

NICHOLSON, S. On the question of the "recovery" of the rains in the West African Sahel. **Journal of Arid Environments**, v.63, p. 615-641, 2005.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, v.4, p. 957-988, 1991.

O'KEEF, W.; KUETER, J. Marshall Institute: Climate Models: **A Primer.** p. 6-22, 2004. Disponível em: http://www.marshall.org/pdf/materials/225.pdf. Acesso em: 06/08/2010.

OKI, T.; KANAE, S. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. **Science**, v.320, p.1444-1449, 2006.

OLIVEIRA, L. L. *et al*. Sazonalidade e interceptação da chuva na Floresta. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 16, p. 285-294, 2011.

ORESKES, N.; SHRADER-FRECHETTE, K.; BELITZ, K. Verification, Validation, and Confirmation of Numerical Models in the Earth. **Sciences,** New Series, v. 263, n. 5147. p. 641-646, 1994.

OSBORNE, T.M. *et al*. Influence of vegetation on the local climate and hydrology in the tropics: sensitivity to soil parameters. **Climate Dynamics** v. 23, p. 45–61. 2004.

PAL, J. S. et al. The ICTP RegCM3 and RegCNET: regional climate modeling for the developing World. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.1, p.205-212, 2007.

PERKEY, D. J.; KREITZBERG, C. W. A time-depent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models, **Monthly Weather Review**, v.104, p. 744-755. 1976.

PETERNELLI, L. A. e MELLO, M. P. **Conhecendo o R: uma visão estatística.** Minas Gerais-MG. Editora UFV. 2007. 181 p.R Development Core Team. R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, 2008. Áustria. ISBN 3-900051-07-0, http://www.R-project.org.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; CAETANO, E. An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics.** v. 34, p. 873-889, 2010.

REYNOLDS, R.W.; RAYNER, N.A.; SMITH, T.M.; STOKES, D.C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **J. Climate**. v.15: 1609–1625, 2002.

ROCHA, E. J. P. Balanço de Umidade e Influências de Condições de Contorno Superficiais Sobre a Precipitação da Amazônia. **Tese** (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São Paulo, 2001. 210p.

RODRIGUES, W. A. A cobertura florestal da Amazônia brasileira. *In: Uma estratégia latino-americana para a Amazônia.* 2. Brasília. M. M. Amb. Dos Rec. Hídricos e da Amaz. Legal; São Paulo Fund. Mem. da Amér. Lat. p. 57-78, 1996.

ROLIM, P. A. M.; SANTOS, D. M.; ROCHA, E. J. P. Variabilidade da precipitação na Amazônia: implicações socioeconômicas. **In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Florianópolis, Santa Catarina, 2006.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: **The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Ed. W. Junk Publishers. 1984. 763 p.

SALATI, E.; NOBRE, C. A. Possible Climatic Impacts of Tropical Deforestation. **Climatic Change**. v. 19, p. 117-196, 1991.

SALVADOR, P. et al. Testing for criticality in ecosystem dynamics: the case of Amazonian rainforest and savannas fire. **Ecology Letters.** v.13, p. 793-802. 2010.

SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South American. Part I: Reanalyses boundary forcing. **Jornal of Climate**, v.16, p.2437-2453, 2003.

SITCH, S. *et al*. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. **Global Change Biology**, v.9, p. 161-185, 2003.

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Climatic consequence of gradual desertification in the semi-arid área of Northeast Brazil. **Theorical and Applied Climatology**, v. 103, p. 345-357. 2011.

DE SOUZA, E. B. et al. Precipitação sazonal sobre a Amazônia oriental no período chuvoso: Observações e simulações regionais com o RegCM3. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, p.111-124, 2009.

SOUZA, E. B.; ROCHA, E. J. P. Diurnal variation of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristic and extremes events. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p.142-152, 2006.

STEINER, A. L. *et al.* Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. **Climate Dynamics,** v.33, p.869–892, 2009.

STEINER, A. L. *et al*. The coupling of the Common Land Model (CLM0) to a regional climate model (RegCM). **Theoretical Applied Climatology.** v.82, p.225–243, 2005.

TRENBERTH, K . E.; STEPANIAK, D. P. The flow of energy through the Earths's climate system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.130,p 2677-701, 2004.

TRENBERTH, K. E.; HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L.G. The Climate System: an Overview. **Rev. Cambridge University Press**, New York, NY (USA), p. 87-98. 1996.

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação. **In**: Tucci, C. E. M. Hidrologia: Ciência e Aplicação. 3ª Ed. Editora UFRGS, ABRH, v.3. p 36-37, Porto Alegre, 2004.

TUCKER, C. J.; MILLER, L. D. Soil spectra contributions to grass canopy spectral reflectance. **Photogrammatic Engineering and Remote Sensing**. vb. 43, p. 721-726. 1977.

VELOSO, H. P. Sistema fitogeográfico. Brasília: In: IBGE (Ed). **Manual técnico da vegetação brasileira**. Séries Manuais Técnicos em Geociências, v.1, p.8-83, 1992.

VELOSO, H. P.; FILHO, A. L. R. R.; LIMA, J. C. A. Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro: **IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. 1991. 124 p.

VON STORCH H.. The global and regional climate system. In **Anthropogenic Climate Change**, von Storch H. Floser G. (Eds.), Springer Verlag. p. 3–36. ISBN 3-540-65033-4. 1999

VON STORCH, H. Models of Global and Regional Climate. **Encyclopedia of Hydrological Science**. Institute of Coastal Research, GKSS Research Centre, Geesthacht, Germany. 2005.

Von STORCH, H.; LANGENBERG, H.; FESER, F. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. **Monthly Weather Review.** v.128, p.3664-3673. 2000.

WANG, Y. et al. 2004. Regional Climate Modeling: Progress, Challenges, and Prospects. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, Vol. 82, No. 6, pp. 1599--1628, 2004

WANG, Y.; LEUNG L. R.; McGREGOR, J. L.; LEE D. L.; WANG, W. C., DING, Y.; KIMURA, F. Regional Climate Modeling: Progress, challenges and prospects. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. **82**, n.6, p.1599–1628. 2004.

WHITIMORE, T.C. An introduction to Tropical Rain Forest. 2º ed. Oxford University Press, 1998, 282 p.

WILBY, R.L. *et al*. Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. **Water Resources Research**, v.34, p. 2995-3008, 1998.

WILCOX, RAND, R. **Basic Statistic: understanding conventional methods and modern insigth.** New York, Editora Oxford University Press.. 2009. 181 p

YANG, S. L.; ZHAO, Q.Y.; BELKIN, I. M. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze River and the influence of human activities. **Journal of Hydrology,** v.263, p. 56–71, 2002.

YIN, H. F.; LI, C. Human impact on flood and flood disasters on the Yangtze River. **Geomorphology**, v.41, p.105-109, 2001.

ZANIS, P. *et al.* A sensitivity study of the Regional Climate Model (RegCM3) to the convective scheme with emphasis in central eastern and southeastern Europe. **Theoretical Applied Climatology,** v. 97, p. 327-337, 2009.