



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ – UFPA  
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI  
EMBRAPA AMAZÔNIA ORIENTAL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA

JOSIVAN DA CRUZ BELTRÃO

A INFLUÊNCIA DO ARCO DO DESMATAMENTO SOBRE O  
CICLO HIDROLÓGICO DA AMAZÔNIA

**BELÉM-PA**  
**2008**

JOSIVAN DA CRUZ BELTRÃO

A INFLUÊNCIA DO ARCO DO DESMATAMENTO SOBRE O  
CICLO HIDROLÓGICO DA AMAZÔNIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do Clima

Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup>. Julia Clarinda Paiva Cohen.

Co-Orientador: Prof.<sup>o</sup> Dr. Adilson Wagner Gandú.

**BELÉM-PA**  
**2008**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)  
Biblioteca Geól. Rdº Montenegro G. de Montalvão

---

Beltrão, Josivan da Cruz

B453i A influência do arco do desmatamento sobre o ciclo hidrológico da Amazônia. / Josivan da Cruz Beltrão. – 2008  
81 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará/EMBRAPA/Museu Emílio Goeldi, Belém, 2008.

Orientador, Julia Clarinda Paiva Cohen; Co-orientador, Adilson Wagner Gandú.

1. Desmatamento - Amazônia. 2. Ciclo hidrológico - Amazônia. 3. Vegetação dinâmica - Amazônia. I.Universidade Federal do Pará II.Cohen, Julia Clarinda Paiva, Orient. III. Gandú, Adilson Wagner, co-orient. IV. Título.

CDD 20º ed.:333.751309811

---

JOSIVAN DA CRUZ BELTRÃO

## A INFLUÊNCIA DO ARCO DO DESMATAMENTO SOBRE O CICLO HIDROLÓGICO DA AMAZÔNIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA-Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi, para a obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

**Data de Aprovação:** \_\_\_\_ / \_\_\_\_ / \_\_\_\_\_

**Conceito:**

**Banca Examinadora:**

---

Prof. Adilson Wagner Gandú - Co-Orientador  
Doutor em Meteorologia  
Universidade de São Paulo

---

Prof. Antônio Ocimar Manzi - Membro  
Doutor em Física da Atmosfera  
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais da Amazônia

---

Prof. Sérgio Luiz de Medeiros Rivero - Membro  
Doutor em Desenvolvimento Sustentável do Trópico Úmido  
Universidade Federal do Pará

---

Prof. Renato Ramos da Silva - Membro  
Doutor em Meteorologia  
Universidade Federal do Pará

*Aos meus pais, Jorge Beltrão e  
Alexandrina Cruz, com muito carinho.*

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, por me amparar em todos os momentos da minha vida, inclusive no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus pais e irmãos, que acreditaram no meu potencial e sempre me deram forças para ultrapassar todos os obstáculos.

À Dr<sup>a</sup>. Julia Cohen e ao Dr. Adilson Gandú, pela cuidadosa e incondicional orientação.

Aos membros da banca examinadora Dr. Antônio Manzi, Dr. Sérgio Rivero e em especial ao Dr. Renato Ramos, pelo apoio intelectual e valiosas sugestões no decorrer deste trabalho.

Aos doutores Edson Rocha e Leonardo Sá, pela seriedade com que coordenaram o curso de pós-graduação em Ciências Ambientais.

Aos meus amigos do LAMAZ: Thiago Cordeiro, Igor Almeida e Hector Kenji, pelas incontáveis ajudas de cunho computacional e pela grande amizade, sem esquecer o Igor Silvestre, o qual me ensinou os primeiros comandos do Linux.

À minha namorada, Aldenice Carvalho, pela força e pela compressão nos muitos momentos em que precisei me ausentar.

Aos meus “irmãos” Cléo Quaresma e Williams Castro, pelo companheirismo e amizade em todos os momentos. E aos demais amigos da turma de 2005 de Ciências Ambientais.

Aos funcionários da biblioteca do Instituto de Geociências, que fizeram as correções em relação à formatação deste trabalho.

Ao programa BECA, pela concessão de bolsa, através da fundação Moore, durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao projeto MilênioLBA2 pela disponibilização de toda a infra-estrutura necessária à realização deste trabalho. E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para que este trabalho pudesse ser realizado.

*"Alguns homens vêem as coisas como  
são, e dizem 'Por quê?'  
Eu sonho com as coisas que nunca  
foram e digo ' Por que não?' "*

*George Bernard Shaw*

## RESUMO

Este trabalho buscou quantificar algumas alterações no ciclo hidrológico da Amazônia propiciadas pelo desmatamento da região, principalmente devido à faixa conhecida como “Arco do Desmatamento”. Neste sentido, foram realizados experimentos numéricos utilizando o modelo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) tendo o submodelo de vegetação dinâmica GEMTM (*General Energy and Mass Transport Model*) a ele acoplado. Foram investigados os impactos causados pelo Arco do Desmatamento atual em relação à floresta intacta, bem como as futuras modificações, causados pelo avanço do desmatamento até o ano de 2050. Como condições de contorno na superfície para o modelo BRAMS, foram usados cenários oriundos de modelos empíricos de desmatamento para os anos de 2002 e 2050. Os resultados mostraram que o avanço do Arco do Desmatamento até 2050 tem uma complexa relação com as variáveis analisadas. Por exemplo, a precipitação apresentou distribuição espacial heterogênea, com áreas de anomalias positivas e negativas que se mostraram coerentes com as anomalias de outras variáveis, como a evapotranspiração e a divergência de umidade. Também foram encontradas algumas áreas que evidenciaram as possíveis influências dos grandes rios e topografia da região sobre essa precipitação. Os balanços de radiação e energia também foram afetados pelo desmatamento, sendo que grande parte das alterações é devido à mudança do albedo da superfície, a qual ocorre com a substituição da floresta pela pastagem. Quanto às alterações propiciadas pelo Arco do Desmatamento atual em relação à floresta intacta, foi observado que todas as variáveis foram afetadas, entretanto a maioria dos impactos ainda é localizada sobre a área mais afetada pelo desmatamento, diferentemente dos resultados encontrados para o cenário de 2050, onde as modificações já se dão a nível regional.

Palavras-chave: Desmatamento. Ciclo hidrológico. Vegetação dinâmica. Amazônia.



## **ABSTRACT**

This study aimed to quantify the changes in the hydrological cycle of the Amazon due to deforestation, mainly in the area called "Arc of Deforestation". Thus, experiments were performed using the BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) model, which includes the submodel of dynamic vegetation GEMTM (General Energy and Mass Transport Model). We investigated the impacts caused by the actual Arc of Deforestation compared to intact forest, as well as future changes, caused by the increase of deforestation up to 2050. As surface boundary conditions, we used scenarios from empirical models of deforestation for 2002 and 2050. The increase in the Arc of Deforestation showed a complex interaction on the variables analysed. For example, precipitation showed a heterogeneous distribution with positive and negative anomalies that were consistent with the anomalies of other variables, such as evapotranspiration and divergence of moisture. Also, we found the influence of the great rivers and topography on precipitation distribution. The balance of radiation and energy has been affected by deforestation, mainly over the area where the forest was substituted by pastures, due to the surface albedo having been changed. The impact of current deforestation on intact forest showed changes only over the areas most affected by deforestation, while for deforestation in the future (2050) the hydrological cycle change reaches the whole Amazon region.

**Keywords:** Deforestation. Hydrological cycle. Dynamics vegetation. Amazon.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Taxa de desmatamento anual na Amazônia Legal. Dados do INPE (PRODES)..... 17
- Figura 2 - A distribuição do desmatamento na Amazônia (áreas em vermelho), caracterizando o chamado “Arco do Desmatamento”. Adaptada de Martins et al. (2007). Dados do INPE/PRODES..... 18
- Figura 3 - Emissão brasileira de CO<sub>2</sub> por setor em 1994 (em percentuais). Extraída de Artaxo (2006). Dados do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT)..... 19
- Figura 4 - (a) Temperatura média anual. (b) Precipitação média anual. Resultados obtidos a partir de uma integração de uma série de dados de 1931 a 1990. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)..... 30
- Figura 5 - Área simulada, destacada pelo retângulo tracejado..... 31
- Figura 6 - Cenários de desmatamento utilizados como condições de contorno de superfície nas simulações deste trabalho. (a) cenário para o ano de 2002. (b) Cenário para o ano de 2050. Dados obtidos dos resultados de Soares-Filho et al. (2005). A área destacada pelos retângulos será usada em análises posteriores..... 32
- Figura 7 - Esquema de funcionamento do LEAF2 para um exemplo de dois *patches* representando a atmosfera livre (A), o dossel (C), a vegetação (V), a cobertura de neve (S) e o solo (G). O *patch* nº 2 contém duas camadas de neve enquanto o nº1 não possui nenhuma. Cada grupo de três letras representa um fluxo determinado. A primeira letra representa se o fluxo é de água (w), de calor (h) ou radiativo (r). A segunda letra representa a origem e a terceira o destino desse fluxo. Por exemplo, wgc representa fluxo de água do solo para o dossel. (fonte: WALKO et al., 2000, adaptado).... 35
- Figura 8 - Ilustração da estrutura do acoplamento entre RAMS e GEMTM. Linhas verdes representam o componente da planta (GEMTM) e as linhas azuis representam o percurso da água. As setas marrons representam as ligações entre o RAMS e o GEMTM. Extraído de Beltrán, 2005..... 39

Figura 9 - Cobertura vegetal para a Amazônia sem desmatamento, utilizada como condições de contorno na superfície para a simulação FLO.....	40
Figura 10 - Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Janeiro a Março de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.....	44
Figura 11 - Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Abril a Junho de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.....	45
Figura 12 - Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Julho a Setembro de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.....	46
Figura 13 - Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Outubro a Dezembro de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.....	47
Figura 14 - Médias mensais da precipitação para todo o período simulado pelo experimento CONTROLE e valores observados (satélite - GPI) para o mesmo período.....	48
Figura 15 - Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de janeiro a abril de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) Umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.....	49
Figura 16 - Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de maio a agosto de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.....	50
Figura 17 - Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de setembro a dezembro de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.....	51
Figura 18 - Médias diárias dos fluxos de radiação solar incidente, calor sensível e calor latente para cada mês do período simulado. Valores calculados em termos de média espacial para a região compreendida entre 50-70°W e de 12°S a 3°N.....	53

Figura 19 - Variação temporal da temperatura média mensal no primeiro nível do modelo. Valores médios para a região compreendida entre 50-70°W e de 12°S a 3°N.....	53
Figura 20 - Impactos do desmatamento sobre a precipitação total acumulada em todo o período de simulação. Contornos sólidos para os valores positivos.....	55
Figura 21 - Anomalia mensal da precipitação para todo o período calculada a partir da diferença mensal entre a precipitação acumulada (mm) na simulação FTG e a precipitação acumulada (mm) na simulação CTL.....	56
Figura 22 - (a) Fração terra/água, destacando os grandes rios “vistos” pelo BRAMS e (b) a topografia (em metros) da região analisada.....	57
Figura 23 - Impactos do desmatamento sobre a (a) evapotranspiração média ( $\times 10^{-6}$ mm/h) e (b) Anomalia de divergência de umidade ( $\times 10^{-6}$ g/kg/s) entre os experimentos FTG e CTL. Contornos sólidos para os valores positivos.....	58
Figura 24 - Anomalia da umidade relativa (%) entre os experimentos FTG e CTL. Contornos sólidos para valores positivos.....	59
Figura 25 - Variação temporal do albedo médio da região compreendida entre 50/55°W e 3/6°S. A curva preta representa essa região na simulação CTL, onde a vegetação predominante era a floresta. A curva cinza representa a mesma região no experimento FTG, onde a vegetação predominante passou a ser a pastagem.....	60
Figura 26 - Variação temporal do índice de área foliar médio da região compreendida entre 50/55°W e 3/6°S. A curva preta representa essa região na simulação CTL, onde a vegetação predominante era a floresta. A curva cinza representa a mesma região no experimento FTG, onde a vegetação predominante passou a ser a pastagem.....	61
Figura 27 - Variação temporal da precipitação média diária da região compreendida entre 50/55°W e 3/6°S. (a) floresta e (b) pastagem.....	62
Figura 28 - Anomalia do (a) fluxo médio de radiação solar incidente e (b) saldo de radiação, às 18 UTC ( $\text{Wm}^{-2}$ ) entre as simulações FTG e CTL.	

Contornos sólidos para valores positivos.....	62
Figura 29 - Anomalia do (a) fluxo médio de calor sensível e (b) calor latente, às 18 UTC ( $Wm^{-2}$ ) entre as simulações FTG e CTL. Contornos sólidos para valores positivos.....	64
Figura 30 - Anomalia da (a) temperatura média ( $^{\circ}C$ ) e da (b) magnitude da velocidade do vento (m/s). Contornos sólidos para valores positivos.....	65
Figura 31 - (a) Amazônia sem desmatamentos e (b) Desmatamento atual (cenário para o ano de 2002).....	66
Figura 32 - Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) precipitação e (b) evapotranspiração ( $\times 10^{-6}$ mm/h). Contornos sólidos para valores positivos.....	66
Figura 33 - Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) divergência de umidade ( $\times 10^{-6}$ g/kg/s) e (b) umidade relativa (%). Contornos sólidos para valores positivos.....	67
Figura 34 - Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) radiação solar incidente ( $Wm^{-2}$ ) e (b) saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ). Contornos sólidos para valores positivos.....	68
Figura 35 - Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) e (b) fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ). Contornos sólidos para valores positivos.....	69
Figura 36 - Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) temperatura média ( $^{\circ}C$ ) e (b) magnitude do vento (m/s) para todo período. Contornos sólidos para valores positivos.....	69
Figura 37 - Intervalos de significância do teste-t para os resultados em que foram analisados os impactos do desmatamento futuro (cenário 2050) em relação ao atual (cenário 2002).....	72
Figura 38 - Intervalos de significância do teste-t para os resultados em que foram analisados os impactos do desmatamento atual sobre a floresta intacta.....	73

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Simulações utilizando MCGA para cenários de desmatamento extremo da Amazônia e as variações previstas na temperatura média da superfície ( $\Delta T$ ), precipitação diária total ( $\Delta P$ ), evapotranspiração ( $\Delta E$ ) e runoff ( $\Delta R$ ). Baseada em D'Almeida et al. (2007).....	21
Tabela 2 - Descrição dos experimentos.....	40
Tabela 3 - Perfil da umidade do solo em função da profundidade para o instante inicial das simulações.....	42
Tabela 4 - Principais Opções utilizadas no modelo BRAMS.....	42

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BRAMS	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modelling System</i>
BUS	<i>Business-as-usual</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CTL	CONTROLE
FLO	FLORESTA
FTG	FUTURO
GEMTM	<i>General Energy and Mass Transport Model</i>
GOV	<i>Governance</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
lat	Latitude
LEAF	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback</i>
LEAF-2	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback – versão 2</i>
LEAF-3	<i>Land Ecosystem-Atmosphere Feedback – versão 3</i>
lon	Longitude
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
MCT	Ministério da Ciência e Tecnologia
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
PRODES	Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite
ProVeg	Projeto para a Atualização da Representação da Vegetação nos Modelos Numéricos
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modelling System</i>
SSiB	<i>Simplified Simple Biosphere Model</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar

UN FAO	<i>Food and Agriculture Organization of the United Nations</i>
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTC	<i>Universal Time, Coordinated</i>



## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	17
2	<b>DESENVOLVIMENTO</b> .....	29
2.1	<b>METODOLOGIA</b> .....	29
2.1.1	<b>Área de estudo</b> .....	29
2.1.2	<b>Cenários de desmatamento</b> .....	30
2.1.3	<b>Descrição do modelo</b> .....	33
2.1.3.1	O modelo BRAMS.....	33
2.1.3.2	O submodelo LEAF.....	34
2.1.3.3	O submodelo GEMTM.....	36
2.1.4	<b>Configuração dos experimentos</b> .....	39
2.2	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	43
2.2.1	<b>Experimento CONTROLE (CTL)</b> .....	43
2.2.2	<b>O Arco do Desmatamento e seus impactos</b> .....	54
2.2.2.1	Impactos no ciclo hidrológico.....	54
2.2.2.2	Impactos nos fluxos de radiação e energia.....	59
2.2.3	<b>O Arco do Desmatamento atual e seus impactos em relação à floresta intacta</b> .....	65
2.2.4	<b>A significância estatística dos resultados</b> .....	70
3	<b>CONCLUSÃO</b> .....	74
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	76

## 1 INTRODUÇÃO

O acelerado processo de ocupação desencadeado na Amazônia nas últimas três décadas vem apresentando graves conseqüências em termos ambientais. Segundo dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), através do Projeto PRODES (monitoramento da floresta amazônica brasileira por satélite) somente nos anos de 2002 a 2006 foram desmatados 106.696 km<sup>2</sup>, sendo que para os anos de 2002 a 2004 as taxas sempre se mantiveram acima dos 20.000 km<sup>2</sup>/ano (Figura 1). Isso é equivalente a desmatar todos os dias uma área de aproximadamente 58 km<sup>2</sup>, o que já resulta em um desmatamento total de 18% da área da maior floresta tropical do planeta.

Esse desmatamento não ocorre de forma homogênea, ele se concentra nas zonas de maior densidade demográfica da região, formando uma faixa que se estende do Maranhão a Rondônia, passando pelo leste do estado do Pará e pelos estados do Tocantins e Mato Grosso, formando o chamado “Arco do Desmatamento” (Figura 2). A localização de tal arco o transformou em uma zona de transição entre dois dos maiores biomas brasileiros, a Amazônia e o Cerrado, exercendo dessa forma, significativa ameaça à biodiversidade, bem como aos demais serviços ambientais de ambos os ecossistemas.

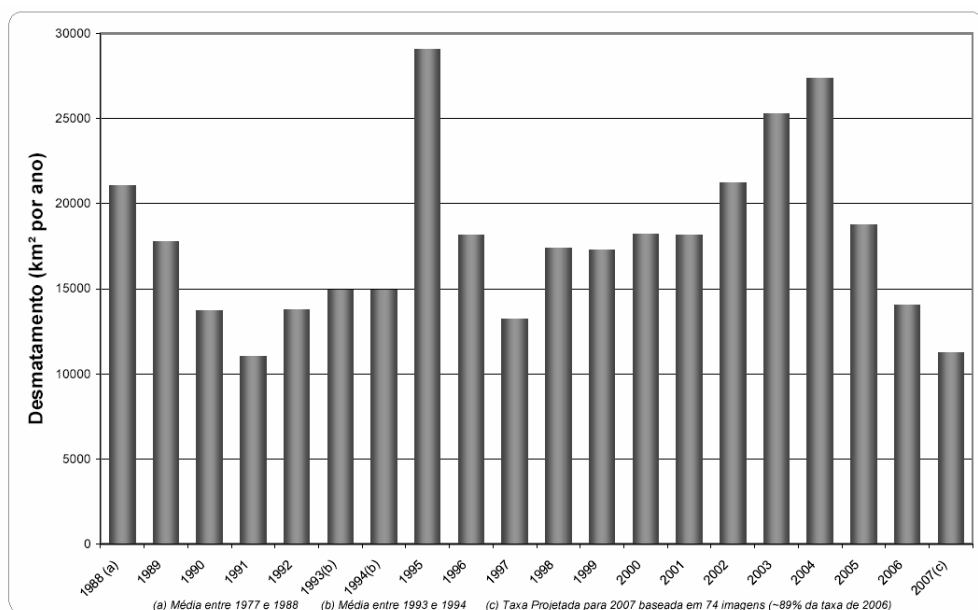
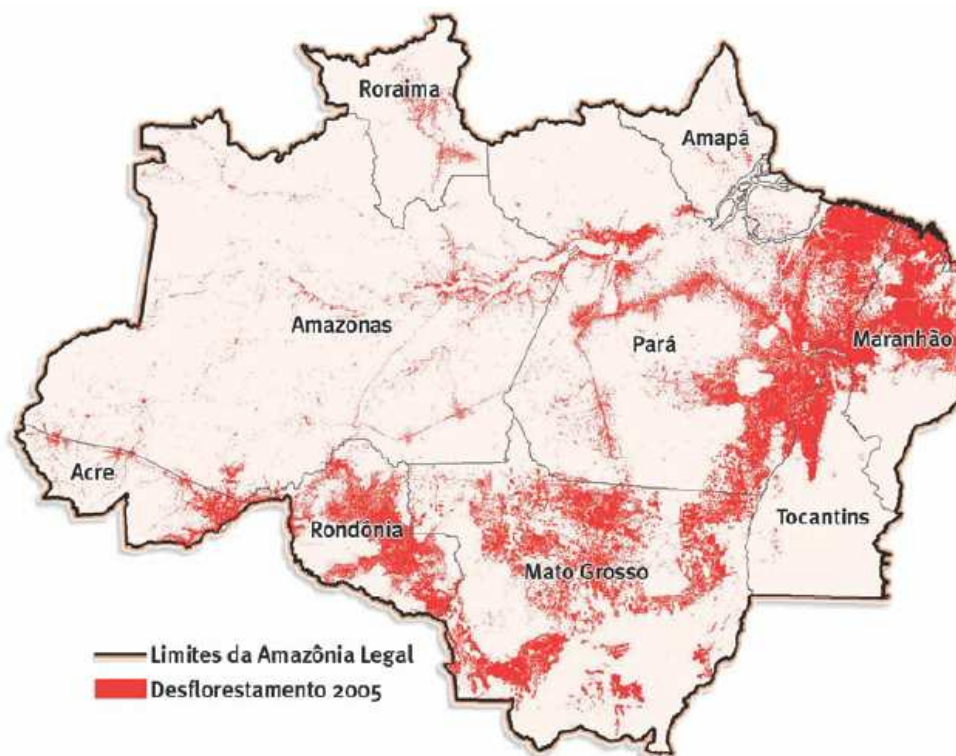


Figura1: Taxa de desmatamento anual na Amazônia Legal. Dados do INPE (PRODES).

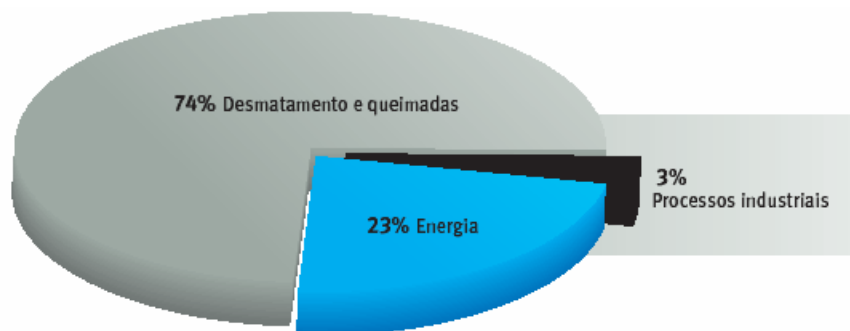
Algumas conseqüências desse processo já podem ser mensuradas. Segundo Vieira et al. (2005) devido apenas ao desmatamento registrado entre 2003 e 2004, entre 1.175.850.000 e 1.437.150.000 árvores foram cortadas, cerca de 43 a 50 milhões de aves e entre 914.550 e 2.116.530 primatas foram afetados. De forma bastante simplificada, estes números ilustram quantas árvores, aves e primatas foram perdidos por causa da última onda de desflorestamento na Amazônia e servem para dar uma idéia da magnitude da perda e do desperdício de recursos naturais associados a esse processo. Assim, a perda de biodiversidade é uma das principais conseqüências do desmatamento na Amazônia e é, também, totalmente irreversível. Sempre é possível evitar a erosão dos solos e recuperar corpos d'água e ciclagem de nutrientes utilizando sistemas ecológicos simplificados, mas é impossível trazer de volta espécies extintas (VIEIRA et al., 2005).



**Figura 2:** A distribuição do desmatamento na Amazônia (áreas em vermelho), caracterizando o chamado “Arco do Desmatamento”. Adaptada de Martins et al. (2007). Dados do INPE/PRODES.

Outra conseqüência do desmatamento é a emissão de gases de efeito estufa devido às queimadas. Estas se destinam à destruição dos resíduos florestais de áreas recém desmatadas ou à limpeza do terreno antes do plantio das culturas

temporárias, e que geralmente fogem ao controle dos que as promovem, se espalhando pelas regiões adjacentes e afetando grandes áreas. A imensa quantidade de partículas e gases emitida nessas queimadas tem profundos efeitos no funcionamento do ecossistema amazônico, afetando também os climas regional e global (ARTAXO, 2006). Nos resultados de Silva Dias et al. (2004), observou-se uma forte supressão da formação de nuvens rasas em função da presença de aerossóis de queimadas, com possível impacto no ciclo hidrológico. Hoje, desmatamentos e queimadas já são responsáveis pela maior parte das emissões brasileiras de CO<sub>2</sub> para a atmosfera (Figura 3), contribuindo para o tão discutido aquecimento global.



**Figura 3: Emissão brasileira de CO<sub>2</sub> por setor em 1994 (em percentuais). Extraída de Artaxo (2006). Dados do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT).**

O clima por sua vez, é um dos principais reguladores dos ciclos biogeoquímicos dos elementos no solo, na água e no ar. Alterações climáticas afetam diretamente processos físicos, químicos e biológicos cuja ocorrência depende da temperatura e de água. As florestas tropicais têm grande influência nesses processos, pois estão entre os maiores emissores de vapor d'água para a atmosfera global. Das regiões tropicais, esse vapor é transportado até regiões temperadas através da circulação global da atmosfera, sendo responsável por uma fração importante da chuva que cai em regiões a grandes distâncias da Amazônia. Esses efeitos regionais (na América do Sul), e ainda os efeitos globais, através das chamadas “teleconexões”, são importantes para o ciclo hidrológico regional e global (ARTAXO, 2006).

A modelagem numérica apresenta-se hoje, como um poderoso método na pesquisa de variados fenômenos nos diversos campos do conhecimento, especialmente aqueles não reprodutíveis em condições controladas.

Particularmente, nas Ciências Atmosféricas, empregam-se métodos computacionais para a solução numérica das equações que governam o comportamento dos fluidos em um espectro de movimentos que se estende dos turbulentos de pequena escala até aqueles de dimensão planetária. Na meteorologia, a modelagem numérica é amplamente utilizada, não apenas na pesquisa, mas também cotidianamente nos centros operacionais de previsão de tempo e análises climáticas.

Muitos estudos de modelagem já foram realizados utilizando Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) juntamente com esquemas de superfície para simular cenários de desmatamento total da Amazônia e suas prováveis influências no clima (Tabela 1). Tais cenários são reproduzidos pelo ajustamento apropriado de parâmetros no modelo e os resultados encontrados são comparados aos resultados de uma simulação com as mesmas configurações, porém sem nenhum desmatamento. A diferença entre ambos os resultados e o estado atual permitem fazer uma estimativa do impacto do desmatamento sobre o clima.

**Tabela 1: Simulações utilizando MCGA para cenários de desmatamento total da Amazônia e as variações previstas na temperatura média da superfície ( $\Delta T$ ), precipitação diária total ( $\Delta P$ ), evapotranspiração ( $\Delta E$ ) e runoff ( $\Delta R$ ). Baseada em D’Almeida et al. (2007).**

<b>Referência</b>	<b>Espaçamento horizontal (lat x lon)</b>	<b>Simulação (meses)</b>	<b><math>\Delta T</math> (°C)</b>	<b><math>\Delta P</math> (mm/d)</b>	<b><math>\Delta E</math> (mm/d)</b>	<b><math>\Delta R</math> (mm/d)</b>
Lean & Warrilow, 1989	2.5° x 3.75°	36.0	+2.40	-1.43	-0.85	-0.40
Nobre et al., 1991	2.5° x 3.75°	12.5	+2.50	-1.76	-1.36	-0.40
Henderson-Sellers et al., 1993	4.5° x 7.5°	72.0	+0.60	-1.61	-0.64	-0.90
Lean & Rowtree, 1993	2.5° x 3.75°	36.0	+2.10	-0.81	-0.55	-0.20
Dirmeyer and Shukla, 1994	4.5° x 7.5°	48.0	+2.00	+0.24	-0.31	-0.20
Polcher & Laval, 1994a	2.0° x 5.6°	13.5	+3.80	+1.08	-2.07	+3.70
Polcher & Laval, 1994b	2.0° x 5.6°	132.0	+0.14	-0.51	-0.35	-0.16
Sud et al., 1996	4.0° x 5.0°	36.0	+2.00	-1.48	-1.22	-0.26
Manzi & Planton, 1996	2.8° x 2.8°	50.5	-0.50	-0.40	-0.31	+0.33
Lean et al., 1996	2.5° x 3.75°	120.0	+2.30	-0.43	-0.81	+0.39
Lean & Rowtree, 1997	2.5° x 3.75°	120.0	+2.30	-0.27	-0.76	+0.51
Hahmann & Dickinson, 1997	2.8° x 2.8°	120.0	+1.00	-0.99	-0.41	-0.50
Costa and Foley, 2000	4.5° x 7.5°	180.0	+1.40	-0.70	-0.60	-0.10
Kleidon and Heimann, 2000	5.6° x 5.6°	240.0	+2.50	-0.38	-1.30	+0.92
Voldoire and Royer, 2004	2.8° x 2.8°	360.0	-0.01	-0.40	-0.40	-0.01

Em geral, os resultados encontrados por tais modelos indicam tendência, em longo prazo, para a diminuição da precipitação e evapotranspiração, aumento da temperatura da superfície e uma possível redução do *runoff* como efeito do desmatamento. Segundo Eltahir (1996), o mecanismo de desmatamento em larga escala induz a redução no saldo de radiação na superfície, sendo este o principal efeito que provoca todas as mudanças subseqüentes nos ciclos de água e energia dentro da região perturbada, resultando em enfraquecimento da circulação atmosférica de grande escala adjacente. Um dos principais fatores envolvidos na diminuição do saldo de radiação está associado ao aumento do albedo (LEAN e WARRILOW, 1989; BERBET e COSTA, 2003). Variáveis como esta são altamente dependentes do tipo de cobertura da superfície e assim mudam consideravelmente quando a floresta primária é substituída por pastagens ou áreas agrícolas.

Correia et al. (2006), usaram o MCGA do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (T62L28), com espaçamento horizontal de aproximadamente 2°, acoplado ao esquema de superfície *Simplified Simple Biosphere Model* (SSiB) para avaliar as conseqüências climáticas decorrentes de modificações da cobertura vegetal na bacia Amazônica de acordo com três cenários de desflorestamento: alterações atuais; previstas para o ano de 2033 e desflorestamento total da Amazônia. Em todos os cenários, observou-se um mecanismo de retroalimentação (*feedback*) negativo, pois o aumento na convergência de umidade agiu no sentido de minimizar os efeitos da redução na evapotranspiração sobre as áreas desflorestadas. No cenário atual a convergência de umidade e a evapotranspiração agiram em sentidos contrários, e o aumento da convergência de umidade sobrepujou a redução na evapotranspiração, conduzindo a um aumento na precipitação na parte sul da bacia amazônica. Nos outros dois cenários observou-se redução na precipitação, decorrente da diminuição significativa na evapotranspiração.

Simular os efeitos do desmatamento utilizando modelos de mesoescala possibilita a análise de fenômenos que não são bem representados pela grade dos MCGA, visto que modelos de mesoescala possuem maior resolução, assim como sub-rotinas, modelos acoplados e parametrizações adequadas a fenômenos desta escala. Mecanismos de retroalimentação existentes entre a atmosfera e a superfície

e as instabilidades induzidas entre as áreas de floresta e pastagem (DOLMAN et al., 1999; LIU et al., 1999; BAIDYA ROY e AVISSAR, 2000; SOUZA et al., 2000; WEAVER e AVISSAR, 2001) são mais bem representados pelos modelos de mesoescala, onde é mostrado que o impacto dessas instabilidades é geralmente diferente dos resultados encontrados por simulações com MCGA ao longo da região desmatada.

A aplicação destes modelos para diferentes regiões da Amazônia tem possibilitado a avaliação dos efeitos causados pelas discontinuidades da cobertura da superfície de acordo com cenários de desmatamento. Extensas áreas de floresta nativa do estado de Rondônia (sudeste da Amazônia brasileira) têm sido substituídas por pastagens, transformando essa região em alvo para a aplicação de tais modelos. Por exemplo, Silva Dias e Regnier (1996), utilizando o *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS), com um espaçamento horizontal de 20x20 km, mostraram que a diferença nos fluxos de superfície entre uma área com floresta e uma área desmatada, no estado de Rondônia, produz uma interação complexa com as circulações produzidas pela topografia e pelo escoamento de grande escala. A combinação desses efeitos leva ao aumento da magnitude e da profundidade dos movimentos ascendentes, a gradientes horizontais de velocidade do vento, de temperatura e de umidade e a uma camada de mistura mais profunda. Essas características indicam um possível sério impacto no transporte vertical de *momentum*, calor e umidade que não é uma função apenas da turbulência local, mas depende dos gradientes horizontais associados à vegetação e sua distribuição sobre a topografia.

Ramos da Silva e Avissar (2008) usaram o RAMS juntamente com cenários de mudança de cobertura da superfície da Bacia Amazônica para os anos de 2030 e 2050, a fim de simular as mudanças hidrometeorológicas causadas pelo desmatamento da região. Encontraram que a precipitação média na bacia diminuiu com o aumento do desmatamento, e, além disso, a distribuição da precipitação é significativamente afetada tanto pelo tipo de cobertura da superfície quanto pela topografia. Enquanto as áreas desmatadas da região experimentam uma importante diminuição da precipitação, as áreas em torno destas e as regiões mais elevadas recebem mais chuva. Observaram ainda, que as linhas de instabilidade propagando-



se sobre as regiões de extenso desmatamento dissipam antes de atingir a parte oeste da bacia, causando uma significativa redução da chuva, que pode resultar em um colapso catastrófico do ecossistema nesta região.

Ramos da Silva e Avissar (2006) mostraram que o RAMS foi capaz de simular adequadamente a média de precipitação acumulada em Rondônia, quando inicializado com dados confiáveis de umidade relativa e umidade do solo. Ele é capaz de simular importantes *feedbacks* envolvendo a partição de energia que alcança a superfície e a formação de convecção. Em geral, mais água no solo e/ou na atmosfera produz mais chuva. Entretanto, essas condições afetam o início da chuva de maneiras opostas; uma alta umidade relativa da atmosfera conduz a um adiantamento da chuva, enquanto que alta umidade do solo atrasa a sua formação. Em comparação às nuvens estratiformes, que tendem a cobrir grades áreas, nuvens convectivas são localizadas e permitem que mais radiação solar atinja a superfície. Como consequência, um maior fluxo de calor sensível é liberado na superfície, que aumenta a instabilidade atmosférica e reforça a convecção. Simulações usando elementos de grade horizontais de 2 a 4 km mostram atraso e diminuição da chuva quando comparados com grades de alta resolução, com elementos que não são maiores que 1 km, demonstrando assim a importância da resolução da grade para uma boa representação dos fenômenos.

Gandu et al. (2004), também utilizando o RAMS aplicado para a região leste da Amazônia, com espaçamento de 50x50 km na grade mais fina, observaram que próximo à região costeira e ao longo dos grandes rios o desmatamento total resultou numa redução da precipitação e da cobertura de nuvens; entretanto, a simulação previu um aumento de precipitação e de cobertura de nuvens sobre áreas montanhosas, especialmente nas encostas dos vales dos rios da região. A velocidade do vento próximo à superfície foi a variável que teve a maior mudança significativa devido ao desmatamento. A redução no coeficiente de rugosidade, resultante da mudança de floresta para pastagem, produziu um aumento da velocidade do vento próximo à costa Atlântica. As maiores velocidades de vento reduzem a convergência local de umidade e, conseqüentemente, reduzem a precipitação total nessas regiões.

A substituição integral da floresta por pastagem, como vem sendo feito na maioria dos estudos de modelagem climática em função do desmatamento, pode acarretar conclusões exageradas a respeito desses impactos. A existência de modelos ecológicos e de uso da terra torna possível se especular futuros cenários de desmatamento para a Amazônia, que na maioria das vezes não condizem com a retirada total da floresta. O modelo denominado “DINÂMICA” (SOARES-FILHO et al., 2004) é um modelo de dinâmica de paisagem que produziu cenários até o ano de 2050 para a Amazônia. Esses resultados têm sido recentemente utilizados nos modelos de previsão climática, trazendo novos aspectos sobre os impactos do desmatamento.

Rosolem (2005), usando a versão brasileira do RAMS, o *Brazilian* RAMS (BRAMS), com alta resolução (16x16 km) e o cenário de desmatamento para o ano de 2026 de Soares-Filho et al. (2004), em um estudo de caso para rodovia Cuiabá-Santarém, verificou uma redução de 7% no padrão da precipitação da região após o desmatamento. Entretanto a distribuição heterogênea do uso da terra, devido ao cenário utilizado, induziu à formação de uma célula térmica sobre a região desmatada, provocando variabilidade espacial da chuva próximo ao setor do desmatamento.

Sampaio et al. (2007) usaram o MCGA do CPTEC-INPE para avaliar os efeitos do desmatamento da Amazônia no clima regional, usando como dados de entrada de superfície no modelo, cenários de desmatamentos futuros para a Amazônia, onde a floresta foi substituída gradativamente por pastagem ou plantação de soja. Os resultados para o leste da região, onde as mudanças na cobertura da superfície são mais intensas, mostraram aumento na temperatura do ar próximo à superfície e diminuição na evapotranspiração e precipitação, que ocorrem principalmente durante a estação seca. A relação entre precipitação e desmatamento mostrou uma redução acelerada da chuva para um aumento de ambas as classes de conversão do uso da terra (floresta para pastagem ou floresta para soja). Assim, se a expansão do desmatamento continuar na Amazônia é possível que haja importantes conseqüências para a sustentabilidade da vegetação natural da região.

Oliveira (2006), também utilizando o BRAMS, com espaçamento de 80x80 km, observou que os cenários de desmatamento para o ano de 2050 produzem variabilidade espacial da temperatura da superfície e da precipitação. Regiões de aquecimento se mostraram relacionadas com regiões de resfriamento nas suas vizinhanças, bem como regiões de intensificação/enfraquecimento da precipitação, sugerindo a existência de circulações de mesoescala induzidas pelas diferentes características da superfície.

Moore et al. (2007) utilizaram um modelo espacialmente explícito para prever uma paisagem amazônica potencial baseada no desenvolvimento de dois possíveis cenários e remoção total de floresta para representar as incertezas na cobertura da superfície futura. Simulações usando o método de Monte Carlo foram realizadas com um modelo climático regional (RAMS) alimentado por essas paisagens como condições de superfície e por diferentes anos para incluir as incertezas atmosféricas. Como resultados encontraram que algumas áreas podem ter quedas anuais nas chuvas de 3 - 5% e que estes declínios estavam fortemente ligados ao elemento de paisagem superficial. Mudanças de cobertura e uso da terra associadas às rodovias, sem eventos de El Niño ou outros eventos anuais da atmosfera, determina a redução das chuvas. Para o caso de desflorestamento total constataram uma queda na média anual das chuvas de 10 - 20% em toda a bacia.

Uma outra questão a ser considerada é que a maioria dos modelos atmosféricos atuais (MCGA e modelos de mesoescala) utiliza modelos de superfície da terra com vegetação estática, onde se assume que a distribuição espacial das espécies, cobertura de vegetação, área foliar e rugosidade, são invariantes com o tempo (SELLERS et al., 1990; HENDERSON-SELLERS e PITMAN, 1992). No entanto, sabe-se que na natureza variações sazonais e anuais na vegetação são típicas para os ecossistemas terrestres. Assim, a natureza estática da superfície da terra nos modelos atmosféricos está obviamente longe da realidade, e pode conduzir a simulações climáticas com sérios erros (HENDERSON-SELLERS e PITMAN, 1992).

Processos de trocas de massa ( $H_2O$  e  $CO_2$ ) e energia entre a superfície da terra e a atmosfera são importantes condições limites para o estudo do clima.

Fluxos de calor latente, calor sensível, *momentum* e CO<sub>2</sub> da superfície são termos fontes e sumidouros nas equações dos modelos atmosféricos. Essas trocas de massa e energia são controladas por processos físicos e biológicos no ecossistema solo-planta. Propriedades do ecossistema, tais como, característica espectral da folha, taxa de fotossíntese, estrutura do dossel e textura do solo, desempenham importante papel no controle dos fluxos de massa e energia entre a superfície e a atmosfera (CHEN e COUGHENOUR, 1994).

Dessa maneira, a utilização de modelos de superfície e interação solo-vegetação-atmosfera que considerem a dinâmica dos parâmetros físicos e biofísicos da vegetação é de fundamental importância para a melhoria dos resultados dos modelos atmosféricos.

De uma maneira geral, os efeitos do desmatamento da floresta Amazônica são variados e alguns ainda controversos. Simulações climáticas consideram um vasto cenário de desflorestamento da Amazônia, com substituição integral por pastagem ou cerrado e concluem que a precipitação é consideravelmente reduzida. Por outro lado, alguns trabalhos, como por exemplo, o estudo observacional de Durieux et al. (2003), sugerem um aumento da convecção profunda, no período chuvoso, em regiões desmatadas e Negri et al. (2004) observaram essa característica somente no período seco. Chagnon et al. (2004) mostraram um aumento da cobertura de nuvens baixas em regiões desflorestadas, dentre outros. Observa-se que a grande dificuldade em se obter resultados precisos sobre os efeitos do desflorestamento na precipitação é devida ao reduzido número de medidas na região e aos efeitos orográficos que mascaram o efeito da mudança na cobertura vegetal.

Assim, o estágio de conhecimento atual ainda não permite se estabelecer cenários de mudanças climáticas regionais com grande confiança. Ainda que a maioria das projeções indique aumento de temperatura, é fundamental avançar para obter resultados confiáveis de mudanças prováveis do clima. Dessa forma, o uso de modelos regionais mais complexos e sofisticados, com alta resolução e que considerem a vegetação dinâmica, podem trazer novos aspectos à questão do futuro da Amazônia.

O objetivo deste trabalho é entender como as alterações da superfície da Amazônia, provocadas pelo desmatamento, interferem no ciclo hidrológico local e regional (principalmente sobre a componente da precipitação e as variáveis do saldo de radiação) a partir de simulações numéricas usando o BRAMS acoplado com submodelo de dinâmica de vegetação.

## 2 DESENVOLVIMENTO

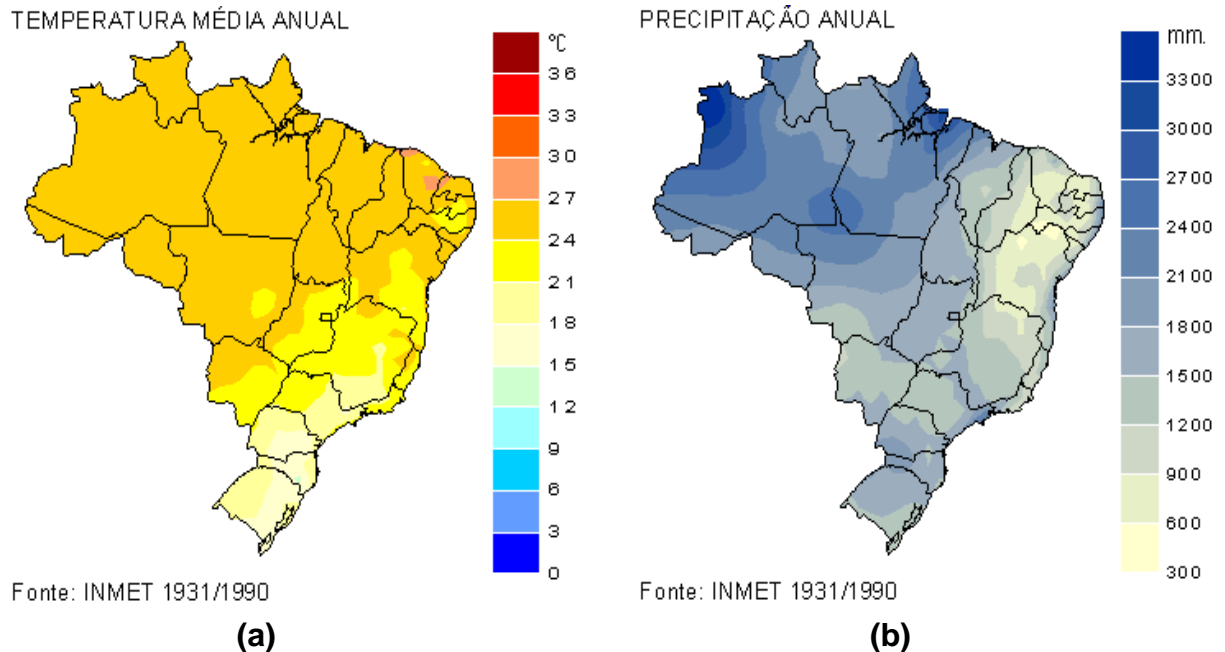
### 2.1 METODOLOGIA

#### 2.1.1 Área de estudo

A Amazônia é a maior e a mais diversa região de florestas tropicais no mundo, com mais de 6.000.000 km<sup>2</sup> de extensão e uma extraordinária heterogeneidade ambiental, abrigando entre 10 e 20% de todas as espécies que vivem hoje em nosso Planeta. É abundante em recursos hídricos, florestais, minerais e a exploração de sua biodiversidade pode trazer benefícios por várias gerações. A Amazônia está situada na porção centro-norte da América do Sul; é cortada pela linha equatorial e, portanto, compreendida em área de baixas latitudes. Ocupa cerca de 2/5 do continente e mais da metade do Brasil. Inclui 9 países (Brasil, Bolívia, Colômbia, Equador, Guiana, Guiana Francesa, Peru, Suriname e Venezuela). A Amazônia brasileira compreende 3.581.000 km<sup>2</sup>, o que equivale a 42,07% do país. A chamada Amazônia Legal é maior ainda, cobrindo 60% do território em um total de cinco milhões de km<sup>2</sup>. Ela abrange os estados do Amazonas, Acre, Amapá, oeste do Maranhão, Mato Grosso, Rondônia, Pará, Roraima e Tocantins.

A temperatura da região varia pouco durante o ano, estando a média em torno de 26 °C (Figura 4a). É muito comum na região, os períodos de chuva provocados em parte pelo vapor d'água trazido do leste pelos ventos e pela própria evapotranspiração local, que se estima que sua contribuição esteja entre de 20% a 35% (BRUBAKER et al., 1993; COSTA et al., 1999). A precipitação média na região é de 2300 mm (Figura 4b) e o fluxo médio de água do Rio Amazonas para o oceano Atlântico é de 200.000 m<sup>3</sup>/s, o que corresponde a 18% do fluxo total de água doce nos oceanos. A grande bacia fluvial do Amazonas possui 1/5 da disponibilidade mundial de água doce. O rio Amazonas tem mais de 7 mil afluentes, e possui 25 mil km de vias navegáveis.

Apesar de abranger a maior parte do país é a região de menor densidade demográfica. Por exemplo, o estado do Amazonas, o maior estado brasileiro, possui menos de 10% da população do país, 7.652.500 habitantes.



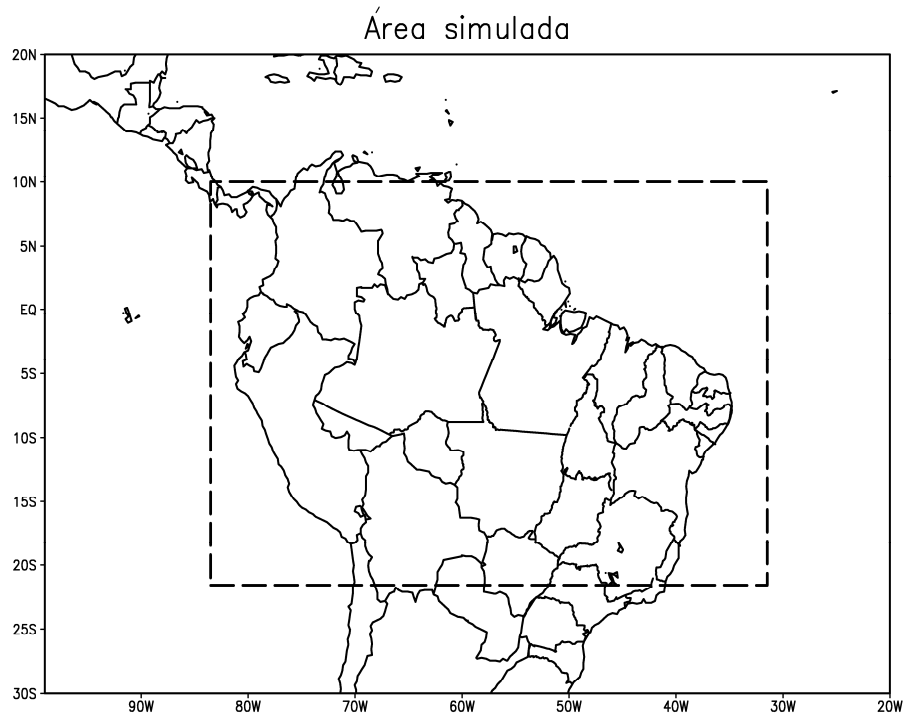
**Figura 4: (a) Temperatura média anual. (b) Precipitação média anual. Resultados obtidos a partir de uma integração de uma série de dados de 1931 a 1990. Fonte: Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).**

O domínio deste estudo compreende a região destacada pelo retângulo no mapa (Figura 5), sendo que a região de interesse principal para as análises dos resultados é a Amazônia.

### 2.1.2 Cenários de desmatamento

Baseado em mapas do uso do solo na região, Soares Filho et al. (2005) utilizaram um modelo empírico de dinâmica de desmatamento para simular os impactos da pavimentação no avanço do desmatamento ao longo da Amazônia. O modelo denominado “DINÂMICA” é um modelo de simulação espacial do tipo autômato celular concebido para simular a dinâmica de paisagem em áreas de colonização na bacia amazônica. O modelo incorpora processos de decisão

baseados em práticas de uso do solo adotados por colonos amazônicos e é parametrizado a partir da abordagem maciça de dados derivados do Sensoriamento Remoto Orbital.



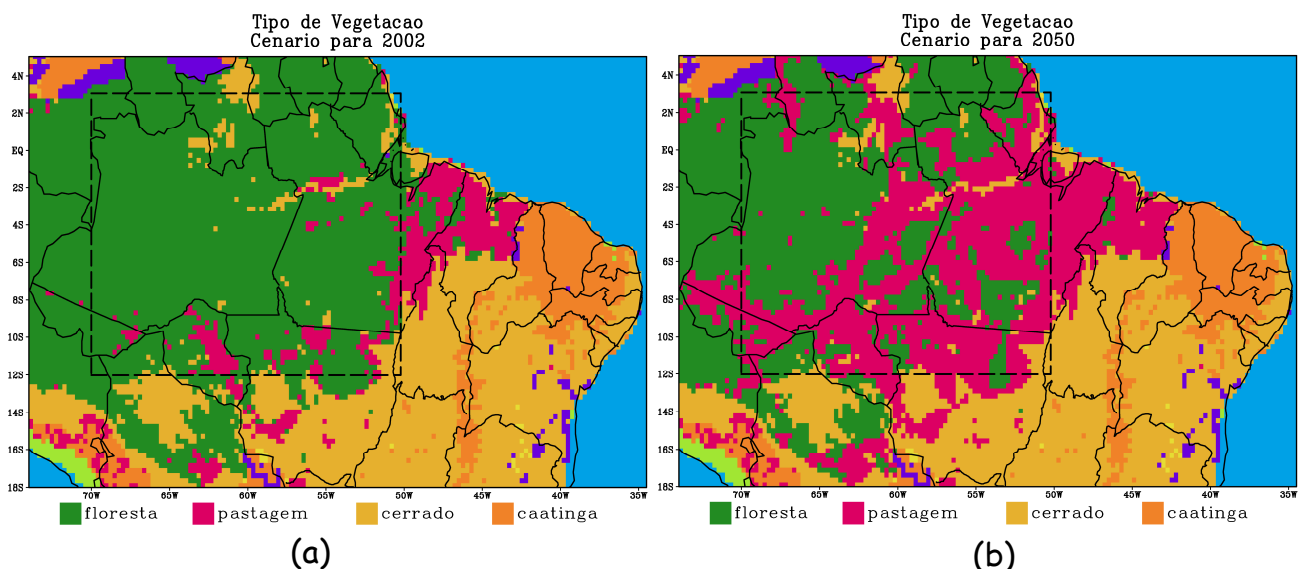
**Figura 5: Área simulada, destacada pelo retângulo tracejado.**

Os mapas de classe de vegetação foram produzidos para dois casos distintos. Um em que as forças de destruição continuam sem efetiva contraposição, chamado “o mesmo de sempre” (“*business-as-usual*” - BUS). No outro, chamado de “governança” (ou “*governance*” - GOV), os vários segmentos da sociedade, em conjunto com o Estado, desempenham um importante papel em prol da utilização regulada dos recursos naturais e conseqüente conservação da integridade ambiental da bacia amazônica. Para cada caso foram calculadas as taxas de conversão da cobertura vegetal pelos colonos, pecuaristas e grandes agricultores. As taxas de abandono e de mudança do uso da terra também foram calculadas. Outros fatores como o crescimento da população rural e urbana, a participação de movimentos sociais, as políticas governamentais e a ação de agências do governo, além de investimentos na área social e em infra-estrutura influenciaram na dinâmica das mudanças da cobertura vegetal produzida.



A Figura 6 mostra os dois cenários utilizados como condições de contorno na superfície do modelo para este trabalho, um para o ano de 2002 (Figura 6a) e outro para o ano de 2050 (Figura 6b), ambos “BUS”. Pode-se verificar que o desmatamento acompanha as grandes rodovias da região, por exemplo, na Figura 6b, a região ao longo das rodovias BR-163 (a Cuiabá-Santarém no sudoeste do estado do Pará), a Transamazônica (região central do Pará), a BR-319 (região central do estado do Amazonas) e a BR-364 (fronteira dos estados do Acre e Amazonas). Segundo Nepstad et al. (2001), mais de dois terços do desmatamento observado na Amazônia acontece na faixa de 50 km ao redor de rodovias como estas.

O desmatamento nas demais regiões geralmente está associado à alta densidade demográfica, que desenvolvem diversas atividades que podem resultar em desmatamento, como à margem dos grandes rios e no nordeste do estado do Pará. O cenário para o ano de 2002 (Figura 6a) foi utilizado para gerar os resultados do experimento controle, enquanto que o cenário para 2050 (Figura 6b) foi utilizado para realizar o teste de sensibilidade, buscando avaliar o impacto desse desmatamento sobre o clima.



**Figura 6: Cenários de desmatamento utilizados como condições de contorno de superfície nas simulações deste trabalho. (a) cenário para o ano de 2002. (b) Cenário para o ano de 2050. Dados obtidos dos resultados de Soares-Filho et al. (2005). A área destacada pelos retângulos será usada em análises posteriores.**

Vale ressaltar que os cenários produzidos pelo modelo DINÂMICA foram gerados apenas para a Amazônia, a vegetação das demais partes da região simulada são oriundas de dados do *United States Geological Survey* (USGS).

### **2.1.3 Descrição do modelo**

#### **2.1.3.1 O modelo BRAMS**

Para este trabalho, foi escolhida a versão brasileira do modelo atmosférico de mesoescala RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) (PIELKE et al., 1992; COTTON et al., 2003), o *Brazilian RAMS* (BRAMS), como ferramenta de análise dos possíveis efeitos causados pelo desmatamento sobre as condições climáticas. O RAMS é um código numérico altamente versátil, desenvolvido por cientistas da Universidade do Colorado (COTTON et al., 2003), para simular e prognosticar sistemas meteorológicos. Seus principais componentes são: (1) um modelo atmosférico que realiza as simulações; (2) um pacote de análise de dados que prepara os dados iniciais para o modelo atmosférico, a partir de dados meteorológicos observados, e (3) um pacote de pós-processamento.

O RAMS é um modelo tridimensional que consiste de um conjunto de equações prognósticas, incluindo dinâmica, termodinâmica e microfísica de hidrometeoros. Essas equações são resolvidas numericamente usando esquema de diferenças finitas. Esse modelo contém interações com vários submodelos que simulam as trocas de calor e água nas interfaces solo-vegetação-atmosfera (AVISSAR e PIELKE, 1989; WALKO et al., 2000a); processos turbulentos na camada de superfície (LOUIS, 1979); processos na camada limite turbulenta (MELLOR e YAMADA, 1982; DEARDORFF, 1980); transferência de radiação térmica e solar, e suas interações com hidrometeoros (HARRINGTON, 1997); e microfísica de nuvem e precipitação (WALKO et al., 2000b). O RAMS vem mostrando bons resultados em vários estudos, desde simulações de grandes

vórtices (AVISSAR e SCHMIDT, 1998), sistemas de mesoescala (SILVA DIAS e REGNIER, 1996) e clima regional (GANDU et al., 2004).

O RAMS contém a flexibilidade de grades aninhadas que permite resolver as equações do modelo simultaneamente sobre um conjunto de malhas computacionais, que estão interagindo em diferentes resoluções espaciais. Aqui foi utilizado o BRAMS Versão 4.0 que é o resultado das melhorias (computacionais e meteorológicas) sobre Versão 3.2 do BRAMS mais algumas correções baseadas no RAMS Versão 6.0. Detalhes deste modelo podem ser encontrados na *home page* do BRAMS em <http://www.cpte.inpe.br/brams>.

#### 2.1.3.2 O submodelo LEAF

O modelo *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback* (LEAF) (WALKO et al., 2000a) é um submodelo do BRAMS que avalia os balanços de energia e água na superfície da Terra e suas interações com a atmosfera. O LEAF é uma representação das características da superfície incluindo vegetação, solo, lagos e oceanos, e cobertura de neve e suas influências entre si e na atmosfera. O LEAF inclui equações prognósticas de temperatura e umidade do solo para múltiplas camadas, temperatura da vegetação, água na superfície (incluindo orvalho e interceptação da chuva), cobertura de neve e energia térmica para múltiplas camadas, temperatura e razão de mistura do ar acima do dossel. Os fluxos de calor latente são avaliados separadamente para a evaporação da água no solo e da água interceptada na vegetação, e para a transpiração através dos estômatos das plantas. O balanço da água é similarmente tratado, e inclui uma subgrade para representação do *runoff* (BAND, 1993).

Uma característica importante deste submodelo é a sua capacidade de representação de diferentes classes de uso da terra na mesma célula, através de “*patches*” (Figura 7). Dessa maneira, cada classe de uso da terra interage com a coluna da atmosfera logo acima, proporcionalmente à extensão ocupada por essa classe em cada célula. Neste trabalho serão utilizados três *patches*, onde um deles

sempre representa os corpos d'água e os demais representam tipos de cobertura do solo, dessa forma, pode-se ter em uma mesma célula até dois tipos de vegetação.

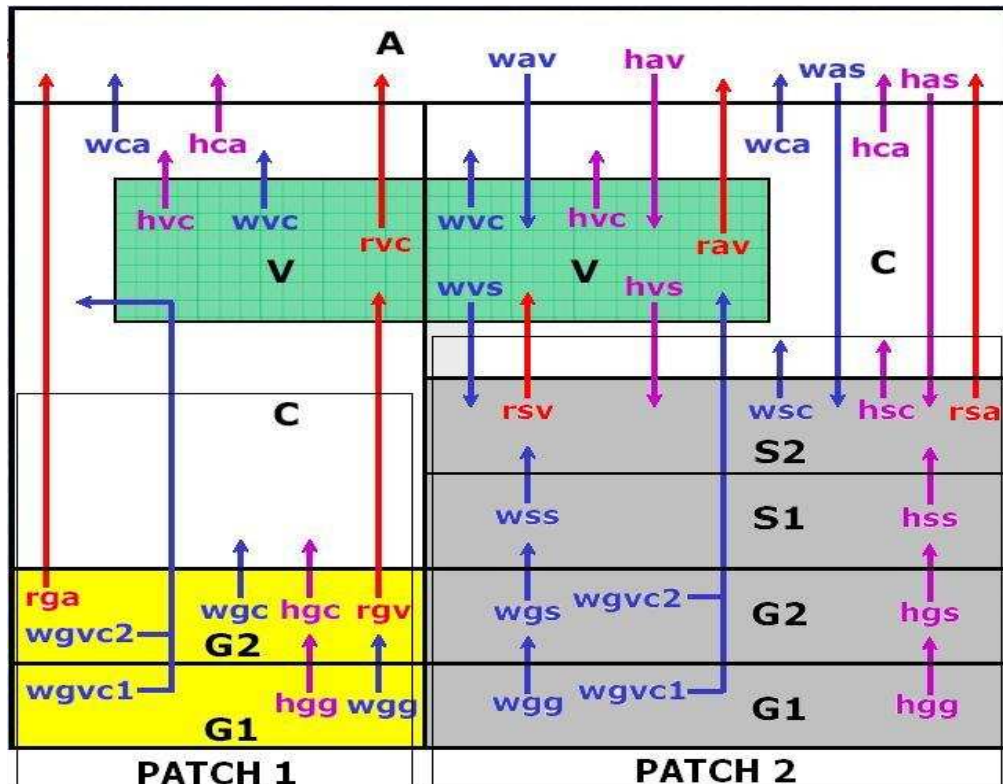


Figura 7: Esquema de funcionamento do LEAF2 para um exemplo de dois *patches* representando a atmosfera livre (A), o dossel (C), a vegetação (V), a cobertura de neve (S) e o solo (G). O *patch* nº 2 contém duas camadas de neve enquanto o nº1 não possui nenhuma. Cada grupo de três letras representa um fluxo determinado. A primeira letra representa se o fluxo é de água (w), de calor (h) ou radiativo (r). A segunda letra representa a origem e a terceira letra representa o destino desse fluxo. Por exemplo, wgc representa fluxo de água do solo para o dossel. (fonte: WALKO et al., 2000a, adaptado).

O LEAF evoluiu junto com o RAMS, e sua segunda versão, LEAF-2, tem sido usada há alguns anos (WALKO et al., 2000a). A prática no LEAF-2 para se obter as características essenciais da vegetação como índice de área foliar, cobertura parcial, albedo e altura de rugosidade, é especificá-los a partir do tipo de vegetação. Isto foi modificado adicionando-se uma dependência sazonal para o índice de área foliar e cobertura parcial, cuja amplitude é igualmente uma função do tipo de vegetação e da latitude. Recente, melhorias na representação destes parâmetros da vegetação, que foram implementados no modelo biofísico SiB2 (SELLERS, et al., 1996), foram também adaptados para o LEAF, o que o conduziu para a sua terceira versão, LEAF-3. Estas melhorias são baseadas em observações de satélites, representadas pelo *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), o

qual dá informações sobre a cobertura vegetal a partir da sua reflectância para a luz visível e para o infravermelho próximo. Neste trabalho não foi utilizada a versão 3 do LEAF, pois os arquivos de NDVI disponíveis não se mostraram bem consistentes para a região estudada. Ao invés dele, foi utilizado o modelo GEMTM, descrito a seguir, que avalia explicitamente a evolução temporal da vegetação em função das variáveis atmosféricas.

O ajuste dos parâmetros do tipo de vegetação utilizados no submodelo de superfície é de fundamental importância para a reprodução adequada dos ciclos diurno e sazonal da temperatura, umidade e vento em superfície, bem como dos fluxos de momentum, água e energia.

#### 2.1.3.3 O submodelo GEMTM

O modelo de vegetação que foi utilizado acoplado ao modelo BRAMS neste trabalho foi o *General Energy and Mass Transport Model* (GEMTM). Esse modelo vincula processos a nível foliar, microclima do dossel, processos abióticos no solo, crescimento da planta e produção de biomassa, bem como a dinâmica do ecossistema (CHEN e COUGHENOUR, 1994). Ele é composto por vários submodelos: um de microclima do dossel, um submodelo de dinâmica térmica do solo, um submodelo de dinâmica de água no solo, um submodelo de crescimento da planta, que inclui fotossíntese da folha e condutância estomatal, produção de biomassa, dinâmica de distribuição espacial da raiz, e um submodelo de respiração do solo. O modelo estabelece uma representação para a assimilação de carbono, condutância estomatal, evapotranspiração, transferência de calor sensível e temperaturas do solo e dossel. Suas características mais importantes são: (1) a separação do dossel em folhas que ficam expostas ao sol e aquelas que ficam na sombra; (2) um mecanismo que contabiliza a diferença entre a fotossíntese das plantas C3 e C4; (3) inclusão das múltiplas reflexões da radiação dentro do sistema do dossel e superfície do solo nos cálculos do balanço de energia na superfície; (4) acoplamento do balanço de energia do dossel e superfície do solo com a dinâmica térmica do solo para contabilizar as interações entre solo, dossel e atmosfera em

transferência de energia; e (5) determinação interativa do potencial de água na planta baseado no balanço de água na planta, o qual possibilita o modelo a representar explicitamente as interações entre o levantamento de água pela raiz, transpiração e fotossíntese.

Processos no microclima considerados pelo GEMTM incluem transferência de radiação nos dosséis das plantas, balanço de energia na superfície do solo e dossel, transferência turbulenta, camada limite e resistências na superfície. O modelo de Goudriaan foi adaptado para modelar a transferência de radiação dentro dos dosséis (GOUDRIAAN, 1977). Seguindo este modelo a radiação em qualquer nível do dossel é dividida em fluxos descendentes e ascendentes, sendo cada um deles dividido em nove intensidades e nove diferentes classes de inclinação. Assim, o modelo de Goudriaan foi adaptado para simular a distribuição da radiação e albedo do dossel para diferentes bandas espectrais da radiação incidente, a qual é dividida em visível, infravermelho próximo e radiação térmica. O albedo total representa a razão entre a radiação solar refletida e a radiação solar incidente somadas em todas as bandas espectrais e em todas as classes de inclinação.

O índice de área foliar das regiões expostas ao sol e na sombra é calculado usando a derivada do coeficiente de extinção da luz segundo Norman (1979). Solo, dossel e atmosfera são agregados para os cálculos de trocas de massa e energia. Trocas de calor latente (transpiração e evaporação) e calor sensível entre a superfície do solo, o dossel e a atmosfera são simulados usando uma analogia à resistência elétrica e à Lei de Ohm. Processos de transferência de água e energia no dossel e superfície estão ligados às soluções das equações do balanço de energia para a folha e a superfície do solo. O balanço de energia do dossel e superfície do solo está acoplado à dinâmica térmica do solo. O modelo estima a temperatura do dossel e da superfície do solo. A dinâmica térmica do solo é modelada pela solução da equação da condução de calor em dadas condições de contorno. O transporte de água no solo é modelado pela Lei de Darcy e conservação da massa. O levantamento de água através da raiz é função da diferença entre o potencial de água da planta, do potencial de água do solo e das resistências ao longo do caminho de transporte.

O submodelo de crescimento da planta e produção de biomassa inclui fotossíntese na folha, condutância estomatal, respiração da planta, particionamento fotossintético e dinâmica de distribuição da zona de raiz. O carbono entra no sistema através da fotossíntese e é distribuído ao longo de folhas, caules e raízes. Fotossíntese e condutância estomatal são calculados para folhas expostas ao sol e folhas na sombra. A taxa de assimilação de CO<sub>2</sub> pelo dossel é a média ponderada entre a taxa de fotossíntese da área de folhas expostas ao sol e área de folhas que ficam à sombra. Uma descrição mais detalhada do GEMTM pode ser encontrada em Chen et al. (1994, 1996).

O GEMTM foi acoplado ao BRAMS para simular a interação dinâmica entre a superfície (dossel) e a atmosfera. Uma descrição mais completa deste acoplamento pode ser encontrada em Eastman et al. 2001a,b. O esquema do sistema acoplado é mostrado na Figura 8. O BRAMS fornece os valores de temperatura, umidade e radiação, que afetam a evaporação, transpiração e fotossíntese. Com esses dados o GEMTM atualiza e retorna para o BRAMS a condutância estomatal, índice de área foliar, rugosidade e fração de cobertura do solo.

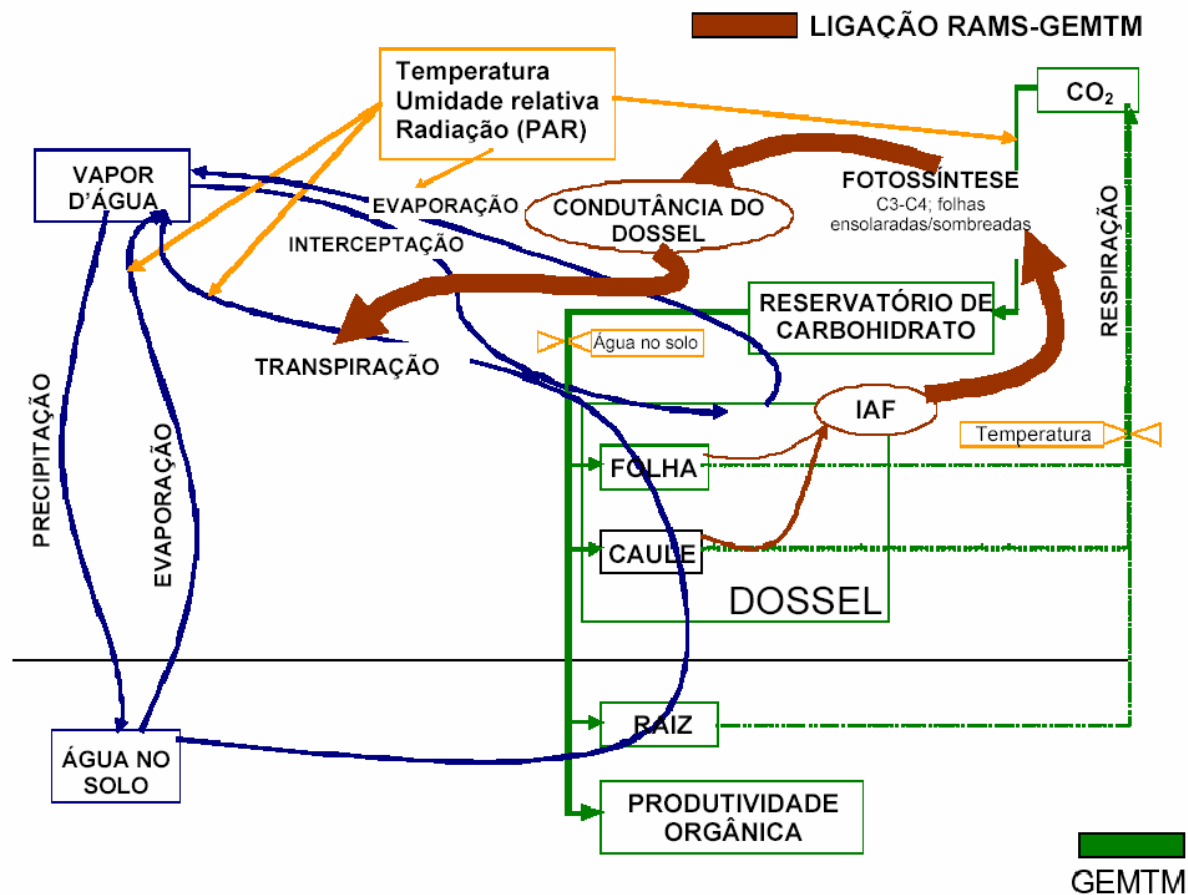


Figura 8: Ilustração da estrutura do acoplamento entre RAMS e GEMTM. Linhas verdes representam o componente da planta (GEMTM) e as linhas azuis representam o percurso da água. As setas marrons representam as ligações entre o RAMS e o GEMTM. Adaptado de Beltrán, 2005.

#### 2.1.4 Configuração dos experimentos

Para se obter os resultados deste trabalho foram realizadas três simulações (Tabela 2). A principal diferença entre elas reside nas condições de contorno de superfície. A simulação denominada CONTROLE (CTL), teve como dados de entrada de superfície o cenário de desmatamento para o ano de 2002 (SOARES FILHO et al., 2005), que aqui foi considerado como sendo o desmatamento atual da Amazônia. Com o intuito de se verificar a sensibilidade do ciclo hidrológico em função de desmatamentos futuros foi realizada uma simulação na qual se utilizou o cenário de desmatamento para o ano de 2050 (SOARES FILHO et al., 2005). Esta simulação foi denominada FUTURO (FTG).

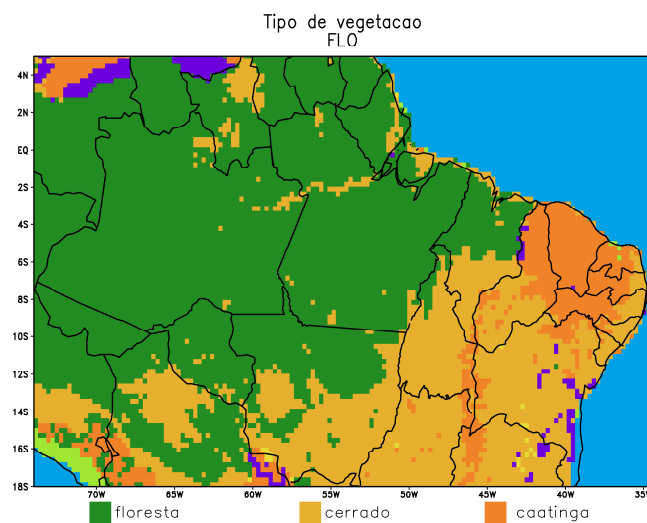


Buscou-se também analisar quais as modificações que o desmatamento atual da Amazônia causou no ciclo hidrológico em relação à floresta intacta. Para tal, foi realizada uma simulação em que os parâmetros biofísicos da pastagem foram substituídos pelos da floresta, assim pôde ser obtida uma Amazônia sem desmatamentos (Figura 9), essa simulação foi denominada FLORESTA (FLO).

Em todas as simulações tanto o submodelo LEAF-2 quanto o GEMTM estavam ativos, sendo o primeiro responsável por todos os fluxos entre solo, vegetação e atmosfera, e o segundo por atualizar parâmetros da vegetação ao longo dos passos de tempo, mantendo-se assim a característica dinâmica da vegetação.

**Tabela 2: Descrição dos experimentos**

<i>Simulação</i>	<i>Vegetação</i>
<i>CONTROLE (CTL)</i>	<i>BUS</i> para o ano de 2002
<i>FUTURO (FTG)</i>	<i>BUS</i> para o ano de 2050
<i>FLORESTA (FLO)</i>	Sem desmatamento



**Figura 9: Cobertura vegetal para a Amazônia sem desmatamento, utilizada como condições de contorno na superfície para a simulação FLO.**

Todas as simulações foram inicializadas com dados de altura geopotencial (m), temperatura (K), umidade relativa (%) e componentes horizontais (zonal e meridional) do vento (m/s) obtidas das reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Essas informações são fornecidas em 17 níveis de pressão padrões em uma grade de 2,5° latitude por 2,5° longitude, para o período de 01 de dezembro de 1998 a 31 de dezembro de 1999. Foram usados os dados climatológicos de temperatura da superfície do mar (TSM), que são fornecidos a uma resolução de 1° e os dados de topografia foram obtidos do *United States Geological Survey* (USGS) com resolução de 1 km. Os dados de textura do solo são originalmente obtidos da *Food and Agriculture Organization of the United Nations* (UN FAO) e para o território brasileiro são adaptados pelo INPE (Projeto ProVeg).

O período simulado para cada experimento foi de 396 dias contados a partir do dia 01 de dezembro (do ano anterior) às 00UTC, a um passo de tempo de 90 segundos e gerando saídas para os horários de 00UTC, 06UTC, 12UTC e 18UTC, sendo que os primeiros 31 dias foram descartados para prover o equilíbrio do modelo. Foram consideradas 34 camadas verticais da atmosfera, sendo a primeira igual a 100 m e as próximas aumentadas por um fator de 1.15 sempre em relação a camada anterior, até atingir 1000 m e então se mantém constante até o topo do modelo, que neste caso atingiu 22007.5 m.

O solo foi definido com oito camadas, onde os valores iniciais de umidade do solo foram distribuídos horizontalmente de forma homogênea na região de estudo. A Tabela 3 mostra o perfil vertical da umidade do solo no instante inicial e as profundidades do centro das camadas do solo utilizadas nas simulações. Silva Dias et al. (2002) afirmam que o perfil da umidade do solo como o utilizado neste estudo, isto é, seco na superfície e com aumento da umidade à medida que a profundidade do solo aumenta, induz uma variabilidade horizontal da partição de energia mais pronunciada devido principalmente à diferença de extração radicular na floresta (profunda) e pastagem (rasa).

**Tabela 3: Perfil da umidade do solo em função da profundidade para o instante inicial das simulações.**

<i>Camada</i>	<i>Profundidade (m)</i>	<i>Umidade (%)</i>
01	0,10	55
02	0,20	55
03	0,30	55
04	0,50	55
05	1,00	65
06	2,00	70
07	3,00	75
08	4,00	80

A descrição completa dos parâmetros de entrada do modelo é encontrada em Fazenda et al. (2007). As principais opções utilizadas na configuração deste estudo são apresentadas na Tabela 4.

**Tabela 4: Principais Opções utilizadas no modelo BRAMS**

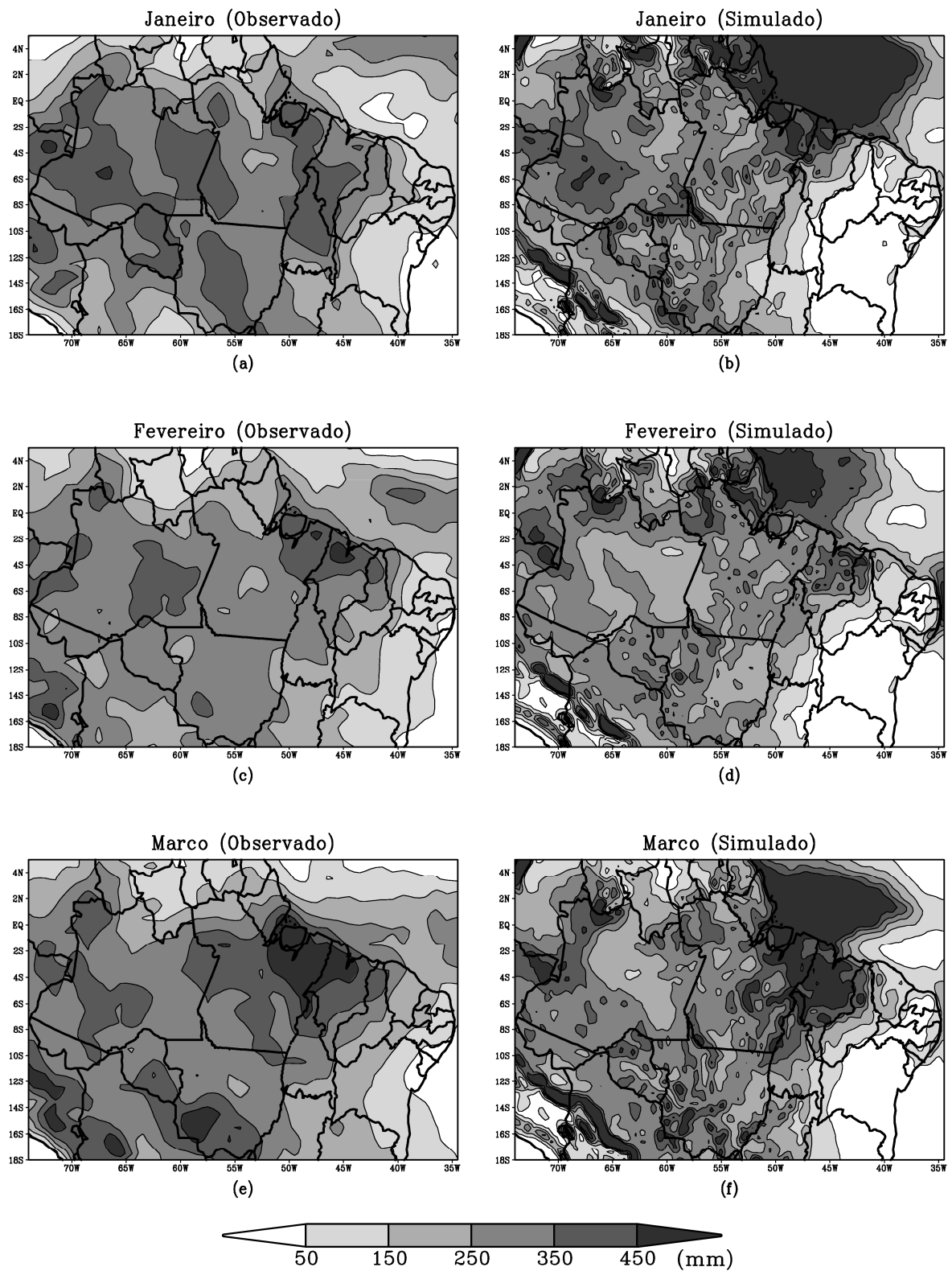
<i>Número de grades</i>	1
<i>Tempo de simulação (dias)</i>	396
<i>Pontos de grade em x</i>	195
<i>Pontos de grade em y</i>	121
<i>Pontos de grade em z (altura)</i>	34
<i>Centro da grade (lat/lon)</i>	6,0°S / 57,5°W
<i>Números de camada no solo</i>	8
<i>Espaçamento Horizontal (km por km)</i>	30
<i>Parametrização de radiação de onda curta/onda longa</i>	Chen/Chen
<i>Parametrização de nuvens cúmulos/fechamento</i>	Grell/Grell
<i>Inicialização da umidade do solo</i>	Homogênea
<i>Nível de microfísica</i>	3
<i>Parametrização de cúmulos rasos</i>	Ativa

## 2.2 RESULTADOS E DISCUSSÃO

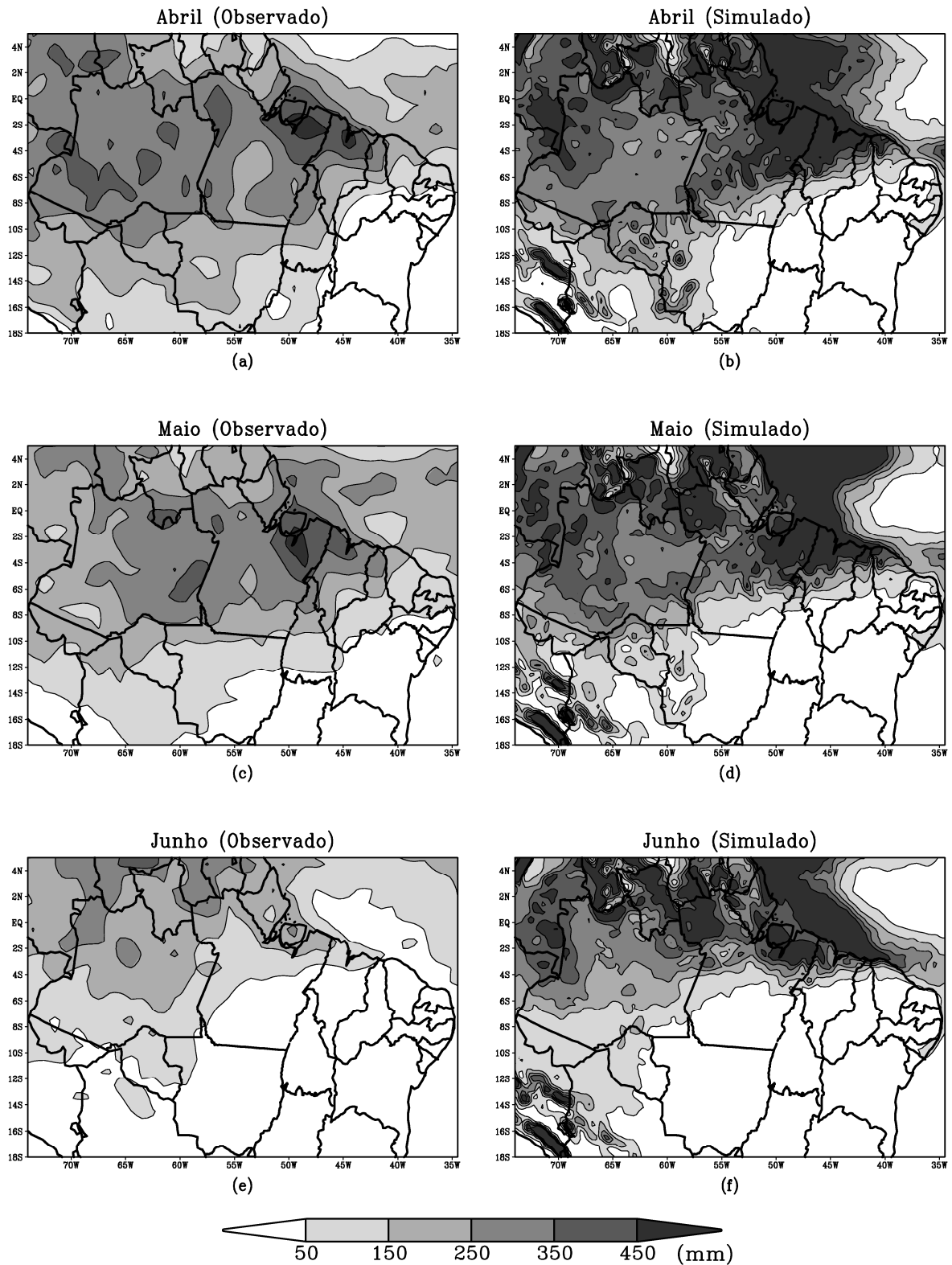
### 2.2.1 Experimento controle (CTL)

Com a simulação CONTROLE buscou-se verificar se o modelo estaria representando adequadamente as condições meteorológicas e sua variabilidade anual para o atual desmatamento da Amazônia. A validação deste experimento foi feita através da comparação dos resultados simulados com observações de superfície disponíveis no *site* do CPTEC/INPE ([www.cptec.inpe.br/clima/](http://www.cptec.inpe.br/clima/)) e com a precipitação estimada por satélites encontrada no *site* do CPC/NCEP (<ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/gpi/daily>).

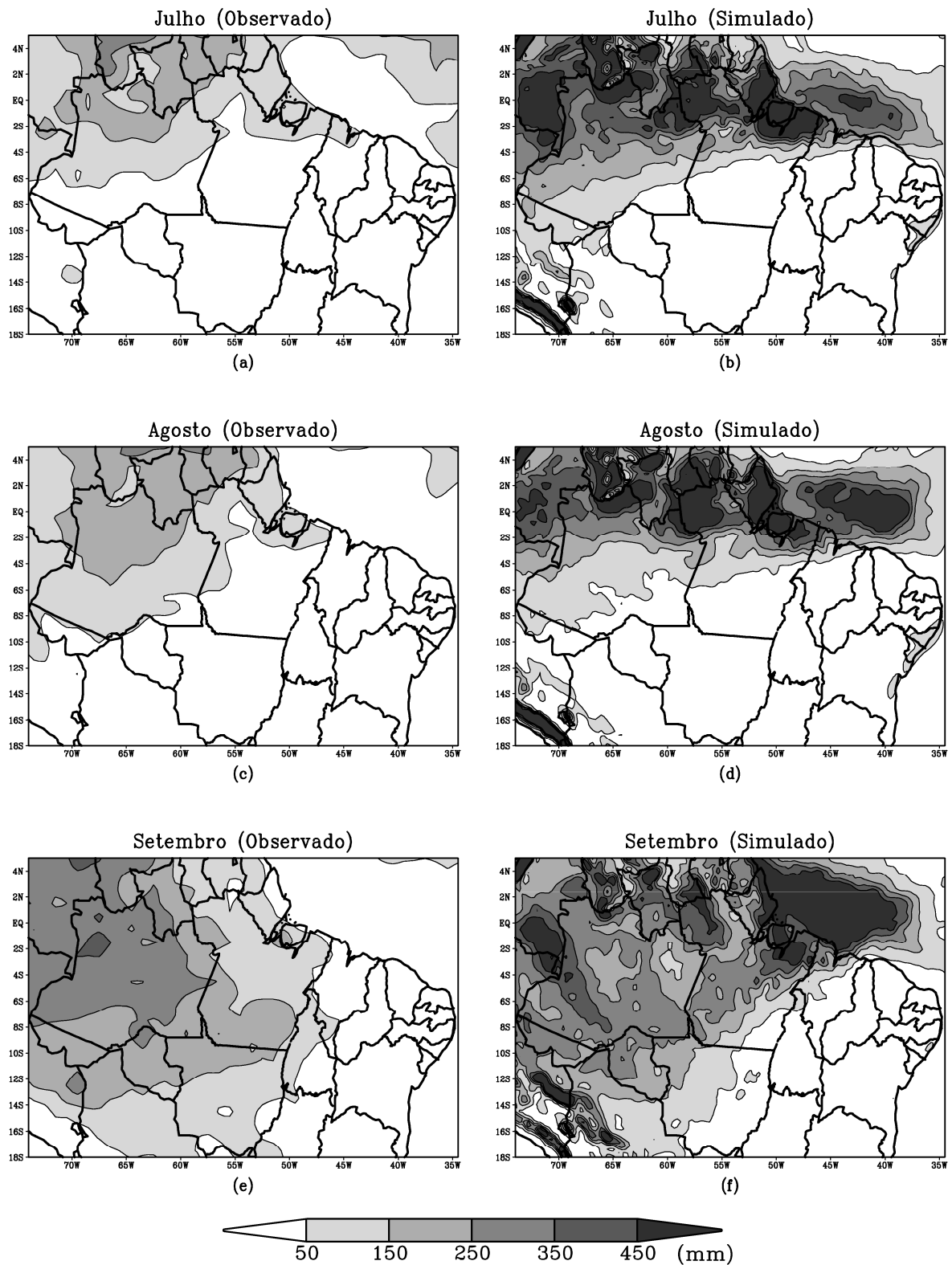
A primeira variável a ser comparada foi a precipitação, onde foi feita uma análise em termos de total acumulado mensal durante o período simulado (Figuras 10, 11, 12 e 13). Uma análise qualitativa da precipitação mostra que o modelo representou de maneira adequada a distribuição espacial da precipitação bem como acompanhou as variações sazonais para a região. Foi observada a presença da Zona de Convergência Intertropical ao norte da região simulada, sendo que é possível observar que sua influência é maior sobre a região nos meses de dezembro e janeiro, caracterizando o seu deslocamento natural para o sul que ocorre neste período, bem como o seu deslocamento para o norte no período de junho a setembro, causando assim menor influência sobre a região. Os períodos seco e chuvoso são, qualitativamente, bem representados neste experimento. Entretanto, observou-se que durante todo o período o modelo superestimou a precipitação ao norte da região, principalmente na costa dos estados do Pará e Amapá, contrariamente aos MCGA que tendem a subestimar a precipitação nos meses de setembro, outubro e novembro (LI et al., 2006).



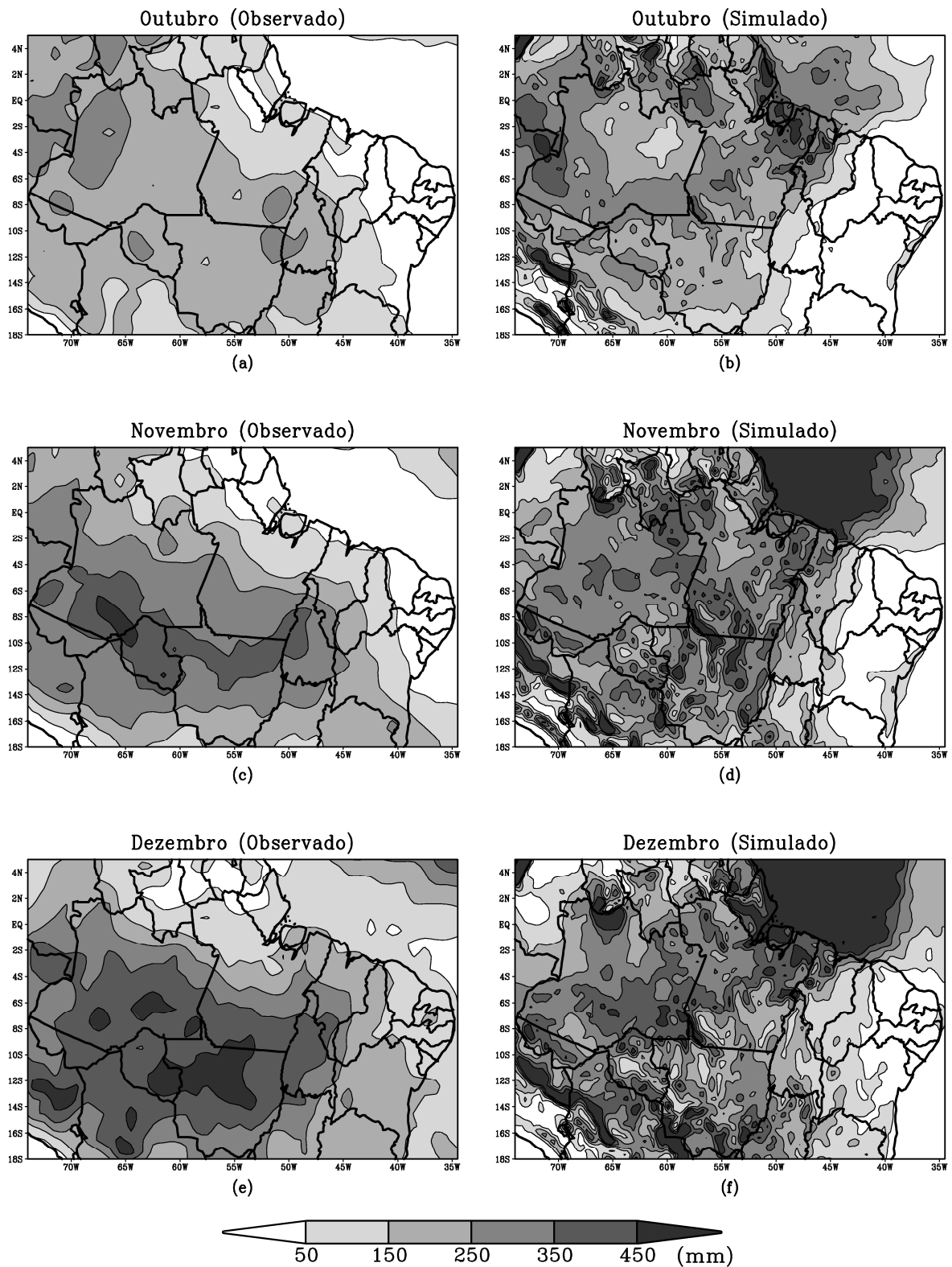
**Figura 10: Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Janeiro a Março de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.**



**Figura 11: Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Abril a Junho de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.**



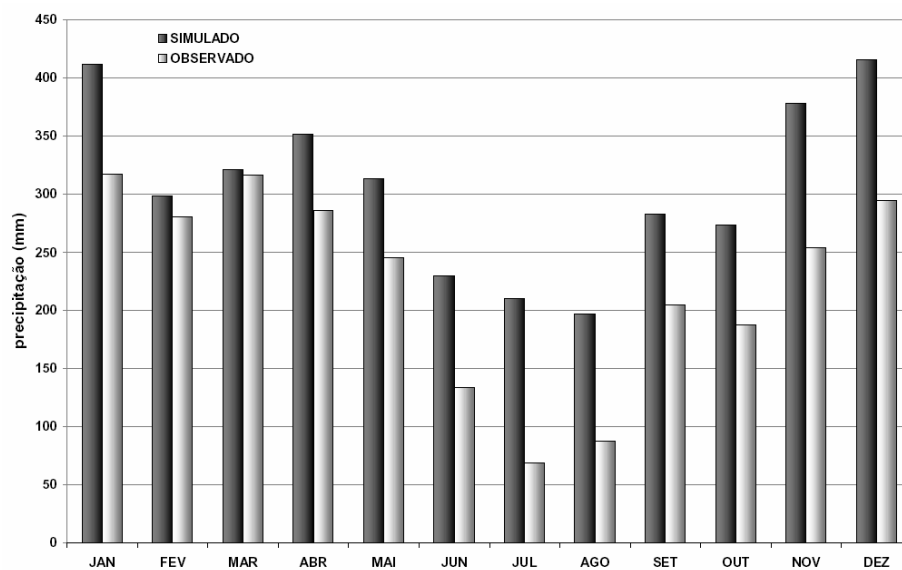
**Figura 12: Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Julho a Setembro de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROLE.**



**Figura 13: Distribuição espacial mensal da precipitação para os meses de Outubro a Dezembro de 1999. (a), (c) e (e) precipitação observada; (b), (d) e (f) precipitação simulada pelo experimento CONTROL.**



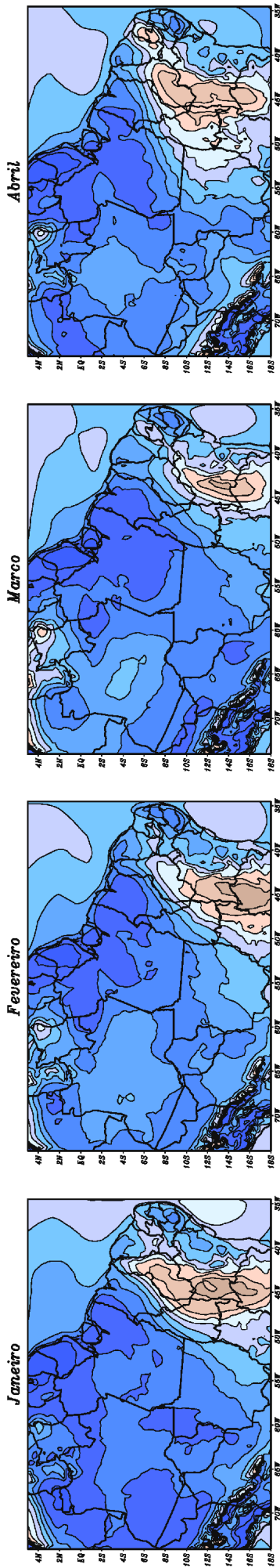
A fim de se fazer uma avaliação quantitativa, foi calculada a precipitação média mensal (Figura 14) em uma região compreendida entre as longitudes de 50°W a 70°W, e entre as latitudes de 12°S e 3°N (re tângulo destacado na Figura 6). Pôde-se observar que o modelo acompanhou as variações sazonais para esta parte da bacia, porém sempre superestimou os valores observados, com diferenças, em alguns meses, como Julho, Agosto, Novembro e Dezembro, por exemplo, que chegaram a ser superior aos 100 mm.



**Figura 14: Médias mensais da precipitação para todo o período simulado pelo experimento CONTROLE e valores observados (satélite - GPI) para o mesmo período.**

Outra variável a ser comparada foi a umidade relativa, onde foram feitas médias mensais para todo o período (Figuras 15, 16 e 17). Sua distribuição espacial foi bastante coerente com os dados observacionais, mostrando as altas taxas de umidade sobre a região Norte, mantendo-se sempre acima dos 70%, e o clima caracteristicamente seco do Nordeste, com valores abaixo dos 60%. A variabilidade sazonal também é bem caracterizada, a redução da umidade de maio a setembro, principalmente sobre o Nordeste, é simulada pelo modelo, porém em menor intensidade que o observado.

(a) Umidade relativa simulada (%)



(b) Umidade relativa observada (%)

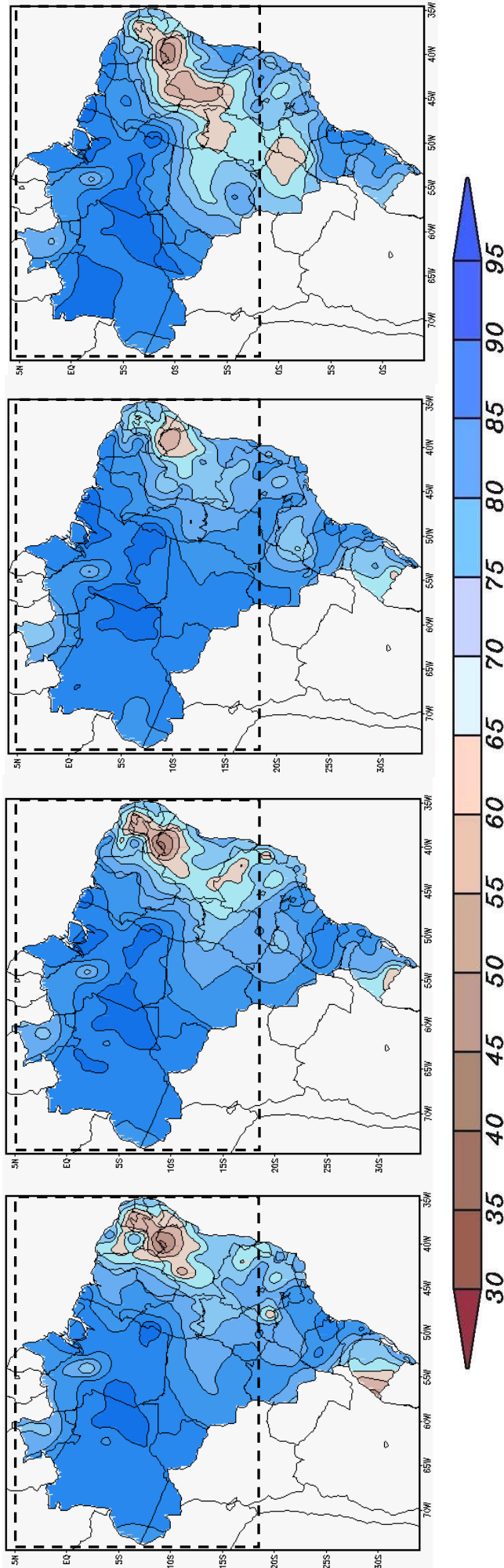
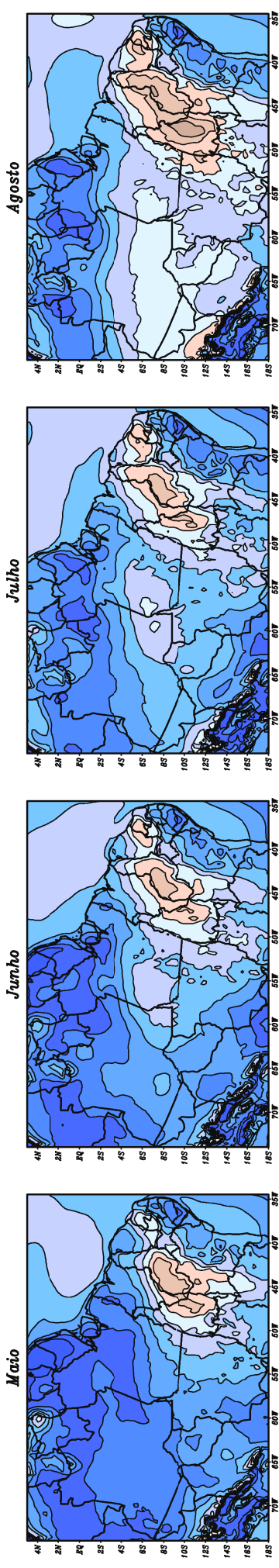


Figura 15: Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de janeiro a abril de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) Umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.

(a) Umidade relativa simulada (%)



(b) Umidade relativa observada (%)

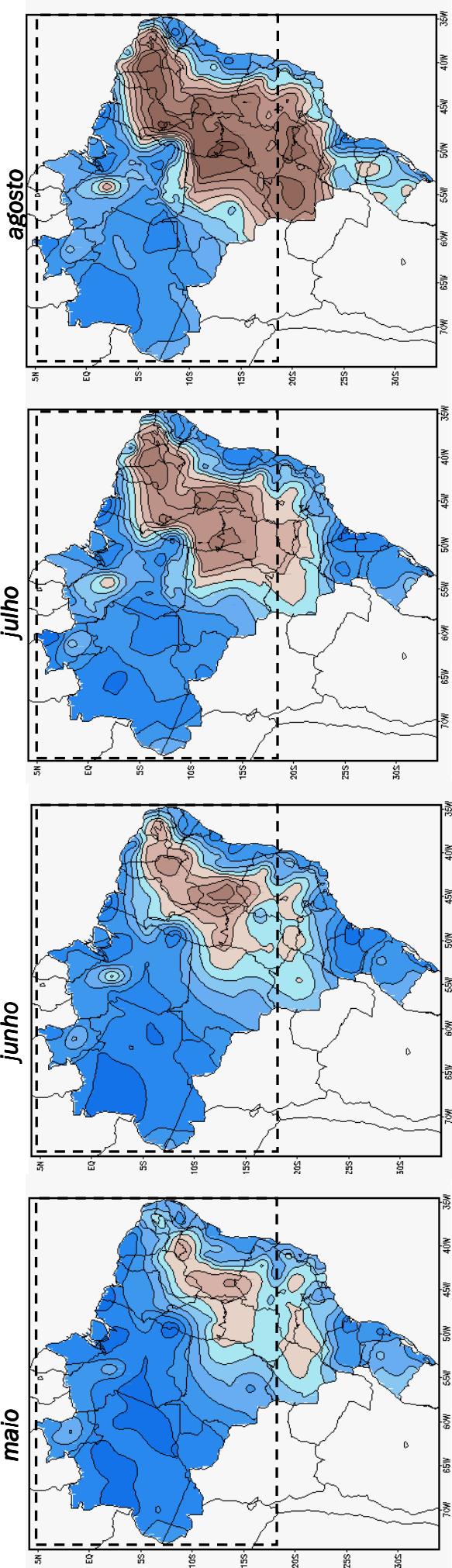


Figura 16: Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de maio a agosto de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.

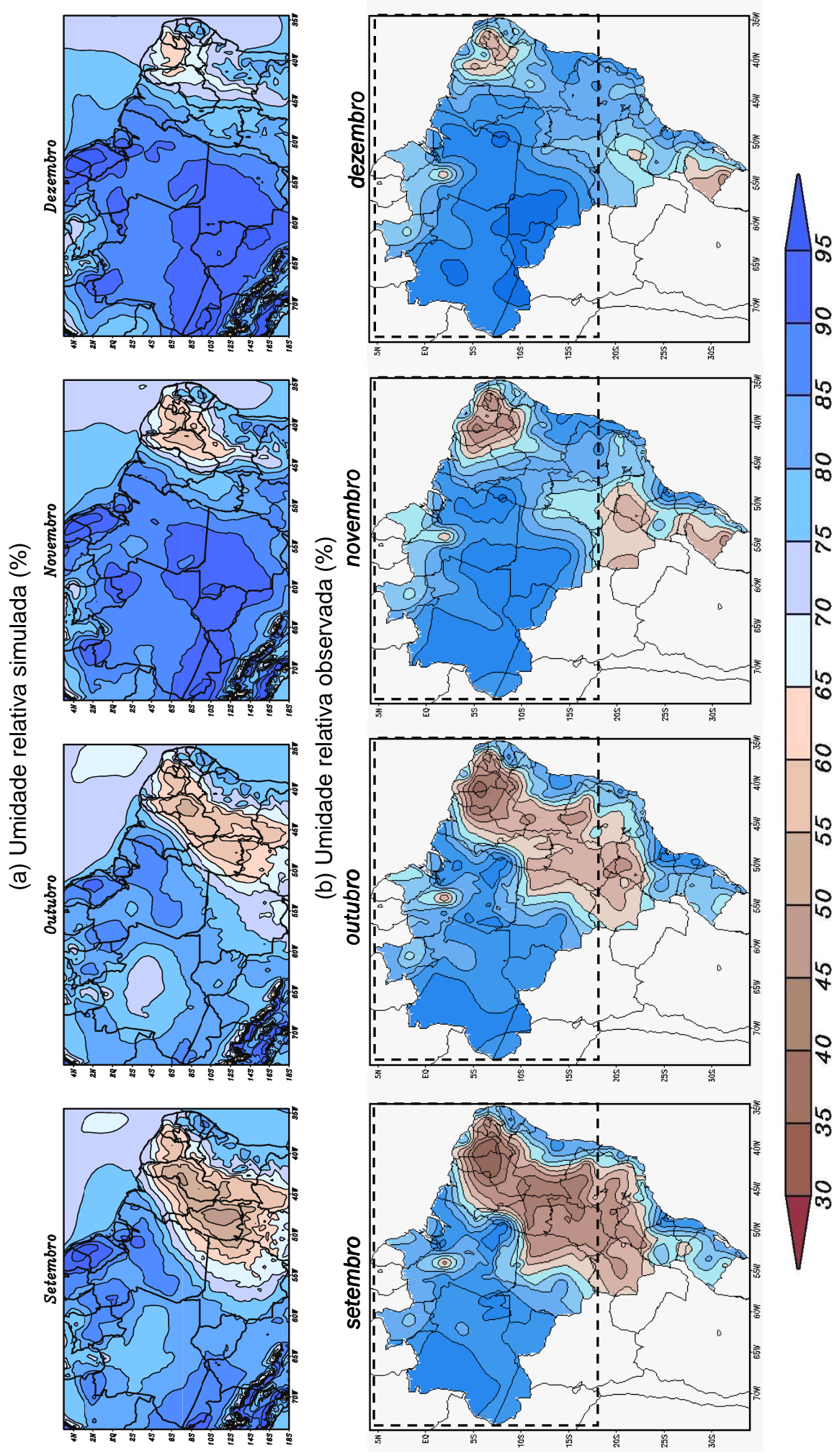


Figura 17: Distribuição espacial mensal da umidade relativa (%) para os meses de setembro a dezembro de 1999. (a) Umidade relativa simulada pelo experimento CONTROLE e (b) umidade relativa observada, dados obtidos do CPTEC/INPE.

Esse padrão da distribuição espacial da umidade relativa contribui significativamente para o padrão da distribuição da precipitação sobre a região simulada (Figuras 10 a 13). A grande disponibilidade de água encontrada no ar sobre a região Norte facilita a formação de nuvens que precipitam sobre a região, contribuindo assim para as altas taxas de precipitação. Sobre a região nordestina a situação se inverte, pouca água disponível dificulta a formação de nuvens, inviabilizando, dessa forma, a precipitação, que é caracterizada pelas baixas taxas apresentadas para a região (Figuras 10 a 13).

A Figura 18 apresenta os valores médios diários, para cada mês, dos fluxos de radiação solar incidente ( $K_i$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $LE$ ), calculados como valores médios na região compreendida de  $50-70^\circ W$  e de  $12^\circ S$  a  $3^\circ N$ . Observou-se que essas variáveis caracterizam coerentemente os períodos seco e chuvoso da região. A menor quantidade de radiação incidente nos meses de Dezembro e Janeiro, por exemplo, é consequência da maior nebulosidade, característica do período chuvoso, fazendo com que mais radiação seja refletida no topo das nuvens e assim menos radiação chegue à superfície. Ao passo que nos meses de Julho, Agosto e Setembro, há um aumento da radiação solar incidente na superfície em virtude da baixa concentração de nuvens, que caracterizam o período seco.

Os fluxos de calor sensível e latente tendem a acompanhar o padrão da irradiância solar, já que esta última é a responsável pela manutenção de tais fluxos. A temperatura próxima a superfície (Figura 19) é controlada principalmente pelo calor sensível, assim, foi observado que as variações da temperatura média mensal para a mesma região em que foram calculadas as outras variáveis citadas anteriormente tendeu a acompanhar as variações no fluxo de calor sensível.

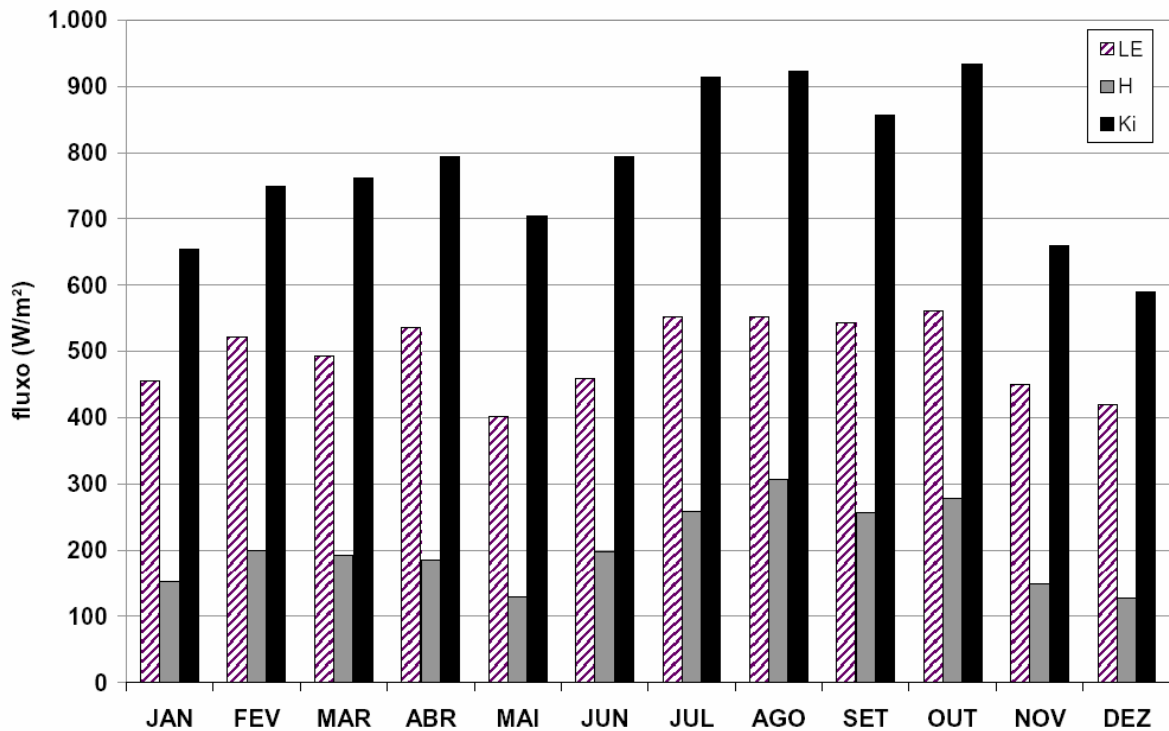


Figura 18: Médias diárias dos fluxos de radiação solar incidente, calor sensível e calor latente para cada mês do período simulado. Valores calculados em termos de média espacial para a região compreendida entre 50-70°W e de 12°S a 3°N.

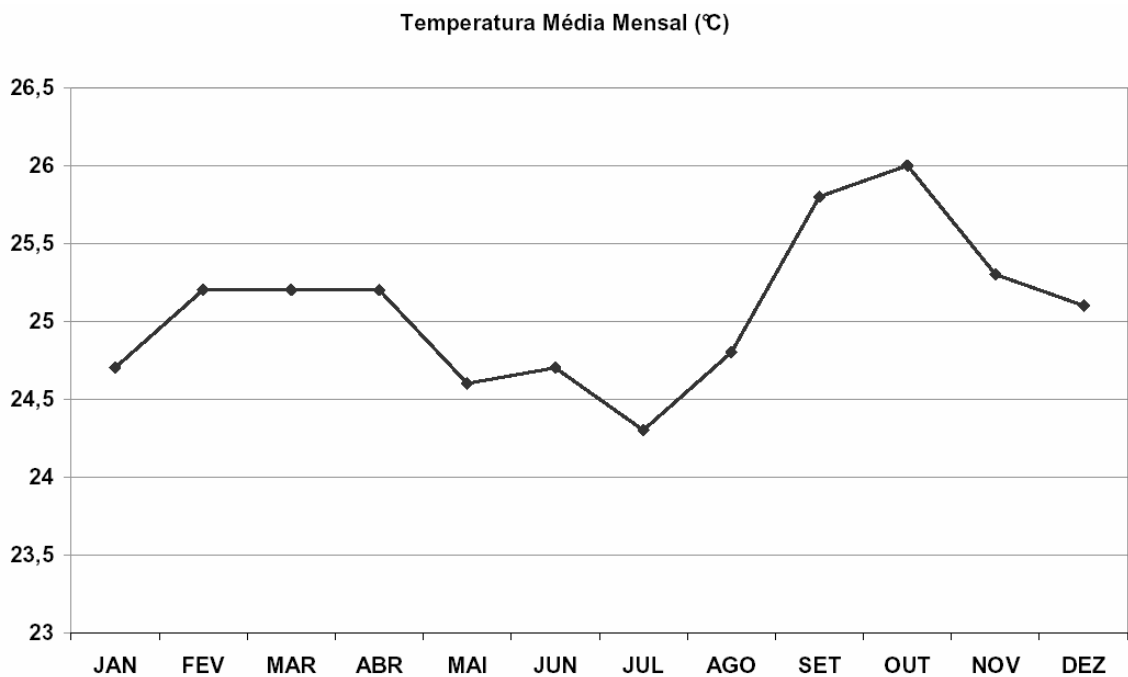


Figura 19: Variação temporal da temperatura média mensal no primeiro nível do modelo. Valores médios para a região compreendida entre 50-70°W e de 12°S a 3°N.

## 2.2.2 O Arco do Desmatamento e seus impactos

Nesta seção buscou-se avaliar as possíveis implicações, causadas pela expansão do Arco Desmatamento, sobre algumas variáveis do ciclo hidrológico e balanços de radiação e energia. Para tal, foram feitos testes de sensibilidade utilizando o cenário “BUS” para o ano de 2050. O principal objetivo desta análise foi elucidar quais os impactos que a conversão da floresta em pastagem pode acarretar sobre as variáveis supracitadas. Para verificar a anomalia de cada variável, foram feitas diferenças entre a simulação FUTURO e a simulação CONTROLE.

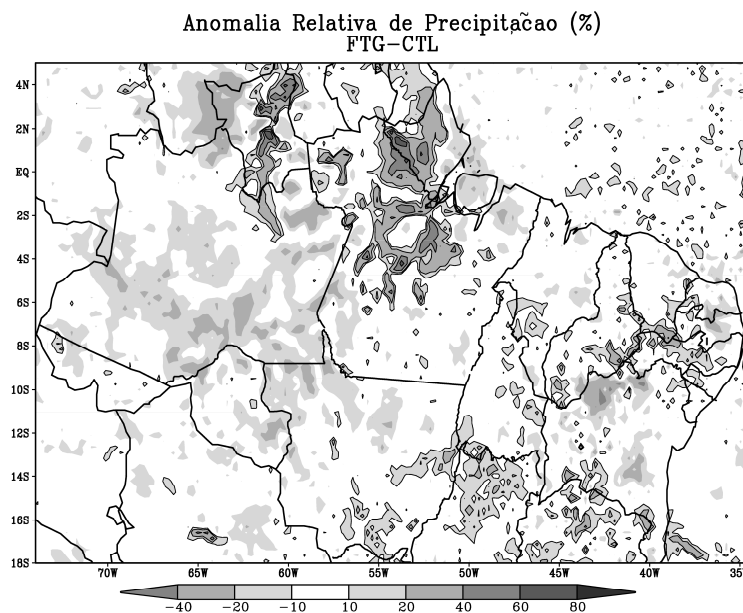
A região analisada compreende a porção delimitada pelas latitudes de 18°S e 5°N, e as longitudes de 34.5°W a 74°W, sendo que o foco principal das análises direciona-se para a região amazônica.

### 2.2.2.1 Impactos no ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico representa o movimento da água entre continentes, oceanos e atmosfera e as diversas mudanças de estado que ela sofre durante esse processo. Algumas variáveis que compõem o ciclo hidrológico são: precipitação, evapotranspiração, interceptação de água pela vegetação, infiltração no solo, escoamento superficial, dentre outras. Aqui foram analisadas apenas algumas dessas variáveis, como a precipitação (Figura 20), evapotranspiração (Figura 23a) e a divergência de umidade (Figura 23b), já que para uma região limitada é necessário considerar os transportes horizontais de umidade devido aos movimentos atmosféricos. As demais variáveis não foram analisadas em função de o modelo não disponibilizar saídas para elas e/ou elas não serem variáveis do modelo.

A Figura 20 apresenta a anomalia relativa da precipitação acumulada para todo o período (em percentual) entre as simulações FTG e CTL. O mapa, diferentemente da redução generalizada da precipitação, sobre a Amazônia, prevista pela maioria das simulações que utilizaram MCGA (NOBRE et al., 1991; MANZI e

PLANTON, 1996; HAHMANN e DICKINSON, 1997; dentre outros), demonstra uma distribuição espacial heterogênea, onde foi observada uma tendência de aumento de precipitação sobre a região em que o cenário de 2050 promoveu as maiores taxas de desmatamento, principalmente sobre o noroeste do estado do Pará, oeste do Amapá e centro leste do estado de Roraima, com aumentos chegando a 70% em relação à simulação CTL. Na região litorânea dos estados do Amapá e Pará, principalmente sobre a Ilha do Marajó, o desmatamento causou inibição da precipitação de até 40%, semelhante ao ocorrido na maior parte do Amazonas, Rondônia e noroeste do Mato Grosso. Notaram-se também anomalias negativas no oeste da Amazônia, anomalias como esta, tipo dipolo leste-oeste, concorda com os resultados obtidos por Ramos da Silva et al. (2008), que podem estar diretamente relacionados ao enfraquecimento das linhas de instabilidade ao passarem por região desmatada.

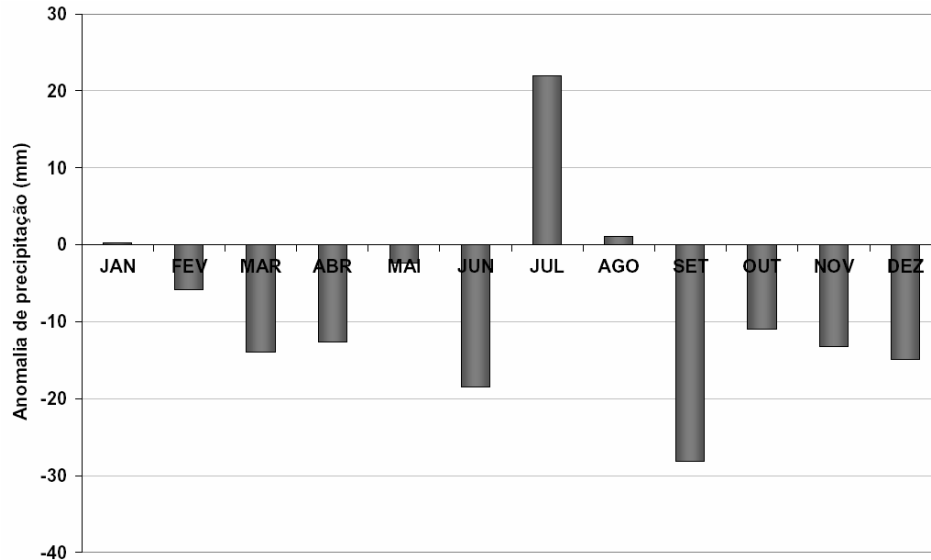


**Figura 20: Impactos do desmatamento sobre a precipitação total acumulada em todo o período de simulação. Contornos sólidos para os valores positivos.**

Com o intuito de verificar em qual período a precipitação foi mais afetada pelo desmatamento, foi feita uma série temporal da anomalia da média espacial mensal para a região compreendida entre as longitudes de 50°W e 70°W e as latitudes de 12°S e 3°N (Figura 21). Verificou-se que para essa região da Bacia Amazônica o desmatamento causa em média, redução da precipitação durante praticamente todo o ano, exceto nos meses de janeiro, julho e agosto, onde há



aumento. Os meses de março, junho, setembro, novembro e dezembro foram os que apresentaram maiores reduções.

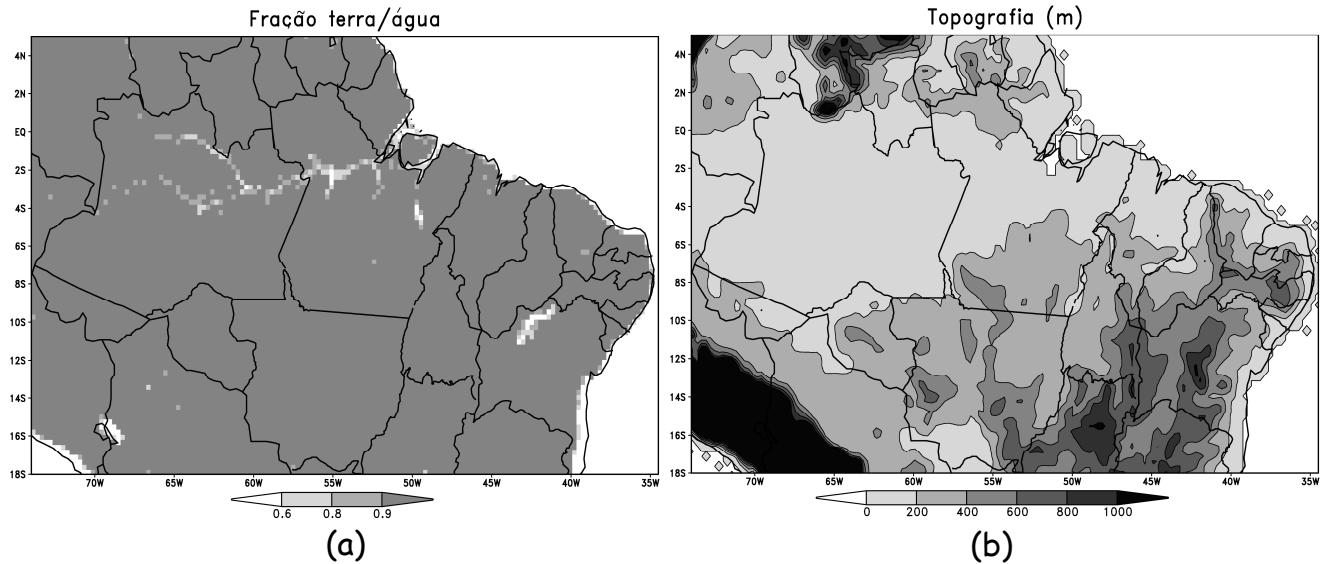


**Figura 21: Anomalia mensal da precipitação para todo o período calculada a partir da diferença mensal entre a precipitação acumulada (mm) na simulação FTG e a precipitação acumulada (mm) na simulação CTL.**

O padrão diferenciado da distribuição da precipitação em relação às simulações realizadas com MCG está associado a alguns fatores. Primeiro que, como mostrado por Gandu et al. (2004), as simulações com modelos regionais, por apresentarem maior resolução espacial, captam as influências que os grandes rios e a topografia desempenham sobre a atmosfera. Segundo, que a utilização de cenários de desmatamento ao invés de substituição total da floresta, deixa a superfície heterogênea, fazendo com que diferentes áreas, devido suas diferenças na cobertura vegetal, interajam com a atmosfera de maneira diferenciada, causando assim, efeitos diferenciados sobre a precipitação e demais variáveis. Terceiro que os modelos regionais conseguem representar melhor os fenômenos meteorológicos locais, como as grandes linhas de instabilidade (RAMOS DA SILVA et al. 2008).

As possíveis influências dos grandes rios e da topografia da região sobre a distribuição observada para a precipitação (Figura 20) foi verificada ao se analisar a Figura 22, onde foi possível observar que o aumento de precipitação tende a acompanhar aproximadamente o “caminho” dos rios (Figura 22a), assim como

algumas regiões de topografia mais elevada (Figura 22b) estão associadas a anomalias positivas na precipitação.

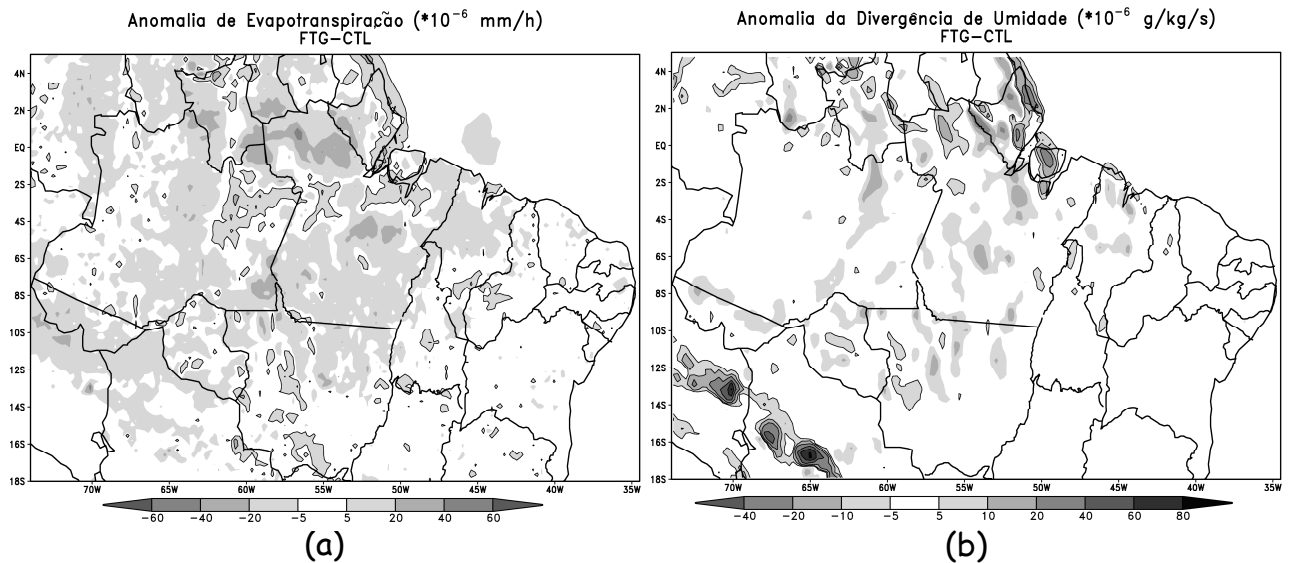


**Figura 22: (a) Fração terra/água, destacando os grandes rios “vistos” pelo BRAMS e (b) a topografia (em metros) da região analisada.**

Para auxiliar no entendimento do padrão de distribuição da precipitação descrito anteriormente, foram analisadas as anomalias causadas pelo desmatamento sobre algumas das possíveis fontes de umidade que podem estar associadas à formação de nuvens e conseqüentemente de precipitação, como a evapotranspiração e a divergência de umidade em baixos níveis. A Figura 23a mostra as anomalias de evapotranspiração média (mm/h) calculada para todo o período da simulação. Observou-se que as alterações foram mais significativas sobre a região amazônica, apresentando aumentos em todo o litoral do estado do Amapá, norte de Roraima e seguindo, aproximadamente, os grandes rios da região. Nas demais áreas, ou não houve mudança significativa ou ocorreu redução, sendo que as de maior amplitude se localizam, em grande parte, sobre as áreas de floresta que ficam próximas das regiões atingidas pelo desmatamento.

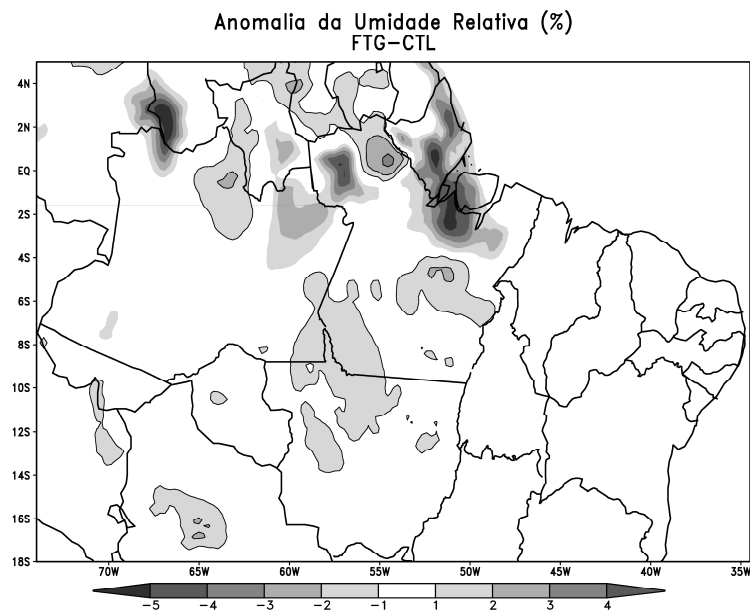
As anomalias na divergência média de umidade em baixos níveis (48,3 m) (Figura 23b) foram calculadas considerando-se apenas o horário de 18 UTC, já que dentre as saídas disponibilizadas pelo modelo (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC e 18 UTC) essa é a que geralmente está associada às maiores taxas de precipitação e a maiores velocidades do vento, sendo, portanto, mais significativa neste horário. Na

Figura 23b, foi verificado que há uma tendência do aumento na divergência acompanhar as zonas de redução de precipitação, como sobre a Ilha do Marajó e litoral amapaense. Da mesma forma, os aumentos de convergência (anomalias negativas de divergência), seguem a região de anomalias positivas de precipitação, as quais se localizam aproximadamente sobre as áreas desmatadas.



**Figura 23: Impactos do desmatamento sobre a (a) evapotranspiração média ( $\times 10^{-6}$  mm/h) e (b) Anomalia de divergência de umidade ( $\times 10^{-6}$  g/kg/s) entre os experimentos FTG e CTL. Contornos sólidos para os valores positivos.**

Sabe-se ainda, que a disponibilidade de vapor d'água na atmosfera é um dos fatores cruciais para a precipitação, pois é este vapor que sofre o processo de condensação para formar as gotículas que precipitam posteriormente. Seguindo esse raciocínio, a Figura 24 mostra a anomalia da umidade relativa (%), em que o padrão de distribuição espacial de aumento/redução dessa grandeza seguiu aproximadamente o padrão de aumento/redução da precipitação.



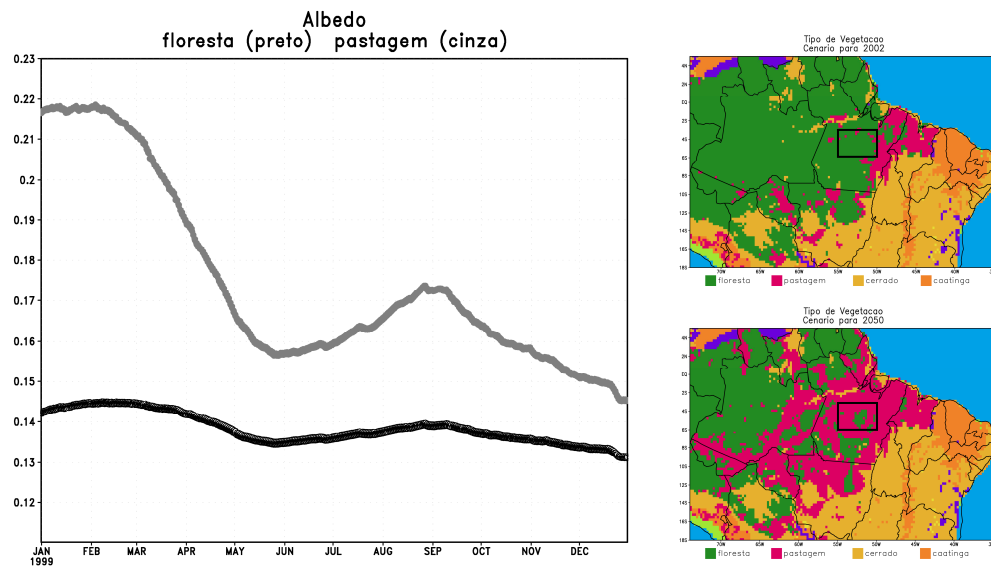
**Figura 24: Anomalia da umidade relativa (%) entre os experimentos FTG e CTL. Contornos sólidos para valores positivos.**

#### 2.2.2.2 Impactos nos fluxos de radiação e de energia

O grande motor do ciclo hidrológico é a energia irradiada pelo sol que atinge a Terra, o que significa que alterações nos padrões da radiação solar incidente, bem como na maneira como a energia por ela disponibilizada é distribuída entre os diversos processos que dela dependem na superfície, podem acarretar alterações significativas neste ciclo. Neste item buscou-se analisar como grandezas tipo irradiância solar, saldo de radiação, fluxos de calor sensível, calor latente e demais variáveis a elas associadas se comportam em função das alterações na cobertura do solo causadas pelo desmatamento.

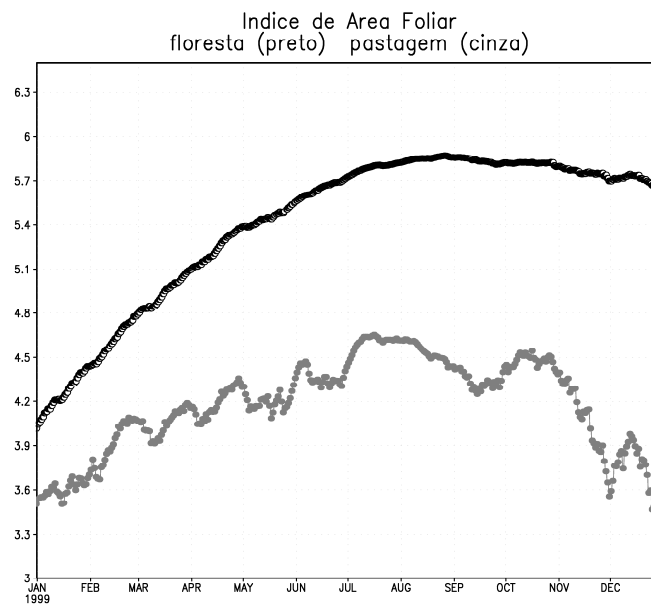
Um dos parâmetros da cobertura do solo que exerce grande influência sobre a quantidade de energia que será disponibilizada na superfície é o albedo da mesma. Nas simulações aqui apresentadas esta grandeza foi calculada pelo submodelo de superfície GEMTM, que apresenta como novidade a variação temporal desse parâmetro (Figura 25), o que o caracteriza como modelo de vegetação dinâmica, ao contrário de modelos de superfície que consideram a vegetação estática, onde esta grandeza seria constante.

Para analisarmos a variação temporal do albedo da superfície (e outras variáveis posteriormente), foi feita uma média espacial na região compreendida entre 50°W/55°W e 3°S/6°S. Essa região foi escolhida em função de ter sido muito afetada pelo desmatamento. No cenário de 2002 ela apresentava quase que a totalidade da sua área coberta por floresta (a seguir, mencionada apenas como *floresta*) e no cenário de 2050 passou a ter aproximadamente 65% da sua área coberta por pastagem (a seguir, mencionada apenas como *pastagem*), áreas destacadas na Figura 25 (direita).



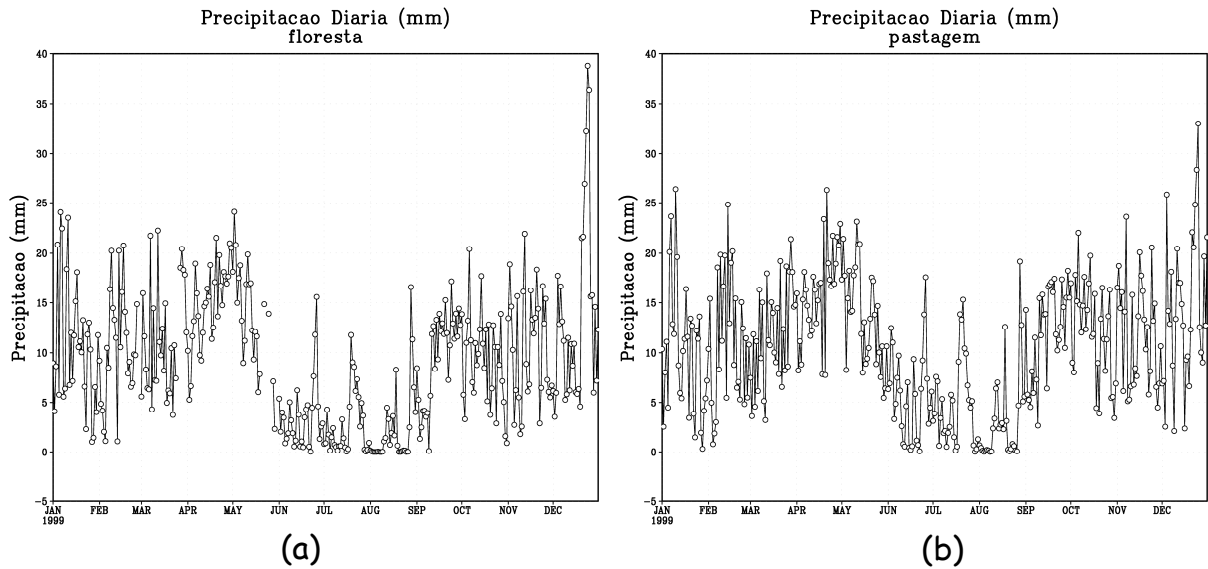
**Figura 25: Variação temporal do albedo médio da região compreendida entre 50°W/55°W e 3°S/6°S. A curva preta representa essa região na simulação CTL, onde a vegetação predominante era a floresta. A curva cinza representa a mesma região no experimento FTG, onde a vegetação predominante passou a ser a pastagem.**

Foi observado que, como esperado, o albedo apresentou variação ao longo do ano, bem como que a região com maior percentagem de pastagem apresentou albedo maior em relação à região de floresta predominante. Outra variável, dentre as disponibilizadas na saída do modelo, que pode caracterizar o comportamento dinâmico da vegetação é o índice de área foliar (Figura 26), onde também foi feita uma variação temporal da média desta grandeza na mesma área em que foi feito para o albedo (Figura 25). Foi observado que a pastagem é, em geral, mais sensível às variações ocorridas nas variáveis meteorológicas ao longo do ano, e isso pode estar associado à diferença nas profundidades das raízes da floresta e da pastagem.



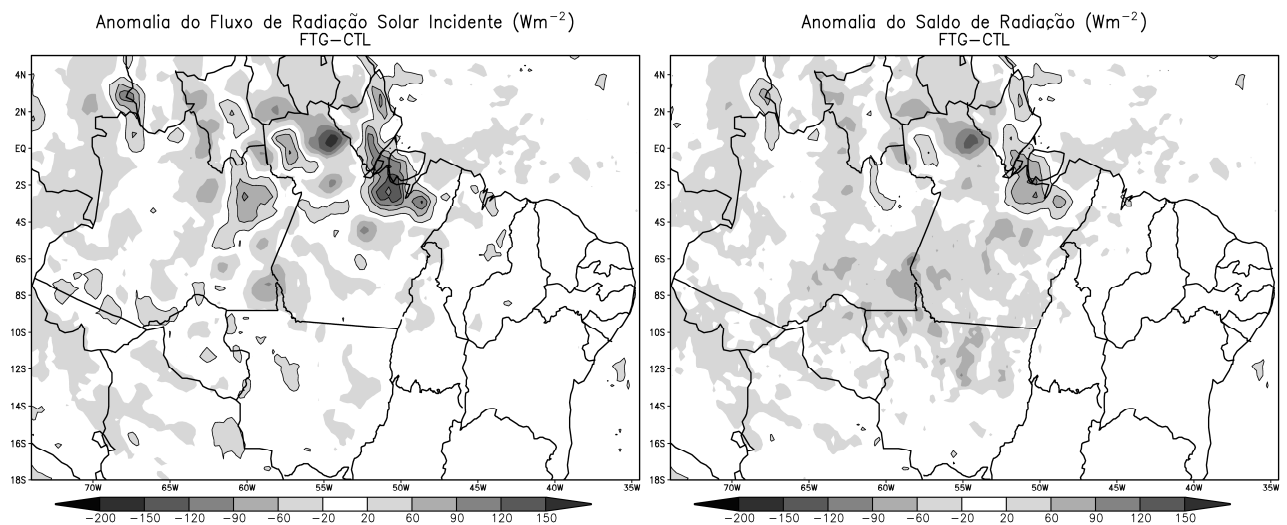
**Figura 26: Variação temporal do índice de área foliar médio da região compreendida entre 50/55°W e 3/6°S. A curva preta representa essa região na simulação CTL, onde a vegetação predominante era a floresta. A curva cinza representa a mesma região no experimento FTG, onde a vegetação predominante passou a ser a pastagem.**

A precipitação é um dos fatores cruciais para a variabilidade de grandezas como o albedo e o índice de área foliar. Nesse sentido, a Figura 27 mostra a variação temporal da precipitação diária (mm) para todo o período. Ao se comparar as Figuras 25 e 26 com a Figura 27 foi possível observar uma relação entre essas variáveis. As maiores taxas de precipitação tendem a promover aumento no índice de área foliar e em consequência disso o albedo sofre redução e vice-versa, isso é mais evidente quando a região apresenta maior percentagem de pastagem. Entre os meses de Agosto e Setembro, por exemplo, tem-se, em ambos os casos, redução na taxa de precipitação e isso causa redução no índice de área foliar, principalmente na pastagem (já que como mencionado anteriormente a floresta consegue retirar água de camadas mais profundas do solo em função da profundidade de suas raízes), e dessa maneira o albedo se eleva.



**Figura 27: Variação temporal da precipitação média diária da região compreendida entre 50/55°W e 3/6°S. (a) floresta e (b) pastagem.**

Em termos de fluxos radiativos, a Figura 28a mostra o mapa da anomalia de irradiância solar incidente entre as simulações FTG e CTL, que apresentou um aumento desta grandeza no leste do Amapá, no estado do Pará ao norte (próximo às regiões costeiras) e a noroeste, no leste do Amazonas e na divisa entre Amazonas, Venezuela e Colômbia. As anomalias negativas foram observadas nas fronteiras entre Pará, Amapá, Guiana Francesa, Suriname e Guiana, bem como na divisa dos estados do Amazonas e Roraima, e Amazonas e Pará mais ao sul.



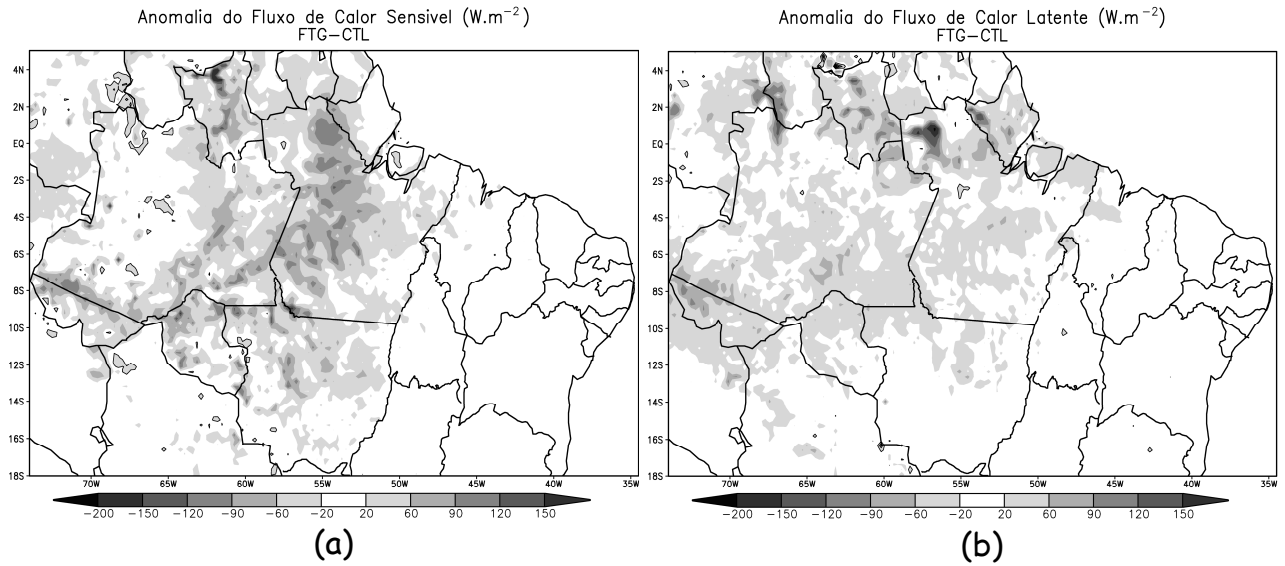
**Figura 28: Anomalia do (a) fluxo médio de radiação solar incidente e (b) saldo de radiação, às 18 UTC ( $Wm^{-2}$ ) entre as simulações FTG e CTL. Contornos sólidos para valores positivos.**

Seguindo o mesmo padrão de distribuição espacial da radiação solar incidente, as anomalias na média do saldo de radiação, às 18 UTC, são apresentadas na Figura 28b. Sabe-se que o aumento da irradiância solar provoca aumento no saldo de radiação na superfície, assim como sua redução implica em redução no mesmo. No entanto, foram observadas mais regiões de diminuição no saldo de radiação que as de redução na radiação solar incidente, isso se deve ao fato de que áreas atingidas pelo desmatamento sofrem alteração no seu albedo, passando de um albedo de floresta, que é menor, para o albedo de pastagem, que é maior (ver Figura 25). Dessa maneira, a pastagem passa a refletir mais a radiação incidente, provocando a redução no saldo de radiação.

A energia disponível na superfície (saldo de radiação) é particionada em calor sensível, responsável pelo aquecimento da superfície; calor latente, envolvido nas mudanças de fase, neste caso principalmente evaporação e condensação da água; e fluxo de calor no solo, sendo este último o menos significativo dos três. Então, uma anomalia negativa no saldo de radiação implica em menos energia disponível para estes processos, ou seja, redução nos fluxos de calor sensível e latente, assim como aumento no saldo de radiação provoca o aumento dos mesmos.

A Figura 29 apresenta as anomalias para os fluxos de calor sensível e calor latente. Ao se comparar as Figuras 29a e 29b com a Figura 28b, percebe-se que os fluxos de calor seguem bem o padrão do saldo de radiação. Foi observado que onde houve decréscimo no saldo de radiação em função do desmatamento, também houve redução nos fluxos de calor. Já nas áreas de anomalia positiva para a radiação disponível na superfície, esta foi disponibilizada principalmente para fluxos de calor sensível, como sobre uma pequena parte da Ilha do Marajó, em pequenas regiões próximas as fronteiras do Pará, Roraima e Amazonas e nas divisas do estado do Amazonas com Venezuela e Colômbia. As áreas onde aconteceu redução mais acentuada nos fluxos de calor sensível são as mesmas onde houve mudança na cobertura vegetal. Isto se justifica em função do albedo da pastagem ser maior que o da floresta, que implica em menor absorção de radiação pela superfície, ou seja, menos calor sensível.

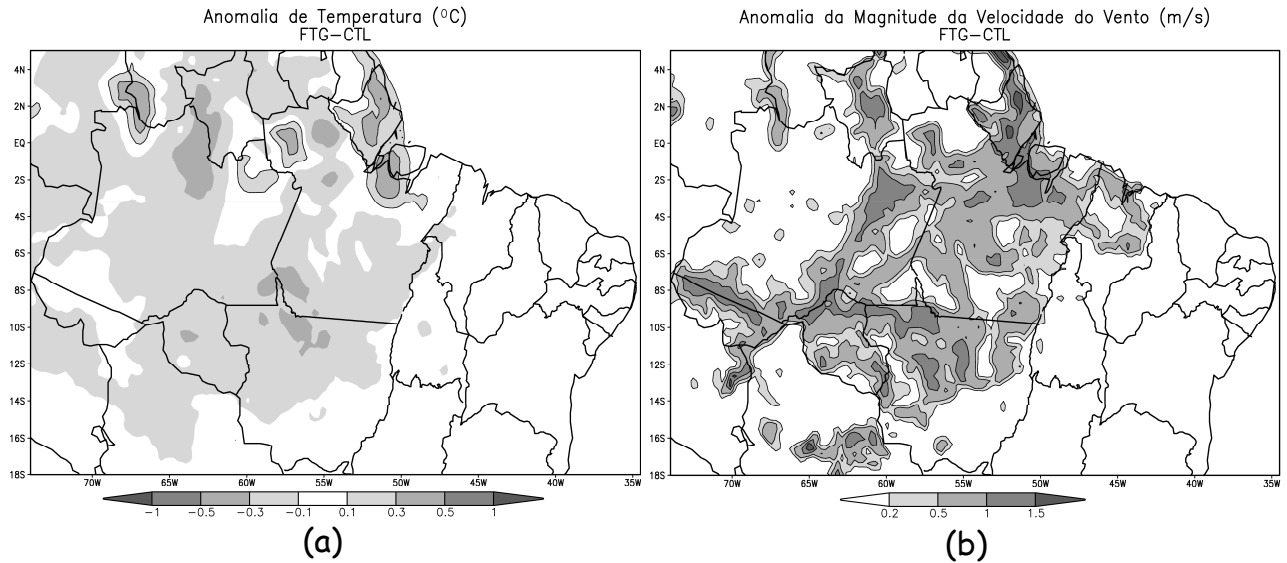




**Figura 29: Anomalia do (a) fluxo médio de calor sensível e (b) calor latente, às 18 UTC ( $\text{Wm}^{-2}$ ) entre as simulações FTG e CTL. Contornos sólidos para valores positivos.**

Uma variável grandemente influenciada por estes fluxos de radiação e energia é a temperatura (Figura 30a). Seus impactos ocasionados pelo cenário de desmatamento foram avaliados no primeiro nível vertical do modelo, aproximadamente 48 m, o que significa que foi analisada a temperatura do ar próximo à superfície, que a essa altitude ainda é grandemente influenciada por ela. Observou-se que a temperatura segue exatamente os padrões do saldo de radiação e do fluxo de calor sensível, já que é este último que controla diretamente o aquecimento/resfriamento da superfície.

Outra variável que se mostra bastante sensível ao desmatamento é a velocidade do vento (Figura 30b). A diminuição do coeficiente de rugosidade devido a substituição da floresta por pastagem provoca aumento na velocidade do vento sobre essas regiões. Foi observado um aumento na magnitude média do vento para praticamente toda a bacia amazônica, sendo este aumento mais intenso exatamente sobre a região por onde o arco do desmatamento se amplificou (Figura 30b), com anomalias maiores que 1,5 m/s, como é o caso da região litorânea.

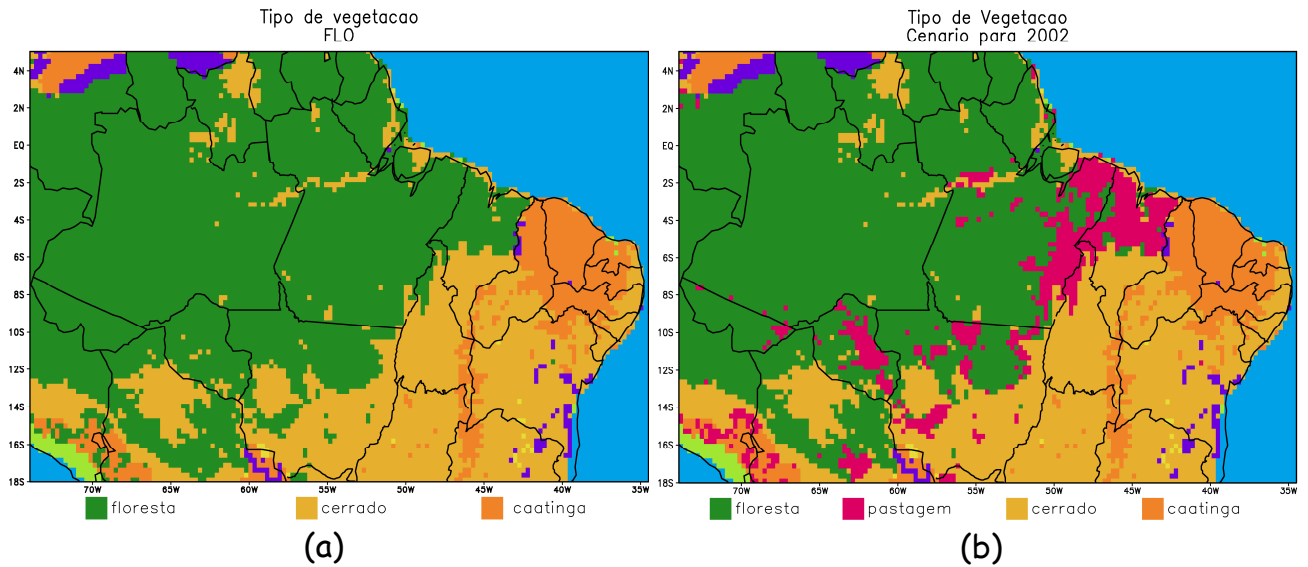


**Figura 30: Anomalia da (a) temperatura média (°C) e da (b) magnitude da velocidade do vento (m/s). Contornos sólidos para valores positivos.**

### 2.2.3 O Arco do Desmatamento atual e seus impactos em relação à floresta intacta

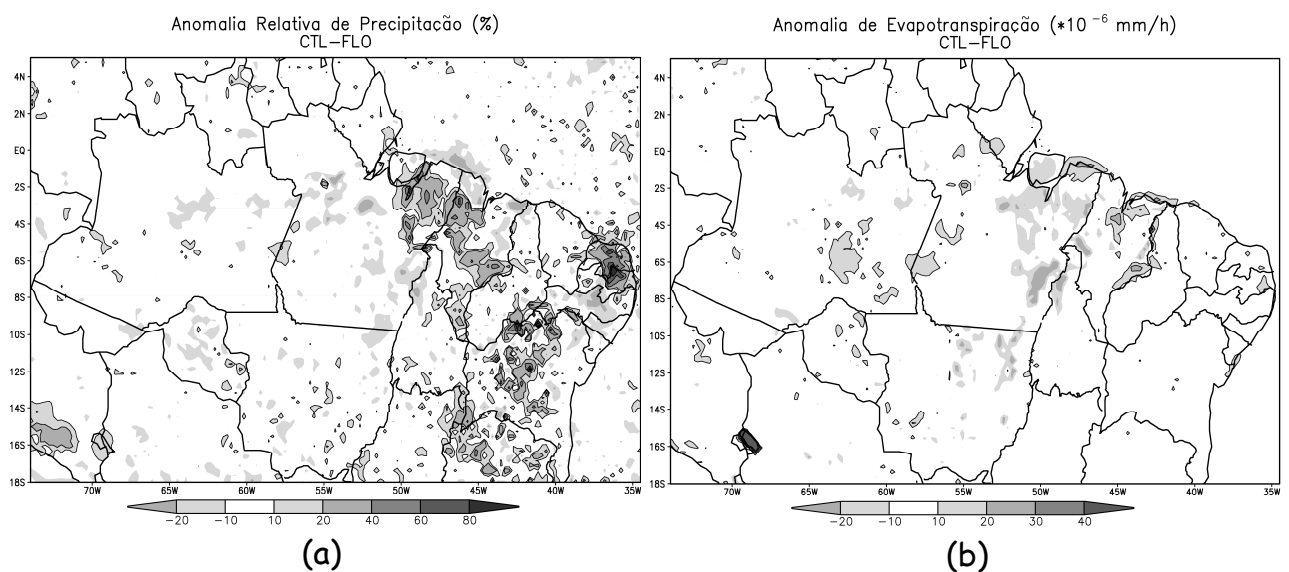
Nesta seção o objetivo foi analisar qual o impacto que o atual desmatamento (cenário de 2002) causou em relação à floresta intacta. Para tal, foram comparados os resultados da simulação CONTROLE com os resultados da simulação FLORESTA, na qual os parâmetros biofísicos da pastagem foram substituídos pelos da floresta, obtendo-se assim a Amazônia sem desmatamento (sem pastagens).

A partir da Figura 31 é observado que no atual estágio de desmatamento a região mais afetada tem sido a porção leste da Amazônia, principalmente nas fronteiras entre os estados do Pará, Maranhão e Tocantins, setor norte do arco do desmatamento. Destacam-se também a parte central de Rondônia e algumas áreas ao norte do Mato Grosso, bem como regiões à margem do rio Amazonas. Esse padrão se deve principalmente aos altos índices demográficos desses locais.



**Figura 31: (a) Amazônia sem desmatamentos e (b) Desmatamento atual (cenário para o ano de 2002).**

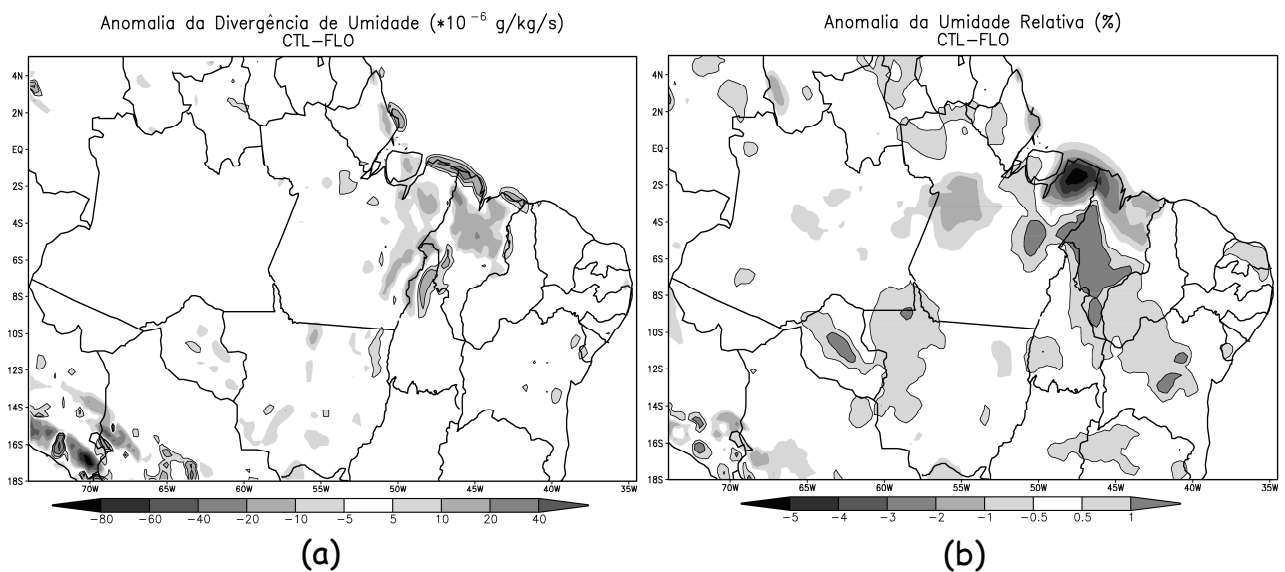
De acordo com este trabalho, foi observado que o atual Arco do Desmatamento da Amazônia já foi responsável por uma redução de cerca de 20% na precipitação no litoral dos estados do Pará e Maranhão, assim como na fronteira entre Pará e Tocantins, em algumas áreas no interior do Pará, à margem do rio Amazonas e no interior de Rondônia. Assim como tem provocado aumento de até 40% na precipitação do leste do Pará e porção central do Maranhão principalmente (Figura 32a).



**Figura 32: Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) precipitação e (b) evapotranspiração ( $\times 10^{-6}$  mm/h). Contornos sólidos para valores positivos.**

Aparentemente, esse padrão seguido pela distribuição da precipitação não acompanhou necessariamente as alterações observadas na evapotranspiração (Figura 32b), já que os maiores índices de aumento pluviométrico estão associados a reduções na evapotranspiração e em outros casos acontece o inverso, como no litoral leste do Pará, em que houve aumento na evapotranspiração e redução de precipitação.

Os resultados para as anomalias na divergência de umidade e razão de mistura de vapor de água integrado verticalmente (Figura 33), conduziram a uma outra interpretação. A convergência de umidade (Figura 33a) agiu no sentido de minimizar os efeitos da redução na evapotranspiração, entretanto, pode ter sobrepujado esta última, e o excesso de vapor d'água (Figura 33b) pode ter causado o aumento de precipitação em maior parte das regiões observadas.

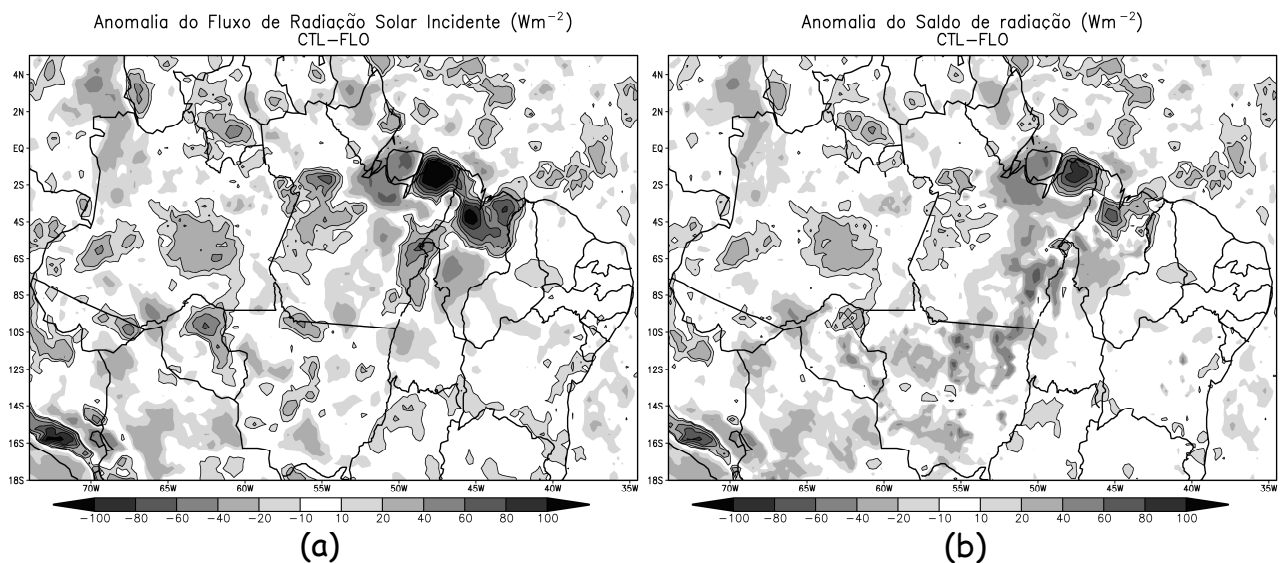


**Figura 33: Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) divergência de umidade ( $\times 10^{-6}$  g/kg/s) e (b) umidade relativa (%). Contornos sólidos para valores positivos.**

A Figura 34 mostra as anomalias da radiação solar incidente na superfície e o correspondente saldo de radiação. Foram observadas elevações na irradiância solar (Figura 34a) em uma larga faixa que vai do nordeste do Pará até o Maranhão, nas divisas entre Pará, Tocantins e Maranhão, também em Rondônia, parte do Amazonas e Roraima. As áreas de maiores reduções estão localizadas ao norte do Pará, principalmente sobre a Ilha do Marajó, sul do Maranhão e em uma faixa que

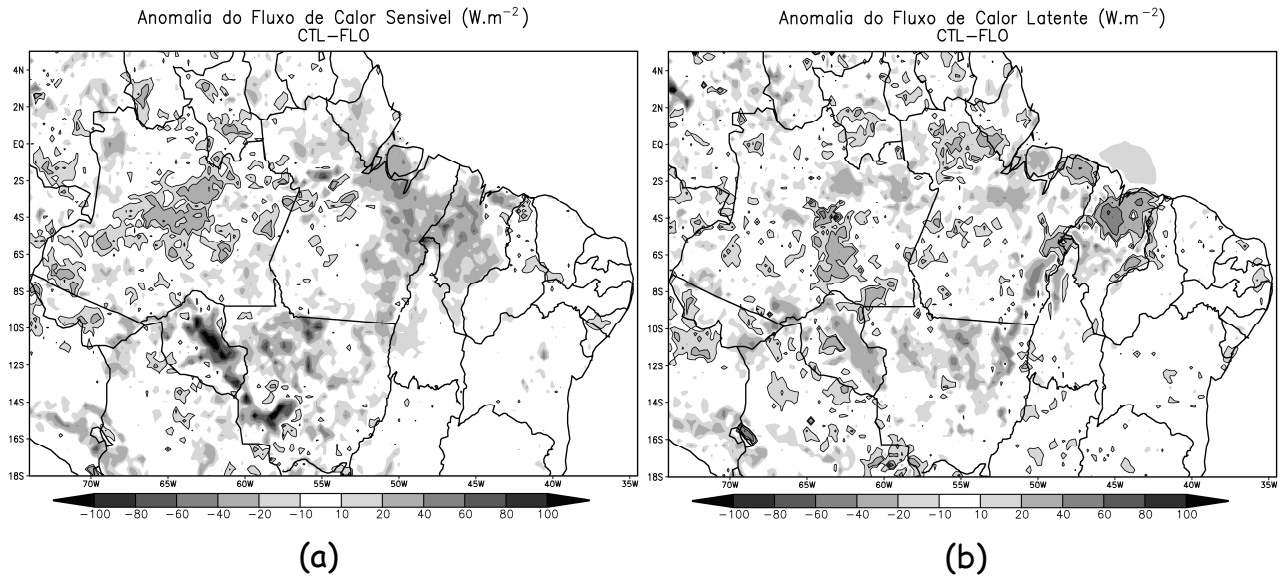
vai do Amazonas até a Colômbia. O saldo de radiação (Figura 34b) segue a mesma distribuição, exceto pelo fato de apresentar áreas de anomalias negativas que não condizem com diminuição da radiação solar incidente, mas sim com zonas afetadas pelo desmatamento, que como já foi discutido, estão associados à mudança do albedo da superfície.

É conveniente destacar que as áreas de aumento na evapotranspiração observadas na Figura 32b, podem estar relacionadas exatamente com as áreas de aumento no saldo de radiação. Apesar de essas regiões terem sofrido redução na transpiração em função do desmatamento, a anomalia positiva no saldo de radiação foi utilizada para processos evaporativos que acabaram por compensar essas perdas, aumentando assim a componente evapotranspiração. Essa idéia é sustentada pela observância de anomalias positivas nos fluxos de calor latente (Figura 35b) exatamente sobre esses domínios.



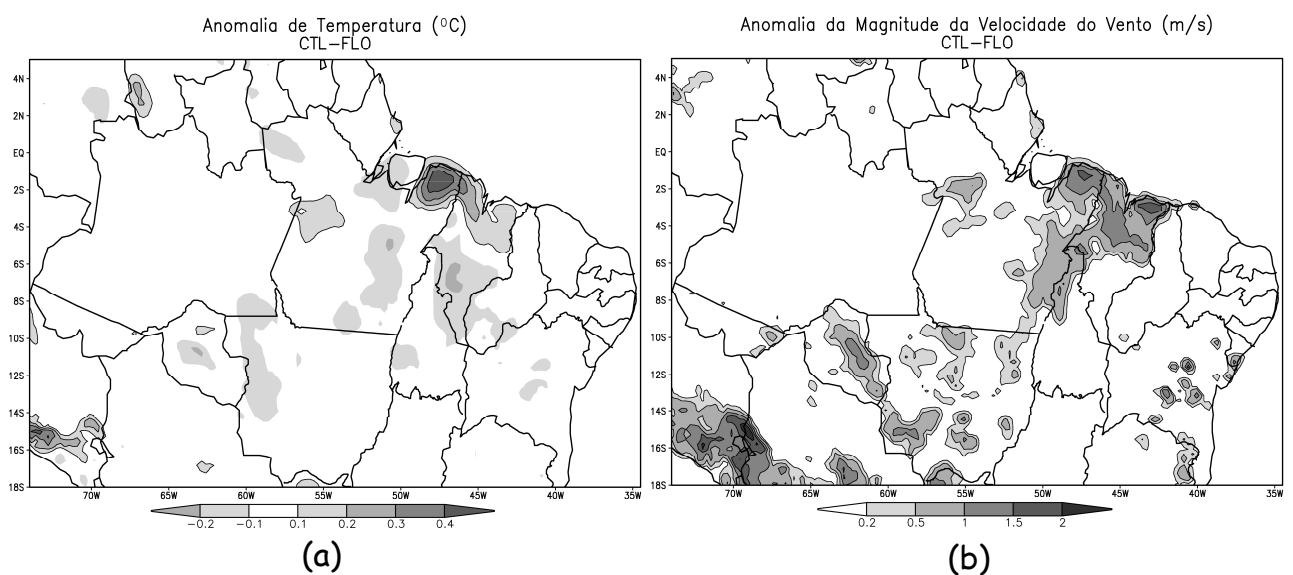
**Figura 34: Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) radiação solar incidente ( $Wm^{-2}$ ) e (b) saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ). Contornos sólidos para valores positivos.**

A Figura 35a mostrou que o desmatamento provocou redução praticamente generalizada dos fluxos de calor sensível sobre as áreas mais afetadas. A justificativa para tal também já foi discutida em outras seções deste trabalho e está associada principalmente ao aumento do albedo da superfície e às anomalias negativas do saldo de radiação sobre regiões correspondentes.



**Figura 35: Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ ) e (b) fluxo de calor latente ( $Wm^{-2}$ ). Contornos sólidos para valores positivos.**

A Figura 36 mostra o quanto a temperatura média (Figura 36a) e a magnitude do vento (Figura 36b) já foram afetadas por estas mudanças. Foi observado um aumento de  $0,4\text{ }^{\circ}C$  sobre o nordeste par aense, que é uma das áreas mais populosas do estado. Essa elevação de temperatura também atingiu uma parte do Maranhão, porém com menor intensidade. A magnitude do vento, por razões já mencionadas, apresentou aumento em toda a região afetada pelo desmatamento.



**Figura 36: Impactos provocados pelo atual desmatamento sobre: (a) temperatura média ( $^{\circ}C$ ) e (b) magnitude do vento ( $m/s$ ) para todo período. Contornos sólidos para valores positivos.**

De maneira geral, foi observado nesta seção que o atual desmatamento tem provocado impactos em todas as variáveis analisadas, porém, para a maioria delas, os efeitos ainda são localizados principalmente sobre as áreas mais desmatadas. Isso sugere que a extensão do atual desmatamento ainda não foi capaz de alterar significativamente os padrões do ciclo hidrológico e balanços de radiação e energia para toda a bacia, ao contrário do apresentado na seção anterior, em que o desmatamento de maior extensão provocou expressivas mudanças a nível regional.

#### 2.2.4 A significância estatística dos resultados<sup>1</sup>

Buscando-se avaliar a significância estatística dos resultados apresentados neste trabalho foram feitos testes estatísticos do tipo t-Student (teste-t). Este teste analisa se os valores médios entre dois grupos são estatisticamente diferentes, levando-se também em consideração a variabilidade da distribuição de cada grupo. Neste caso, os grupos foram divididos entre as simulações que se utilizaram dos cenários (FTG ou FLO) versus a simulação CTL. A fórmula utilizada é:

$$t = \frac{\overline{X}_1 - \overline{X}_2}{\sqrt{\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}}}$$

onde,

$\overline{X}_1$  é o valor médio do grupo  $X_1$ .

$\overline{X}_2$  é o valor médio do grupo  $X_2$ .

$n_i$  é o número de amostras de cada grupo;

$S_i^2$  é a variância de cada grupo.

---

<sup>1</sup> Esta seção, bem como os *scripts* usados para os cálculos dos resultados aqui apresentados, foi adaptada do apêndice A de Rosolem (2005).

O intervalo de confiança (geralmente entre 90 e 99%) e o número de graus de liberdade são necessários para a análise do resultado do teste. Os intervalos de confiança entre 90 e 95%, 95 e 99%, e acima de 99%, são aqui referenciados, por conveniência, respectivamente aos impactos de ordem moderada, elevada e muito elevada. O número de graus de liberdade é definido como  $n - 1$ , já que os dois grupos apresentam o mesmo número de dados, ou seja,  $n_1 = n_2 = n$ . Sendo neste trabalho  $n = 365$ , para aquelas variáveis em que as análises foram feitas para apenas um horário diário e  $n = 1457$  para as variáveis em que todos os dados foram considerados, ou seja, quatro valores diários.

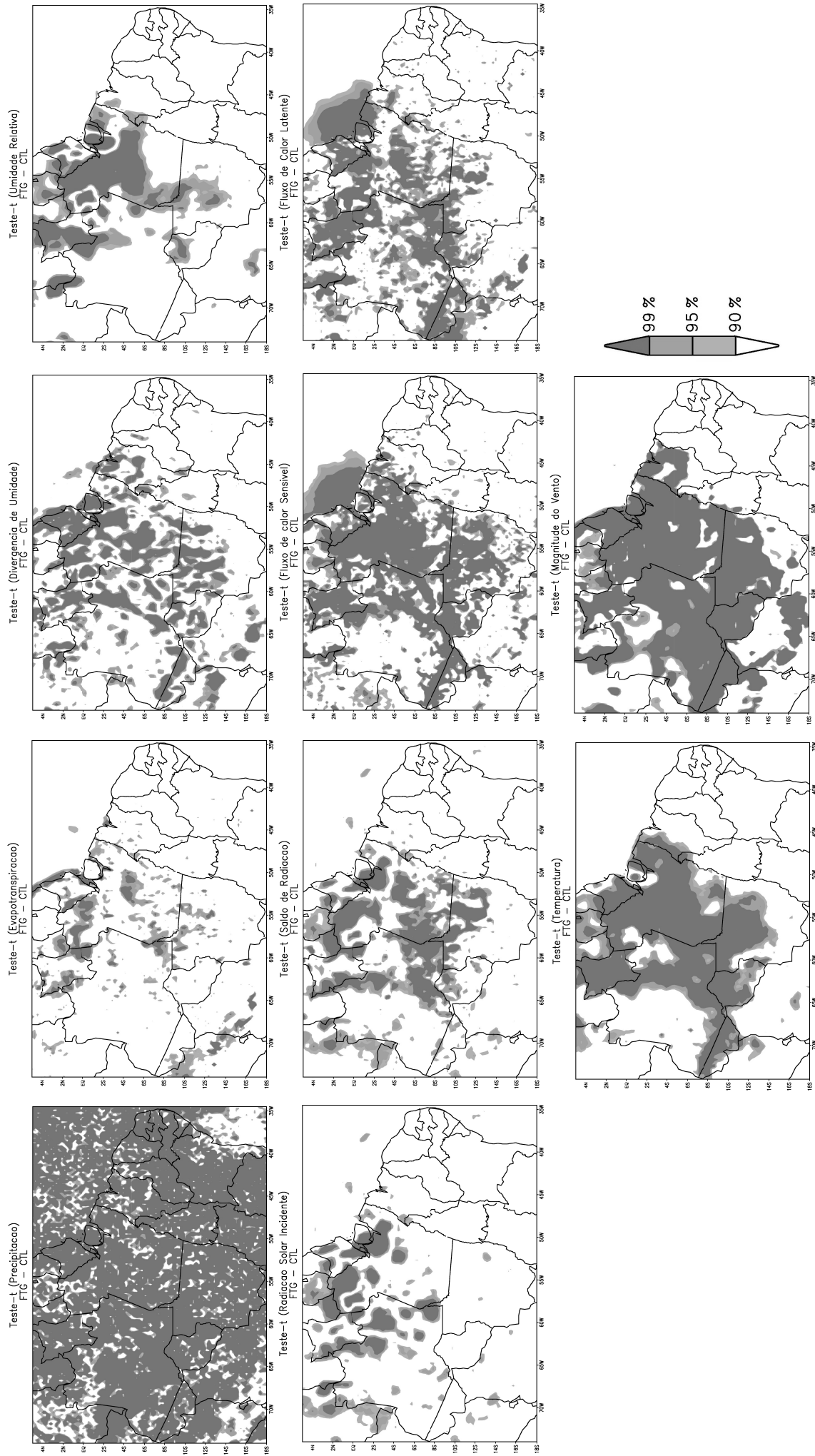
A hipótese de que um grupo é estatisticamente diferente de outro é corroborada quando o valor obtido,  $t$ , é superior ao valor de referência,  $t_r$ . As informações de  $t_r$  são geralmente obtidas através de uma tabela de referência que utiliza informações cruzadas do intervalo de confiança com o número de graus de liberdade.

Os campos médios de cada variável apresentam uma variação espacial de acordo com os pontos de grade no domínio de estudo. A aplicação do teste, portanto, analisa as diferenças entre os grupos, porém restritos à mesma posição na grade de cada cenário (CTL e FTG/FTL/FLO). O teste-t utilizado é chamado, portanto, de teste-t pareado, e é utilizado especialmente quando cada dado de um grupo apresenta uma relação única com seu correspondente do outro grupo analisado, formando um par.

O teste torna-se confiável para grupos com distribuições Normais, porém, para grupos com número de amostra alto e, principalmente, quando o número de graus de liberdade é superior a 30, a distribuição é aproximadamente Normal.

Os resultados da aplicação do teste mostraram significância estatística elevada para todas as variáveis apresentadas em todas as simulações apresentadas até aqui (Figuras 37 e 38). A precipitação, em todos os casos, apresentou significância maior que 99% em praticamente toda a região analisada. Para as demais variáveis, as áreas mais significativas se restringiram às regiões onde os impactos foram maiores.





**Figura 37: Intervalos de significância do teste-t para os resultados em que foram analisados os impactos do desmatamento futuro (cenário 2050) em relação ao atual (cenário 2002).**

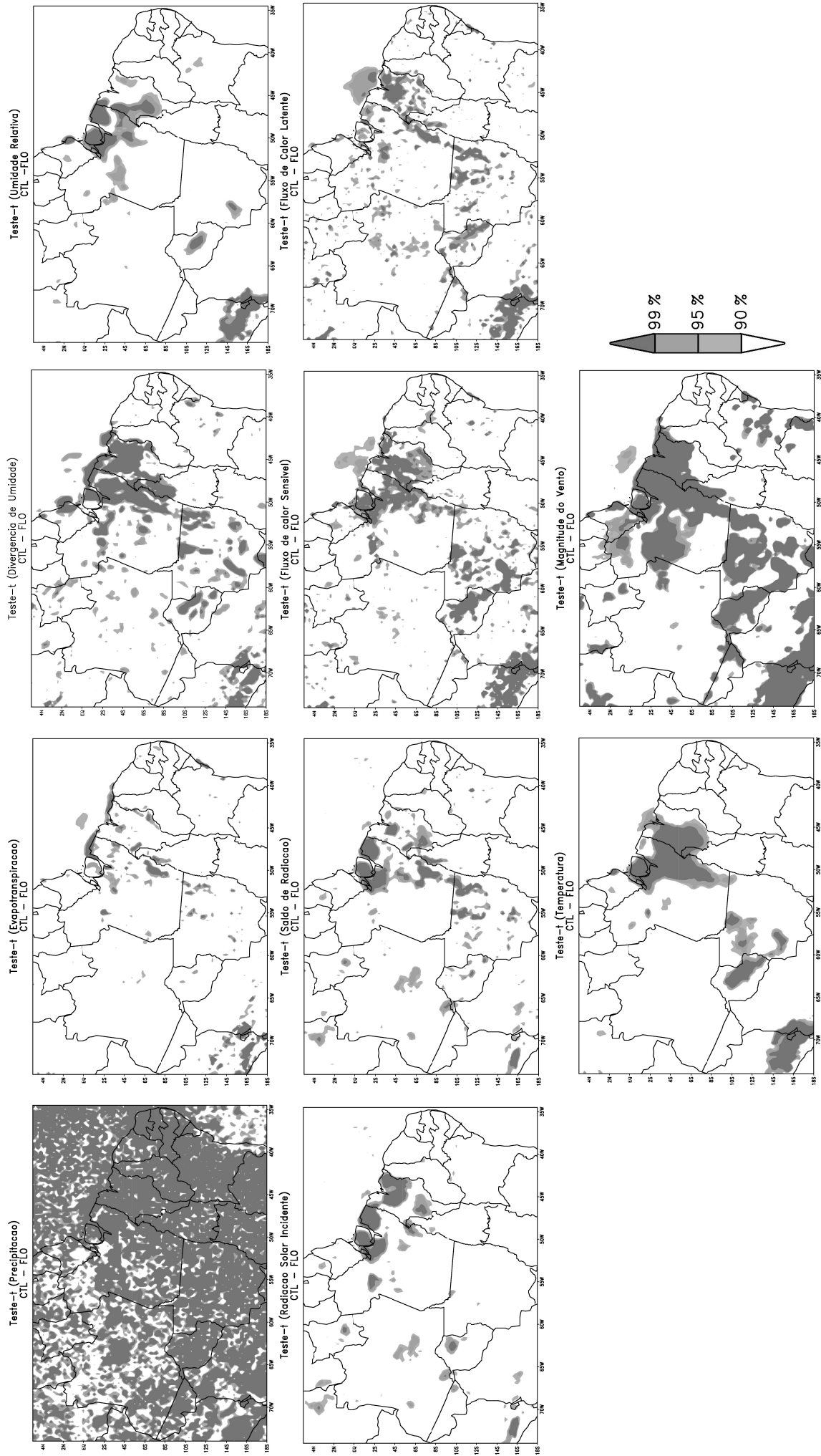


Figura 38: Intervalos de significância do teste-t para os resultados em que foram analisados os impactos do desmatamento atual sobre a floresta intacta.

### 3 CONCLUSÃO

Este trabalho buscou avaliar as alterações causadas pelo desmatamento da Amazônia sobre algumas variáveis do seu ciclo hidrológico e balanços de radiação e energia. Para este fim, foram realizadas simulações numéricas com o modelo atmosférico BRAMS, utilizando o submodelo de vegetação dinâmica (GEMTM), em que foram utilizados, como condições de contorno de superfície, cenários de desmatamento produzidos a partir do modelo DINÂMICA (SOARES-FILHO et al. 2004), a fim de se obter resultados simulados a partir de desmatamentos mais realísticos para a região, ao contrário de muitos trabalhos que propunham a remoção total da floresta por pastagem.

Num âmbito geral, todas as variáveis analisadas foram afetadas. A precipitação mostrou uma tendência de aumento sobre a região mais afetada pelo desmatamento, que geralmente estava associado a áreas de diminuição da evapotranspiração e aumento na convergência de umidade, mostrando que esta última agiu no sentido de compensar a diminuição da evapotranspiração e acabava sobrepujando-a, causando o aumento na precipitação. Esta última, ao oeste da Amazônia, se mostrou ser mais dependente da umidade oriunda da evapotranspiração local, apresentando anomalias negativas em função da redução desta, ocasionada pelo desmatamento. Estes resultados concordaram com os encontrados por Ramos da Silva et al. (2008), que também encontraram uma Amazônia mais seca a oeste, que pode estar associada a um enfraquecimento das linhas de instabilidade nessa região.

De maneira geral o desmatamento provocou uma redução da precipitação na bacia como um todo, principalmente no período mais chuvoso, o que está de acordo com resultados de outros trabalhos como o de Oliveira (2006), por exemplo, que mostrou uma tendência de redução da precipitação sobre as áreas mais afetadas pelo desmatamento nesse período.

Foi observado ainda, que a variabilidade espacial encontrada para a precipitação foi determinante para os padrões observados na radiação solar

incidente na superfície, já que esse controle se dá principalmente pela nebulosidade. A partir daí pôde-se analisar o saldo de radiação e posteriormente os fluxos de calor sensível e latente, onde vale ressaltar que o calor sensível apresentou suas áreas de anomalias negativas associadas às maiores taxas de desmatamento, fato justificável em função do aumento do albedo da superfície devido a mudança floresta-pastagem, fazendo com que menos energia fosse absorvida pela superfície.

Ao simular os impactos já causados pelo atual desmatamento em relação à Amazônia intacta, foi observado que todas as variáveis já foram afetadas, mas que grande parte das alterações, ou pelo menos as mais significativas, se limitam à região desmatada, ao contrário dos efeitos causados pela simulação em que se usou o cenário para o ano de 2050, em que toda a Bacia Amazônica é afetada. Esses resultados talvez sejam importantes para sensibilizar as pessoas de que a expansão do desmatamento aquém dos limites atuais pode trazer graves conseqüências para o clima de um futuro não tão distante da Amazônia, que irá afetar diretamente todos que nela vivem ou que dela sobrevivem.

Como sugestão para trabalhos futuros seria interessante realizar análises mais detalhadas em termos de períodos (seco, chuvoso e transição) para melhor se comparar com outros trabalhos, bem como realizar simulações para cenários entre os de 2002 e 2050, a fim de se observar, de maneira mais gradual, como ocorrem as alterações no ciclo hidrológico e clima da Amazônia em função do desmatamento. Simulações com maiores resoluções e em regiões que se disponha de uma quantidade expressiva de dados observados seria interessante para melhor calibrar o experimento CONTROLE. Experimentos para períodos maiores que um ano também podem elucidar melhor o desempenho do modelo de vegetação dinâmica.

## REFERÊNCIAS

- ARTAXO, P. A Amazônia e as mudanças globais. **Ciência Hoje**, Rio de Janeiro, v. 38, n. 224, p. 20-25. 2006.
- AVISSAR, R.; PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical model and its impact on regional meteorology. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, p. 2113-2136. 1989.
- AVISSAR, R.; SCHMIDT, T. An Evaluation of the Scale at which Ground-Surface Heat Flux Patchiness Affects the Convective Boundary Layer Using Large-Eddy Simulations. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 55, n. 16, p. 2666-2689. 1998.
- BAIDYA ROY, S.; AVISSAR, R. Scales of response of the convective boundary layer to land-surface heterogeneity. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n.4, p. 533-536. 2000.
- BAND L. E. Effect of land surface representation on forest water and carbon budgets. **Journal of hydrology**, v. 150, n. 2-4, p. 749-772. 1993.
- BELTRÁN, A. B. **Using A Coupled Atmospheric-Biospheric Modeling System (GEMRAMS) to Model the Effects of Land-Use/Land-Cover Changes on the Near-Surface Atmosphere**. 2005. 186 f. Thesis (PhD in Atmospheric Science) - Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, 2005.
- BERBET, M. L. C.; COSTA, M. H. Climate change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. **Journal of Climate**, v. 16, n. 12, p. 2099-2104. 2003.
- BRUBAKER, K. L; ENTEKHABI, S.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate JLCLEL**, v. 6, n. 6, p. 1077-1089. 1993.
- CHAGNON, F. J. F.; BRAS, R. L.; WANG, J. Climatic shift in patterns of shallow clouds over the Amazon, **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, n. 24, p. L24212.1- L24212.4. 2004.
- CHEN, D.; COUGHENOUR, M. B. GEMTM: a general model for energy and mass transfer of land surfaces and its application at the FIFE sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 68, n. 3-4, p. 145-171 (2 p.1/2). 1994.
- CHEN, D-X; HUNT, H. W.; ORGAN, J. A. Responses of a C3 and C4 perennial grass to CO<sub>2</sub> enrichment and climate change: Comparison between model predictions and experimental data. **Ecological Modelling**, v. 87, n. 1-3, p. 11-27. 1996.
- CORREIA, F. W. S.; ALVARÁ, R. C.; 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.3, p. 1-15. 2006.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 18-34 (1 p.1/4). 2000.

\_\_\_\_\_. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin. **Journal of the Geophysical Research**, v. 104, n. D12, p. 14189-14198. 1999.

COTTON, W.R.; PIELKE, R.A.; WALKO, R.L.; LISTON, G.E.; TREMBACK, C.J.; JIANG, H.; MCANELLY, R.L.; HARRINGTON, J.Y.; NICHOLLS, M.E.; CARRIO, G.G.; MCFADDEN, J.P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, n.1-4, p. 5-29. 2003.

D'ALMEIDA, C.; VÖRÖSMARTY, C.J.; HURTT, G.C.; MARENGO, J.A.; DINGMAN, S.L.; KIEM, B.D. The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonian: a review on scala and resolution. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 5, p. 633-647. 2007.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 18, n. 4, p. 495-527. 1980.

DIRMEYER, P.; SHUKLA, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D10, p. 20863–20877. 1994.

DOLMAN, A.J.; SILVA DIAS, M.A.; CALVET, J-C; ASHBY, M.; TAHARA, A.S.; DELIRE, C.; KABAT, P.; FISCH, G.A.; NOBRE, C.A. Meso-scale effects of tropical deforestation in Amazonia: preparatory LBA modeling studies. **Annales Geophysicae**, v. 17, n. 8, p. 1095-1110. 1999.

DURIEUX, L.; MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n. 1, p. 132-140. 2003.

EASTMAN, J. L.; COUGHENOUR, M. B.; PIELKE, R. A. Sr. The regional effects of CO<sub>2</sub> and landscape change using a coupled plant and meteorological model. **Global Change Biol.**, v. 7, n. 7, p. 797-815. 2001a.

\_\_\_\_\_. Does grazing affect climate? **J. Hydrometeor.**, v. 2, p. 243-253. 2001b.

ELTAHIR, E. A. B. Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D2, p. 4255-4268. 1996.

FAZENDA, A. L.; MOREIRA, D. S.; ENARI, E. H.; PANETTA, J.; RODRIGUES, L. F. BRAMS – the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System V. 4.0: First time user's guide. São Paulo, 76 p., 2007.

GANDU, A. W.; COHEN, J. C. P.; SOUZA, J. R. S. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p.123-135. 2004.

GOUDRIAAN, J. **Crop Micrometeorology: a simulation study**. Wageningen: Centre for Agricultural Publishing and Documentation, 1977. 249 p.

HAHMANN, N. A.; DICKINSON, R. E. RCM2-BATS Model over tropical South America: Applications to tropical deforestation. **Journal of Climate**, v. 10, n. 8, p. 1944-1964. 1997.

HARRINGTON, J. Y. **The Effects of Radiative and Microphysical Processes on Simulated Warm and Transition Season Arctic Stratus**. Thesis (PhD in Physics: Atmospheric Science) - Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, 1997.

HENDERSON-SELLERS, A.; PITMAN, A. J. Land-surface schemes for future climate models: specification, aggregation, and heterogeneity. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D3, p. 2687-2696. 1992.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R. E.; DURBIDGE, T. B.; KENNEDY, P. J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A. J. Tropical deforestation: modeling local- to regional-scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, p. 7289-7315. 1993.

KLEIDON, A.; HEIMANN, M. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 2-3, p. 183-199. 2000.

LEAN, J.; BUNTON, C. B.; NOBRE, C. A.; ROWNTREE, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996. chap. 31, p. 549-576.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. A GCM simulation of the impact of Amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 511, p. 509–530. 1993.

\_\_\_\_\_. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1216–1235. 1997.

LEAN, J.; WARRILOW, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, v. 342, n. 6248, p. 411-413. 1989.

LI, W.; FU, R.; DICKINSON, R. E. Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4. **Journal of Geophysical Research**, v.111, n.D2. 2006.

LIU, Y.; WEAVER, C. P.; AVISSAR, R. Toward a parameterization of mesoscale fluxes and moist convection induced by landscape heterogeneity. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D16, p. 19515–19533. 1999.

LOUIS, J. F. A parametric model of vertical eddy flux in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 17, n. 2, p.187-202. 1979.

MANZI, A. O.; PLANTON, S. A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley, 1996. p. 505-529.

MARTINS, M. B.; PRAXEDES, C. L. B.; MIRANDA-SANTOS, R.; SILVA, A. A. R.; COSTA, J. C. E. A Amazônia está mudando. **Ciência Hoje**, v. 40, n. 239, p. 38-43. 2007.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-875. 1982.

MOORE, N.; ARIMA, E.; WALKER, R.; RAMOS DA SILVA, R. Uncertainty and the changing hydroclimatology of the Amazon. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, n. LXXXXX. 2007.

NEGRI, A. J.; ADLER, R. F.; XU, L.; SURRATT, J. The Impact of Amazonian Deforestation on Dry Season Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 6, p. 1306-1319. 2004.

NEPSTAD, D.; CARVALHO, G.; BARROS, A. C.; ALENCAR, A.; CAPOBIANCO, J. P.; BISHOP, J.; MOUTINHO, P.; LEFEBVRE, P.; SILVA, U. L.; PRINS, E. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v. 154, n. 3, p. 395-407. 2001.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988. 1991.

NORMAN, J. M. Modeling the complete crop canopy. In: BARFIELD, B. J. and GERBER, J. F. (Ed.). **Modification of the Aerial Environment of Crops**. American Society of Agricultural Engineers, MI, 1979, p. 249-277.

OLIVEIRA, I. C. **Simulações de Cenários de Desmatamento na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade do Estado de São Paulo, São Paulo, 2006.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 49, n. 1-4, p. 69-91. 1992.

POLCHER, J.; LAVAL, K. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. **Journal of Hydrology**, v.155, n. 3-4, p. 389-405. 1994a.

\_\_\_\_\_. A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM. **Climate Dynamics**, v. 10, n. 4-5, p. 205-219. 1994b.



PROJETO PRODES. **Monitoramento da Floresta Amazônica por satélite.** Disponível em < <http://www.obt.inpe.br/prodes>>. Acesso em: 25 de jan. 2007.

PROJETO PROVEG. **Atualização da representação da vegetação nos modelos numéricos.** Disponível em < <http://www.cptec.inpe.br/proveg>>. Acesso em: 21 de nov. 2006.

RAMOS DA SILVA, R.; AVISSAR, R. The hydrometeorology of a deforested region of the Amazon Basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p.1028-1042. 2006.

RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin wet-season climate. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1153-1170. 2008.

ROSOLEM, R. **O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: Um estudo de caso para a rodovia Cuiabá-Santarém.** Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistema) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2005.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazônia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophys. Res. Lett.**, v.34, n. L17709. 2007.

SELLERS, P. J.; HALL, F. G.; STREBEL, D. E.; ASRAR, G.; MURPHY, R. E. Satellite remote sensing and field experiments. In: HOBBS, R. J. and MOONEY, H. A. (Ed.). **Remote Sensing of Biosphere Functioning.** Ecological Studies 79, Springer, New York, p. 169-219, 1990.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D. e BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. **Journal of Climate**, v. 9, n. 4, p. 676-705. 1996.

SILVA DIAS, M. A. F.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O. Aerosols impact clouds in the Amazon Basin. **GEWEX Newsletter**, v. 14, n. 4, p. 4-6. 2004.

SILVA DIAS, M. A. F.; REGNIER, P. Simulation of mesoscale circulations in a deforested area of Rondonia in dry season. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian Deforestation and Climate.** Chichester: John Wiley, 1996. p. 533-547.

SILVA DIAS, M. A. F.; RUTLEDGE, S.; KABAT, P.; SILVA DIAS, P. L.; NOBRE, C.; FISCH, G.; DOLMAN, A. J.; ZIPSER, E.; GARSTANG, M.; MANZI, A.; FUENTES, J. D.; ROCHA, H.; MARENGO, J.; PLANA-FATTORI, A.; SÁ, L. D. A.; ALVALÁ, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P.; GIELOW, R.; GATTI, L. V. Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region. **Journal of Geophysical Research**, n. 107, n. D20, p. 8072-8092. 2002.

SOARES-FILHO, B. S.; ALENCAR, A. A.; NEPSTAD, D. C.; CERQUEIRA, G. C.; DIAZ, M.; DEL, C. V.; RIVERO, S.; SOLÓRZANO, L.; VOLL, E. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major

Amazon highway: The Santarém-Cuiabá corridor. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 745-764. 2004.

SOARES-FILHO, B. S.; NEPSTAD, D. C.; CURRAN, L. G. C.; CERQUEIRA, L. G. C.; GARCIA, R. A.; RAMOS, C. A.; VOLL, E.; MCDONALD, A.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; MCGRATH, D.. Cenários de desmatamento para a Amazônia. **Estudos Avançados**, v. 19, n. 54, p. 137-152. 2005.

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. Convective circulations induced by surface heterogeneities. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n.17, p. 2915–2922. 2000.

SUD, Y. C.; WALKER, G. K.; KIM, J-H; LISTON, G. E.; SELLERS, P.J.; LAU, W. K-M. Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: a GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 3225–3247. 1996.

VIEIRA, I. C. G.; SILVA, J. M. C.; TOLEDO, P. M. Estratégias para evitar a perda de biodiversidade na Amazônia. **Estudos Avançados**, v. 19, n.54, p. 153-164. 2005.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 857-874. 2004.

WALKO, R. L., BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T.G.F.; LAMMERS, R.; LEE, T.J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J. and VIDALE, P.L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **J. Appl. Meteor.**, v. 39, n.6, p. 931-944. 2000a.

WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; FEINGOLD, G. and STEVENS, B. Efficient computation of vapor and heat diffusion between hydrometeors in a numerical model. **Atmospheric Research**, v. 53, n. 1-3, p. 171-183. 2000b.

WEAVER, C. P.; AVISSAR, R. Atmospheric disturbances caused by human modification of the landscape. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 2, p. 269-281. 2001.