



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16573-TDI/1566

**CONSEQUÊNCIAS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS  
DOS BIOMAS DA AMÉRICA DO SUL, COM ÊNFASE  
NA AMAZÔNIA E NORDESTE**

Luis Fernando Salazar Velásquez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em 29 de julho de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/05.29.14.11>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO:****Presidente:**

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

**Membros:**

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

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

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

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

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

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

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

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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



Ministério da  
Ciência e Tecnologia



INPE-16573-TDI/1566

**CONSEQUÊNCIAS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS  
DOS BIOMAS DA AMÉRICA DO SUL, COM ÊNFASE  
NA AMAZÔNIA E NORDESTE**

Luis Fernando Salazar Velásquez

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo  
Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em 29 de julho de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/05.29.14.11>>

INPE  
São José dos Campos  
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Salazar-Velásquez, Luis Fernando.  
Sa31c Consequências das mudanças climáticas dos biomas da América do Sul, com ênfase na Amazônia e Nordeste / Luis Fernando Salazar Velásquez. – São José dos Campos : INPE, 2009.  
277p. ; (INPE-16573-TDI/1566)

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

Orientador : Dr. Carlos Afonso Nobre.

1. Mudanças climáticas. 2. Biomas. 3. Modelos de vegetação.  
4. Amazônia. 5. Nordeste. I.Título.

CDU 551.583 (811)(812/813)

---

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

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

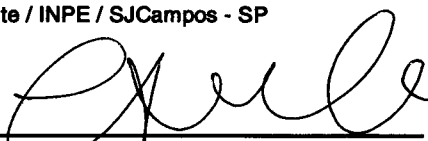
**Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a) em  
Meteorologia**

**Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá**



Presidente / INPE / SJCampos - SP

**Dr. Carlos Afonso Nobre**



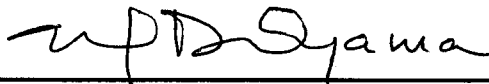
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dr. José Antonio Marengo Orsini**



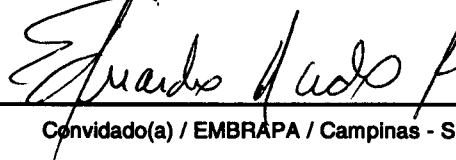
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

**Dr. Marcos Daisuke Oyama**



Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

**Dr. Eduardo Delgado Assad**



Convidado(a) / EMBRAPA / Campinas - SP

**Dra. Mercedes Maria da Cunha  
Bustamante**



Convidado(a) / UNB / Brasília - DF

**Aluno (a): Luís Fernando Salazar Velásquez**

**São José dos Campos, 29 de julho de 2009**



***A mi Esposa Diana y  
a mi Hija Sofia***





## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de expressar os meus sinceros agradecimentos:

Ao Dr. Carlos Afonso Nobre pela orientação, amizade e confiança em mim depositada, que foram fundamentais para a realização deste trabalho.

À Pós-graduação em Meteorologia do INPE e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

A minha esposa Diana Raigoza pelo apoio incondicional, carinho, amor e compreensão.

A minha família, especialmente a minha mãe, pelo confiança e força durante esta etapa.

Aos meus grandes amigos nesta etapa da vida: Luciene Melo, Marina Hirota, Rafael Castelo, Cristiano Vilela e Felipe Luis Marcondes pelo apoio e amizade.

Aos colegas Gilvan Sampaio, Guillermo Obregon, Manoel Cardoso, Marina Hirota e Marcos Oyama pela amizade e discussões científicas.

Aos membros da banca pelas críticas, comentários e sugestões, que enriqueceram este trabalho.



## RESUMO

Realiza-se um estudo de modelagem para avaliar as possíveis conseqüências da mudança climática na distribuição dos biomas na América do Sul e principalmente nas regiões da Amazônia e Nordeste do Brasil. Utiliza-se saídas de modelos globais e regionais forçados com diferentes cenários de emissões de gases de efeito estufa (A1, A1B, B2 e B1), para a integração de modelos de vegetação potencial. Na escala dos cenários climáticos globais foram usados os modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 (este último uma versão que inclui o ciclo de carbono). Para o estudo dos cenários regionais de mudança climática desenvolvem-se modificações nos modelos originais, de forma a considerar a variabilidade espacial dos solos (e os parâmetros associados). Tanto os modelos de vegetação globais quanto os regionais apresentaram um bom desempenho na representação dos principais biomas da América do Sul. Devido à quantidade de cenários climáticos utilizados, foram feitas análises dos modelos individualmente e para o consenso deles (locais onde mais de 75% dos modelos apontam para a mesma condição futura da vegetação). As integrações com os modelos que não consideram o ciclo de carbono (CPTEC-PVM e CPTEC-PVMReg) apresentam substituição de floresta tropical por savanas na região leste da Amazônia e de caatinga por semi-deserto no interior do Nordeste do Brasil. As análises com os modelos que consideram o ciclo de carbono (CPTEC-PVM2.0 e CPTEC-PVMReg2.0) apresentaram menores áreas consensuais destas mudanças, devido ao papel do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>. Estes modelos apontam para maior probabilidade de substituição de florestas tropicais por florestas estacionais na região leste da Amazônia e áreas de não consenso da condição futura no interior do Nordeste do Brasil. As projeções de diminuição de precipitação na estação seca, e o aumento da temperatura são as responsáveis pela mudança de bioma. O limiar encontrado crítico para substituição das florestas nesta região é de 3°C. Florestas estacionais num ambiente com maior atividade de fogo (fontes de ignição devido ao desmatamento), potencializados por um clima mais quente e seco, poderiam alterar a estabilidade da vegetação tornando-as áreas de savana. A resposta dos ecossistemas tropicais para valores elevados de CO<sub>2</sub> e os mecanismos de resiliência da floresta amazônica a condições de estresse, são fontes de incerteza neste estudo.



# CLIMATIC CHANGE CONSEQUENCES ON BIOME DISTRIBUTION IN SOUTH AMERICA, WITH EMPHASIS ON AMAZONIA AND NORTHEAST

## ABSTRACT

The consequences of projected climate change on biome distribution in South America, mainly in Amazonia and Northeast Brazil, are assessed forcing potential vegetation models with global and regional climate change scenarios. The CPTEC-PVM and CPTEC-PVM2.0 models (the last one a version that include carbon cycle) was integrated with outputs of global scenarios. For the study of the regional scenarios scale, modifications are developed in the original models, to consider the spatial variability of soil types (and parameters associated). The PVMs used shows a good skill in reproducing the current natural vegetation distribution in South America. The models are able to reproduce the principal biome types: forest in Amazonia and Atlantic coastal region, the savannas in Central Brazil, the dry shrubland vegetation ('caatinga') in Northeast Brazil and Chaco region, the grasslands in the Pampas, and the semi-desert vegetation in Patagonia. In order to consider the total models outputs, the analyses has been done considering the models individually and in the case when at least 75% of the calculations agree on the projected biome change (consensus). The results with the models that do not consider the carbon cycle (CPTEC-PVM and CPTEC-PVMReg), shows consensus in east Amazonia of tropical forest being replaced by savanna and caatinga being replaced by semi-desert in some scenarios for northeast Brazil. The analyses with the models that consider carbon cycle (CPTEC-PVM2.0 and CPTEC-PVMReg2.0) shows lesser areas of change, due to the importance of CO<sub>2</sub> 'fertilization effect' on NPP in the Tropics. This models shows probability of tropical forest being replaced by seasonal forest in east Amazonia and not consensus areas in northeast Brazil. The projected decrease precipitation of dry season and the increase of temperature are the main mechanisms by biome change (less catastrophic when include the optimum fertilization effect). If temperature increases more than 3°C, our results shows biome changes in east Amazonia. Seasonal forest in an environment with increase fire activity (ignition points due to deforestation) exacerbated by a dryer and hotter climate, might accelerate the process of "savanization". However, there is still considerable uncertainty with respected to rainfall changes, mainly for Amazonia and Northeast Brazil, and the response of tropical ecosystems to elevated CO<sub>2</sub> concentration.



## SUMÁRIO

Pág.

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

### LISTA DE SIMBOLOS

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>41</b>
<b>2</b>	<b>INTERAÇÕES ENTRE A VEGETAÇÃO E O CLIMA NA AMÉRICA DO SUL .....</b>	<b>49</b>
2.1	Interação entre a vegetação e o clima no sistema terrestre .....	49
2.2	Estudos de modelagem da interação vegetação – clima.....	51
2.3	América do Sul e as mudanças climáticas.....	56
2.3.1	Amazônia e mudanças climáticas.....	58
2.3.2	Nordeste do Brasil e mudanças climáticas .....	65
<b>3</b>	<b>DADOS E MODELOS UTILIZADOS .....</b>	<b>67</b>
3.1	Dados utilizados .....	67
3.1.1	Mapas de vegetação natural.....	67
3.1.2	Climatologias .....	74
3.2	Modelos de vegetação potencial .....	75
3.2.1	O Modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM .....	75
3.2.2	Modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM2.0 .....	80
3.3	Modificações nos modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 para sua utilização na escala regional .....	83
3.3.1	Esquema de desagregação diária dos dados de precipitação e temperatura .....	84
3.3.2	Modificações no sub-modelo de balanço hídrico .....	84
3.3.3	Desempenho do modelo de balanço hídrico.....	88
3.3.4	Calibração do modelo CPTEC-PVMReg .....	92
3.3.5	Calibração do modelo CPTEC-PVMReg2.0 .....	95



3.4	Sumário .....	98
<b>4</b>	<b>CENÁRIOS DE MUDANÇA CLIMÁTICA PARA AMÉRICA DO SUL .....</b>	<b>101</b>
4.1	Descrição dos cenários de mudança climática .....	101
4.1.1	Descrição dos modelos e cenários climáticos globais .....	101
4.1.2	Descrição dos modelos e cenários climáticos regionais .....	104
4.2	Avaliações dos modelos na simulação do clima atual na América do Sul.....	106
4.2.1	Simulações da precipitação e temperatura nos modelos globais .....	107
4.2.2	Simulações de precipitação e temperatura nos modelos regionais .....	121
4.2.3	Representação da estação seca .....	128
4.3	Projeções de mudança climática .....	130
4.3.1	Anomalias de precipitação e temperatura.....	130
4.3.2	Anomalias nas projeções da estação seca.....	137
4.4	Conclusões e discussão .....	140
<b>5</b>	<b>CONSEQUÊNCIAS DA MUDANÇA CLIMÁTICA NA DISTRIBUIÇÃO DOS BIOMAS NA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DE CENÁRIOS GLOBAIS.....</b>	<b>143</b>
5.1	Representação da vegetação natural atual com a climatologia dos modelos .....	143
5.2	Efeitos da mudança climática na distribuição dos biomas .....	147
5.2.1	Resultados do modelo CPTEC-PVM .....	147
5.2.2	Resultados do modelo CPTEC-PVM2.0 .....	164
5.3	Sumário .....	174
<b>6</b>	<b>CONSEQUÊNCIAS DA MUDANÇA CLIMÁTICA NA DISTRIBUIÇÃO DOS BIOMAS NA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DE CENÁRIOS REGIONAIS.....</b>	<b>177</b>
6.1	Representação da vegetação natural atual com a climatologia dos modelos .....	177
6.2	Consequências da mudança climática na distribuição dos biomas a partir dos modelos regionais.....	180

6.2.1	Resultados com o modelo CPTEC-PVMReg.....	180
6.2.2	Resultados com o modelo CPTEC-PVMReg2.0.....	190
6.3	Sumário .....	198
<b>7</b>	<b>SENSIBILIDADE DA VEGETAÇÃO DA AMAZÔNIA E DO NORDESTE DO BRASIL A DIFERENTES CONDIÇÕES CLIMÁTICAS E CONCENTRAÇÕES DE CO<sub>2</sub>.....</b>	<b>201</b>
7.1	Experimentos de sensibilidade .....	201
7.2	Resultados.....	204
7.3	Sumário .....	225
<b>8</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>227</b>
	<b>ANEXO A: ARTIGO.....</b>	<b>263</b>



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Mapa de vegetação natural atual na resolução T62 (aprox. 1.875° lat x lon) de (esquerda) Oyama (2002) e (direita) Lapola et al. (2008). ....	68
3.2 - Mapa de vegetação natural na escala de 1 km (esquerda) e agregado para a escala de 50 km (direita). Dados faltantes: Agricultura, corpos de água e biomas que não foram classificados no mapa de 1 km do GLC2000. ....	72
3.3 - Mapa de vegetação natural na escala de 50 km. ....	74
3.4 - Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais do CPTEC-PVM. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ , $G_5$ ), em °C dia/mês. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não. (Fonte: Oyama e Nobre, 2004). ....	78
3.5 - Vegetação natural atual e vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVM. ....	79
3.6 - Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis $T_c$ , $R$ , $S$ e $M_{IPAR}$ . Temperaturas são dadas em °C. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não. ....	82
3.7 - Vegetação natural atual LON08 e vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVM2.0. ....	83
3.8 - Esquema do sub-modelo de balanço hídrico incorporado nos modelos CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 ....	87
3.9 - Escoamento superficial médio anual (esquerda) corrigido com vazões observadas (FAKETE et al., 2002) e (direita) obtido com o modelo hídrico proposto no CPTEC-PVMReg . ....	89

3.10 - Rede de drenagem para América do Sul na resolução de 50 km. Fonte: UNH/GRDC Composite Runoff Fields V 1.0 (FAKETE et al., 2002).....	89
3.11 - (esquerda) Localização das estações de vazão utilizadas. Em vermelho os locais onde o modelo subestima a vazão e em azul os locais onde o superestima. (direita) Comparação das vazões observadas e as simuladas pelo modelo para as 80 estações utilizadas.....	90
3.12 - Índice de correção do escoamento médio anual. Valores menores que 1 (maiores que 1) indicam superestimação (subestimação) do escoamento calculado com o modelo de balanço hídrico.....	91
3.13 - Algoritmo do modelo CPTEC-PVMReg para a obtenção do bioma potencial na escala regional a partir das variáveis ambientais. Temperaturas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ , $G_5$ ), em °C dia/mês. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não.....	93
3.14 - (esquerda) Mapa de vegetação natural e (direita) mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVMReg.....	94
3.15 - Algoritmo do modelo CPTEC-PVMReg2.0 para a obtenção do bioma potencial na escala regional a partir das variáveis $T_c$ , $R$ , $S$ e $PPL_{REF}$ . Temperaturas são dadas em °C. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não.....	96
3.16 - (esquerda) Mapa de vegetação natural e (direita) mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVMReg2.0.....	97
4.1 - Evolução das concentrações de CO <sub>2</sub> para diferentes cenários do IPCC/AR4.....	103
4.2 - (Isolinhas) Precipitação media climatológica (mm/dia) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos globais	

analisados. (sombreado) viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada) para a estação de verão (DJF).....	109
4.3 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de MAM.....	110
4.4 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de JJA. ....	111
4.5 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de SON. ....	112
4.6 - Media zonal de precipitação mensal (mm/dia) para América do Sul (90°W e 30°W), em função da latitude (coordenada vertical, valores negativos para o hemisfério sul) para a climatologia (CLIMAT) e os 15 modelos globais. ....	113
4.7 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 na Amazônia norte (4,7°S-4,7°N e 75°W-48,7°W, região apresentada na figura). ....	114
4.8 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação à climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual de precipitação na região da Amazônia norte (4,7°S-4,7°N e 75°W- 48,7°W), apresentada na Figura 4.7. ....	115
4.9 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 na Amazônia sul (14°S-4,7°S e 75°W-48,7°W, região apresentada na figura). ....	116
4.10 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação a climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual na região da Amazônia sul (14°S-4,7°S e 75°W-48,7°W), apresentada na Figura 4.9.....	116
4.11 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 no nordeste do	

Brasil (17,7°S a 1°S e 48,7°W a 32,5°W, região apresentada na figura).....	118
4.12 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação a climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual na região do nordeste (17,7°S a 1°S e 48,7°W a 32,5°W), apresentada na Figura 4.11.....	119
4.13 - (Isolinhas) Temperatura média climatológica (°C) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos globais analisados. (Sombreado) Viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada). .....	120
4.14 - (Isolinhas) Precipitação media climatológica (mm/dia) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos regionais analisados. (sombreado) viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada) para a estação de verão (DJF). A análise do viés somente é feita na parte continental da América do Sul.....	122
4.15 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de MAM.....	123
4.16 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de JJA. ....	123
4.17 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de SON. ....	124
4.18 - Media zonal de precipitação mensal (mm/dia) para América do Sul (90°W e 30°W), em função da latitude (coordenada vertical, valores negativos para o hemisfério sul) para a climatologia (CLIMAT) e os 3 modelos regionais.....	124
4.19 (direita) Ciclo anual da climatologia (1961-1990) da precipitação observada (CLIMAT) e simulada pelos modelos regionais para as áreas norte e sul da Amazônia (regiões apresentadas na figura). A linha descontínua indica a média dos três modelos regionais. (esquerda) Viés na precipitação (%) simulada pelos modelos para as quatro estações do ano e para o total anual.....	126

4.20 (direita) Ciclo anual da climatologia (1961-1990) da precipitação observada (CLIMAT) e simulada pelos modelos regionais para a área do nordeste do Brasil (regiões apresentadas na figura). A linha descontínua indica a média dos três modelos regionais. (esquerda) Viés na precipitação (%) simulada pelos modelos para as quatro estações do ano e para o total anual .....	127
4.21 (Isolinhas) Temperatura média climatológica (°C) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos regionais analisados. (Sombreado) Viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada). .....	127
4.22 Número de meses consecutivos com precipitação menor a 100 mm/mês (duração da estação seca na Amazônia) observada (CLIMAT), nos 15 modelos globais e nos três cenários regionais (*) para o período 1961-1990.....	130
4.23 Anomalias de temperatura para o período 2070-2099 no cenário A2 em relação à própria climatologia do modelo (1961-1990), para os 15 modelos globais e os três cenários regionais (*) analisados.....	132
4.25 Número de modelos globais (de 15) que concordam no sinal positivo e negativo da precipitação anual. As áreas em branco representam as regiões onde existem 7 (8) modelos que colocam anomalias positivas (negativas) ou 7 (8) modelos que colocam anomalias negativas (positivas) (áreas de “não consenso”). As áreas onde mais de 11 modelos (>75% dos 15 modelos) concordam no sinal da anomalia podem ser indicadas como áreas de “consenso”. As análises são feitas para os três períodos de tempo (na vertical) e os três cenários de mudança climática (na horizontal). .....	134
4.26 Número de modelos regionais (de três) que concordam no sinal positivo e negativo da precipitação anual. Os valores negativos (positivos) representam o número de modelos que projetam anomalias negativas (positivas) no total anual de precipitação. ....	135



4.27 Anomalias médias (%) e erros mensais (nível de significância de 95%, segundo teste t-student) calculados a partir dos 15 modelos globais, para os cenários B1, A1B e A2 no período 2070-2099. As anomalias dos modelos foram calculadas em relação aos valores de precipitação observada (linha preta).....	137
4.28 Anomalias da duração da estação nos modelos globais e regionais para o cenário A2 e período 2070-2099, em relação à duração da estação seca obtida da climatologia observada.....	140
5.1 - Distribuição dos biomas potenciais na América do sul de acordo com a climatologia do período entre 1961-1990, segundo o CPTEC-PVM para cada um dos 15 modelos globais utilizados. Acima e a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural.....	144
5.2 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2010-2039 no cenário B1, segundo o CPTEC-PVM para cada um dos 15 Modelos globais utilizados. Acima a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural atual. ....	148
5.3 Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2070-2099 no cenário A2, segundo o CPTEC-PVM para cada um dos 15 Modelos globais utilizados. Acima a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural atual. ....	149
5.4 - Temperatura do mês mais frio ( $T_c$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares dos biomas tropicais ( $T_c > 11^\circ\text{C}$ ) e extratropicais ( $T_c \leq 11^\circ\text{C}$ ) na climatologia observada. O limiar de ( $11^\circ\text{C} < T_c < 14^\circ\text{C}$ ) indica as regiões onde, dependendo das condições de umidade e sazonalidade, pode ocorrer o bioma campos. ....	152
5.5 - Índice de umidade ( $H$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,17$ ), semi-deserto ( $0,17 \leq H < 0,32$ ), Caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ),	

savana ( $0,6 \leq H < 0,84$ ) e floresta tropical ( $H \geq 0,84$ ), baseados na climatologia observada. ....	153
5.6 - Índice de sazonalidade ( $D$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,51$ ), savana ( $0,51 \leq D < 0,86$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,86$ ), baseados na climatologia observada. ....	154
5.7 - Figura conjunta dos parâmetros $H$ (sombreada) e $D$ (isolinhas) para a climatologia e para cada um dos 15 modelos globais para o período 2070-2099 no cenário A2. As áreas sombreadas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,17$ ), semi-deserto ( $0,17 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,84$ ) e floresta tropical ( $H \geq 0,84$ ), baseados na climatologia de cada modelo. As isolinhas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,51$ ), savana ( $0,51 \leq D < 0,86$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,86$ ), baseados na climatologia de cada modelo. No caso da caatinga, savana e floresta tropical o valor dos parâmetros deve cumprir os limiares de $H$ e $D$ , simultaneamente. ....	156
5.8 - Anomalias da evaporação máxima e da evaporação real no período 2070-2099 no cenário A2, nos pontos de grade de floresta tropical no mapa de vegetação potencial natural. Em preto estão representados os pontos de grade em que os modelos colocam permanência futura do bioma floresta tropical e em azul (vermelho) os pontos onde colocam substituição de floresta a savana com projeções positivas (negativas) de precipitação. A linha divide as regiões em que a anomalia de evaporação real é maior ou menor da anomalia de evaporação máxima. ....	158
5.9 - Pontos de grade onde a maioria dos modelos (> 50% dos modelos; painéis: A, C, E) e o consenso dos modelos (> 75% dos modelos; painéis: B, D, F), indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, para o cenário B1 nos períodos de tempo 2010-2039 (A, B), 2040-2069 (C, D) e 2070 – 2099 (E, F). Também são	

apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos.....	160
5.10 - Igual que Figura 5.9 para o cenário A1B.....	161
5.11 - Igual que Figura 5.9 para cenário A2.....	162
5.12 Porcentagem da área de permanência de floresta tropical e aparecimento de savana nos cenários climáticos A2, A1B e B1 para os períodos 2010-2039, 2040-2069, 2070-2099 segundo o consenso dos modelos, o modelo UKMO-HadCM3 (pessimista) e o modelo BCCR-BCM2.0 (otimista).....	163
5.13 - Vegetação potencial atual segundo o CPTEC-PVM2.0 e região leste da Bacia amazônica selecionada (9,3°S – 5,6°N, 62,8°W – 47,8°W) para a análise das mudanças na vegetação.....	165
5.14 - Distribuição da vegetação segundo o CPTEC-PVM2.0 para as projeções do modelo GISS-ER nos séculos XXI (2010-39, 2040-69 e 2070-99) e XXII (2110-2139, 2140-2169, 2170-2199) para três condições de efeito de fertilização do CO <sub>2</sub> (0%, 25% e 100%).....	171
5.15 - Distribuição da vegetação segundo o CPTEC-PVM2.0 para as projeções do modelo UKMO-HadCM3 nos séculos XXI (2010-39, 2040-69 e 2070-99) e XXII (2110-2139, 2140-2169, 2170-2199) para três condições de efeito de fertilização do CO <sub>2</sub> (0%, 25% e 100%).....	172
5.16 - Porcentagem dos biomas, anomalias de precipitação (anual, JJA e SON) e anomalias da temperatura anual para os modelos CSIRO-MK3, ECHAM5, GISS-ER, IPSL-CM4 e UKMO-HadCM3 na região leste da Amazônia, para três condições de fertilização (0%, 25% e 100%) nos séculos XXI e XXII sob o cenário A1B.....	174
6.1 - Mapas de vegetação potencial atual obtidos com o CPTEC-PVMReg para a climatologia observada e para as climatologias dos modelos ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P.....	178
6.2 - Mapas de vegetação potencial atual obtidos com o CPTEC-PVMReg2.0 para a climatologia observada e para as climatologias dos modelos ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P.....	178

- 6.3 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul no período de 2070-2099 segundo o CPTEC-PVMReg nos cenários A2 e B2, para cada um dos três modelos regionais utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada 1961-1990) segundo o CPTEC-PVMReg. .... 182
- 6.4 - Temperatura do mês mais frio ( $T_c$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares dos biomas tropicais ( $T_c > 15\text{ °C}$ ) e extratropicais ( $T_c \leq 6\text{ °C}$ ) segundo a climatologia observada (em branco as regiões com falta de dados). .... 183
- 6.5 - Índice de umidade ( $H$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,11$ ), semi-deserto ( $0,11 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,71$ ), floresta tropical e estacional ( $H \geq 0,71$ ), baseados na climatologia observada. .... 184
- 6.6 - Índice de sazonalidade ( $D$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,5$ ), savana e floresta estacional ( $0,50 \leq D < 0,75$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,75$ ), baseados na climatologia observada. .... 185
- 6.7 - Análise conjunta dos parâmetros  $H$  (sombreada) e  $D$  (isolinhas) para a climatologia e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2. As áreas sombreadas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,11$ ), semi-deserto ( $0,11 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,71$ ), floresta tropical e sazonal ( $H \geq 0,71$ ), baseados na climatologia de cada modelo. As isolinhas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,5$ ; Isolinha amarela);

<p>savana e floresta sazonal (<math>0,5 \leq D &lt; 0,71</math>); e floresta tropical (<math>D \geq 0,71</math>; Isolinha vermelha), baseados na climatologia de cada modelo. No caso da caatinga, savana, floresta tropical e sazonal, o valor dos parâmetros deve cumprir os limiares de <math>H</math> e <math>D</math>, simultaneamente.....</p>	186
<p>6.8 - Anomalias da evapotranspiração real (mm/dia) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos modelos regionais, em relação à evapotranspiração calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg.....</p>	187
<p>6.9 - Anomalias do grau de saturação de água no solo (adimensional) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação ao grau de saturação calculado a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg.....</p>	188
<p>6.10 - Pontos de grade onde a <i>maioria dos modelos</i> (&gt; 1 modelo; painéis A e C) e o <i>consenso dos modelos</i> (3 modelos; painéis B e D) indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, nos cenários A2 e B2 para o período de 2070 – 2099. Também são apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos. Simulações feitas com o modelo CPTEC-PVMReg.....</p>	189
<p>6.11 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2070-2099 segundo o CPTEC-PVMReg2.0 nos cenários A2 e B2 para cada um dos três modelos regionais utilizados, considerando o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> de 100%. Acima à esquerda è mostrado o mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada de 1961-1990) segundo o CPTEC-PVMReg2.0.....</p>	192
<p>6.12 - Análise conjunta dos parâmetros de sazonalidade da NPP (<math>S</math>) e da NPP (<math>R</math>) para a climatologia e para cada um dos três cenários regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2. O limiar de <math>S</math></p>	

<p>= 0.125 ajuda na determinação dos biomas com <math>T_c &gt; 15^\circ\text{C}</math>. Para <math>S &gt; 0.125</math>, e dependendo do parâmetro <math>R</math>, tem-se a possibilidade do bioma savana (<math>R &gt; 0.33</math>) e caatinga (<math>0.07 &lt; R \leq 0.33</math>). Para <math>S \leq 0.125</math>, tem-se a possibilidade do bioma floresta tropical (<math>R &gt; 0.61</math>) e florestas estacionais (<math>R \leq 0.61</math>). Os limiares de <math>R \leq 0.005</math> e de <math>0.005 &lt; R \leq 0.07</math> identificam as regiões como desertos e semi-desertos “tropicais” (com <math>T_c &gt; 15^\circ\text{C}</math>), respectivamente (independente do valor de <math>S</math>). .....</p>	193
<p>6.13 - Anomalias de NPP (<math>\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}</math>) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à NPP calculada a partir da climatologia observada (à esquerda), utilizando o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0. ....</p>	194
<p>6.14 - Anomalias da evapotranspiração real (mm/dia) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à evapotranspiração calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0. ....</p>	195
<p>6.15 - Anomalias do grau de saturação de água no solo (adimensional) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à saturação calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0. ....</p>	196
<p>6.16 - Pontos de grade onde a maioria dos modelos (&gt; 1 modelo; painéis A e C) e o consenso dos modelos (3 modelos; painéis B e D) indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, nos cenários A2 e B2 do período de 2070 – 2099. Também são apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos. Simulações feitas como o modelo CPTEC-PVMReg2.0.....</p>	197
<p>7.1 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação (<math>\Delta P</math> [%]) e temperatura (<math>\Delta T</math> [<math>^\circ\text{C}</math>]) em</p>	

relação à climatologia, com a concentração de CO <sub>2</sub> = 350 ppmv (concentração do “clima presente”) e efeito de fertilização de 100%. A vegetação para $\Delta T = 0^{\circ}\text{C}$ e $\Delta P = 0\%$ (quadro em amarelo) corresponde à potencial atual (Figura 3.16).....	206
7.2 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$ [%]) e temperatura ( $\Delta T$ [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de CO <sub>2</sub> = 535 ppm (concentração de 2080 no cenário B1) e efeito de fertilização de 100%.....	207
7.3 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$ [%]) e temperatura ( $\Delta T$ [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de CO <sub>2</sub> = 730 ppm (concentração de 2080 no cenário A2) e efeito de fertilização de 100%.....	208
7.4 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$ [%]) e temperatura ( $\Delta T$ [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de CO <sub>2</sub> = 730 ppm (concentração de 2080 no cenário A2) e efeito de fertilização de 25 %.....	209
7.5 - Floresta tropical e estacional da bacia amazônica e caatinga no nordeste do Brasil segundo o mapa de vegetação potencial atual. São mostradas as divisões para a análise da mudança de bioma. Regiões: (1) sudeste da Amazônia, (2): nordeste da Amazônia, (3): sudoeste da Amazônia, (4): noroeste da Amazônia, (5) nordeste do Brasil.....	210
7.6 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região sudeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO <sub>2</sub> , anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 7.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias	

de temperatura, de CO <sub>2</sub> e anomalia de precipitação $\Delta P = -50\%$ , (C) $\Delta P = -20\%$ , (D) $\Delta P = 0\%$ e (E) $\Delta P = 20\%$ .....	212
7.7 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo (W/Wmax, adimensional), produtividade primária líquida (PPL, kgC/m <sup>2</sup> /ano), fotossíntese (kgC/m <sup>2</sup> /ano) e respiração autotrófica (kgC/m <sup>2</sup> /ano) para diferentes anomalias de CO <sub>2</sub> , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região sudeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e a concentração de CO <sub>2</sub> = 350 ppmv (“valor atual da variável”). .....	214
7.8 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região nordeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO <sub>2</sub> , anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO <sub>2</sub> e anomalia de precipitação $\Delta P = -50\%$ , (C) $\Delta P = -20\%$ , (D) $\Delta P = 0\%$ e (E) $\Delta P = 20\%$ .....	216
7.9 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo (W/Wmax, adimensional), produtividade primária líquida (PPL, kgC/m <sup>2</sup> /ano), fotossíntese (kgC/m <sup>2</sup> /ano) e respiração autotrófica (kgC/m <sup>2</sup> /ano) para diferentes anomalias de CO <sub>2</sub> , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região nordeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de CO <sub>2</sub> = 350 ppmv (“valor atual da variável”) para esta região. ....	217



- 7.10 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região noroeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , (C)  $\Delta P = -20\%$ , (D)  $\Delta P = 0\%$  e (E)  $\Delta P = 20\%$ ..... 219
- 7.11 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo (W/Wmax, adimensional), produtividade primária líquida (PPL, kgC/m<sup>2</sup>/ano), fotossíntese (kgC/m<sup>2</sup>/ano) e respiração autotrófica (kgC/m<sup>2</sup>/ano) para diferentes anomalias de CO<sub>2</sub>, temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região Noroeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de CO<sub>2</sub> = 350 ppmv (“valor atual da variável”) para esta região. .... 220
- 7.12 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região sudoeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , (C)  $\Delta P = -20\%$ , (D)  $\Delta P = 0\%$  e (E)  $\Delta P = 20\%$ . .... 221
- 7.13 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo (W/Wmax, adimensional), produtividade primária líquida (PPL, kgC/m<sup>2</sup>/ano), fotossíntese (kgC/m<sup>2</sup>/ano) e respiração autotrófica (kgC/m<sup>2</sup>/ano) para diferentes anomalias de CO<sub>2</sub>, temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área

de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região sudoeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de CO <sub>2</sub> = 350 ppmv (“valor atual da variável”) para esta região. ....	222
7.14 - Vegetação na área de caatinga do nordeste do Brasil, para diferentes concentrações de CO <sub>2</sub> , anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de savana, caatinga, semi-deserto e deserto para as diferentes anomalias de temperatura, de CO <sub>2</sub> e anomalia de precipitação $\Delta P = -50\%$ , (C) $\Delta P = -20$ , (D) $\Delta P = 0$ e (E) $\Delta P = 20\%$ . ....	224
7.15 Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo (W/Wmax, adimensional), produtividade primária líquida (PPL, kgC/m <sup>2</sup> /ano), fotossíntese (kgC/m <sup>2</sup> /ano) e respiração autotrófica (kgC/m <sup>2</sup> /ano) para diferentes anomalias de CO <sub>2</sub> , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de caatinga do mapa de vegetação potencial na região nordeste do Brasil. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de CO <sub>2</sub> = 350 ppmv (“valor atual da variável”) para esta região. ....	225
8.1 - Potenciais “tipping elements” no sistema climático e estimativas do aquecimento global que poderiam causar uma mudança no sistema, baseados em resultados de estudos e opiniões de especialistas (Fonte: Lenton et al., 2008). ....	232



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Classificação da vegetação segundo Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994) e Oyama (2002). (Fonte: Oyama, 2002) .....	67
3.2 Relação entre a classificação de vegetação do mapa GLC2000 e a vegetação dos modelos de vegetação potencial (incluindo a floresta estacional).....	70
3.3 - Parâmetros do solo: $K_{perc}$ representa a percolação na capacidade de campo e $H_{max}$ é a capacidade volumétrica de armazenamento de água no solo (expressada como a fração da profundidade da camada de solo) .....	75
3.4 - Concordância entre mapas de acordo com a estatística $\kappa$ .....	79
3.5 - Desempenho do modelo CPTEC-PVMReg avaliado mediante o índice de acerto ( $R$ ) e a estatística $\kappa$ . Também são apresentados o número de pontos de grade com os diferentes biomas no mapa de vegetação potencial natural atual (N.E.: Bioma não presente no mapa).....	95
3.6 - Desempenho do modelo CPTEC-PVMReg2.0 avaliado mediante o índice de acerto ( $R$ ) e a estatística $\kappa$ . (N.E.: Bioma não presente no mapa).....	98
4.1 Modelos de circulação geral Oceano-Atmosfera cujas simulações climáticas (preparadas para o IPCC/AR4) foram usadas neste estudo. .	104
5.1 - Índice de acerto (%) para cada bioma e a média de todos os biomas entre os mapas de vegetação obtidos a partir da climatologia dos modelos e o mapa de vegetação potencial natural. ....	145

5.2	Concordância (segundo a estatística $\kappa$ ) para cada bioma e a media de todos os biomas entre os mapas obtidos a partir da climatologia dos modelos e o mapa de vegetação potencial natural.....	146
5.3	- Anomalias de precipitação (%) anuais e sazonais, anomalias de temperatura anual (°C) e porcentagem da área de floresta tropical que permanece na região leste da Amazônia para o <i>time-slice</i> “2020” (período 2010-2039) no cenário A1B, segundo as projeções de cada um dos 13 modelos analisados e considerando os três experimentos de fertilização (0%, 25% e 100%). .....	166
5.4	- O mesmo que na tabela 5.3 para o <i>time-slice</i> “2050” (período 2040-2069).....	166
5.5	- O mesmo que na Tabela 5.3 para o <i>time-slice</i> “2080” (período 2070-2099).....	167
5.6	- O mesmo que na Tabela 5.3 para o <i>time-slice</i> “2120” (período 2110-2139).....	167
5.7	- O mesmo que na Tabela 5.3 para o <i>time-slice</i> “2150” (período 2140-2169).....	168
5.8	- O mesmo que na Tabela 5.3 para o <i>time-slice</i> “2180” (período 2170-2199).....	168
6.1	- Índice de acerto (%) entre o mapa de vegetação potencial atual (integrado com a climatologia observada) e os mapas de vegetação potencial obtidos a partir das climatologias dos modelos regionais (o índice é calculado para cada bioma separadamente e para o mapa geral). As integrações foram feitas com os modelos de vegetação CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0. ....	179
6.2	- Estatística $\kappa$ entre o mapa de vegetação potencial atual (integrado com a climatologia observada) e os mapas de vegetação potencial obtidos a partir das climatologias dos modelos regionais (o índice é calculado para cada bioma separadamente e para o mapa geral). As integrações foram feitas com os modelos de vegetação CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0. ....	179

7.1 Concentrações de CO<sub>2</sub> e anomalias de precipitação e temperatura utilizadas nas simulações. As anomalias de temperatura (°C) e precipitação (%) foram somadas à climatologia observada. Os experimentos foram realizados com todas as combinações possíveis entre os valores das três variáveis. Os experimentos com as concentrações de CO<sub>2</sub> correspondentes a (i), (ii) e (iii) consideram o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> como 100%. ..... 204



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AR4:	Assessment Report 4
BCCR	Bjerknes Centre for Climate Research
BIOME-BCG:	Biome BioGeochemical Cycles
CCSM	Community Climate System Model
CLM-DGVM:	Community Land Model's Dynamic Global Vegetation Model
CMIP:	Coupled Models Intercomparison
CPTEC:	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CPTEC-PVM	CPTEC Potential Vegetation Model
CPTEC-PVMReg	CPTEC Potential Vegetation Regional Model
CREAS:	Cenários Regionais de Mudança Climática para América do Sul.
ENSO:	El Niño South Oscillation
FACE:	Free Air CO <sub>2</sub> Enrichment
FAO:	Food and Agriculture Organization
GFDL:	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GISS:	Goddard Institute for Space Studies
GLC:	Global Land Cover
HadCM3:	Hadley Centre Coupled Model, version 3
HadCM3LC:	Hadley Centre Coupled Carbon-Climate Cycle Model
HadRM3:	Hadley Centre Regional Model, version 3
HM:	Holoceno Médio
IBIS:	Integrated Biosphere Simulator
INM:	Institute for Numerical Mathematics
IPAR:	Incident Photosynthetically Active Radiation
IPCC:	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL:	Institute Pierre Simon Laplace
LBA:	Large Scale Biosphere Experiment in Amazonia
LGM:	Last Glacial Maximum
LON08:	Lapola, Oyama and Nobre, 2008
LPJ-DGVM:	Lund-Postdam-Jena Dynamic Global Vegetation Model
MAPSS:	Mapped Atmosphere-Plant-Soil System
MCGAO:	Modelo de circulação geral atmosfera-oceano
MRI:	Meteorological Research Institute
PPL:	Produção Primária Líquida
PRECIS:	Providing Regional Climates for Impact Studies
PSU/NCAR	Pennsylvania State University/National Center for
MM5:	Atmospheric Research, fifth- generation Mesoscale Model
PVM:	Potential Vegetation Model
SLAVE:	Scheme for Large Scale Atmospheric Vegetation Exchange
TEM:	Terrestrial Ecosystem Model



UNH/GRDC  
VEMAP  
ZCAS:  
ZCIT:

University of New Hampshire/Global Runoff Data Centre  
Vegetation/Ecosystem Modeling and Analysis Project  
Zona de Convergência do Atlântico Sul  
Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SIMBOLOS

$A_i$	Area da bacia $i$ ( $\text{km}^2$ )
$D$	Índice de sazonalidade (adimensional)
$DOY_m$	Dia 15 do mês $m$
$E$	Evapotranspiração ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$E_{max}$	Evapotranspiração máxima ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$G_0$	Tempo térmico acumulado com temperatura basal de $0^\circ\text{C}$ ( $^\circ\text{C dias m\text{ê}s}^{-1}$ )
$G_5$	Tempo térmico acumulado com temperatura basal de $5^\circ\text{C}$ ( $^\circ\text{C dias m\text{ê}s}^{-1}$ )
$H$	Índice hídrico (adimensional)
$H_{max}$	Capacidade volumétrica de armazenamento de água no solo (%)
$K_{perc}$	Percolação na capacidade de campo ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$M$	Derretimento da neve ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$N$	Armazenamento de neve sobre o solo ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$P_{1-2}$	Percolação da primeira para a segunda camada de solo ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$P_2$	Percolação da segunda camada de solo ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$p$	Pressão atmosférica (Pa)
$P_r$	Precipitação em forma de chuva ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$P_s$	Precipitação em forma de neve ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
$PPL$	Produtividade Primária Líquida ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ )
$Q_{oi}$	Vazão observada na bacia $i$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
$R_1$	Escoamento superficial ( $\text{mm}/\text{dia}$ )
$R_2$	Escoamento sub-superficial ( $\text{mm}/\text{dia}$ )
$R$	Índice da PPL (adimensional)
$R_{oi}$	Escoamento distribuído na bacia $i$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
$R_{wi}$	Escoamento obtido do balanço hídrico na bacia $i$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
$S$	Índice de sazonalidade da PPL (adimensional)
$S_i$	Armazenamento de água na camada $i$ do solo (mm)
$S_{maxi}$	Armazenamento máximo de água na camada $i$ do solo (mm)
$T_c$	Temperatura do mês mais frio ( $^\circ\text{C}$ )



## 1 INTRODUÇÃO

A interação clima-biosfera tem um papel fundamental nas características ambientais da terra. Por um lado, a vegetação e os solos (ambos fortemente antropizados pelas atividades humanas) são essenciais na determinação do estado do clima global e do ciclo de carbono. Por outro lado, o clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição da vegetação e de suas características num contexto global (PRENTICE, 1990). Portanto, estudar as conseqüências de forçantes naturais ou antropogênicas na estabilidade do sistema bioma-clima é fundamental para prever as possíveis mudanças nas suas componentes.

Observações de campo (GASH E NOBRE, 1997) e estudos numéricos (p. ex. NOBRE et al., 1991), mostraram que o desmatamento de grande escala na Amazônia pode alterar o clima regional significativamente. A vegetação tem um papel fundamental na troca de energia, umidade, *momentum* e carbono entre a superfície e a atmosfera; portanto, o desmatamento modifica localmente (e até globalmente) o balanço de energia e o ciclo da água. De acordo com diferentes estudos, o distúrbio causado na cobertura da superfície com o desmatamento de grande escala na Amazônia produz um clima mais seco e quente, o que pode, por sua vez, reforçar o processo de degradação da vegetação (SAMPAIO et al., 2007). Por outro lado, a perturbação climática decorrente do aquecimento global pode levar a mudanças na vegetação nas escalas regionais e globais. Existe, por exemplo, uma considerável evidência de que o aquecimento global está mudando a produtividade e a distribuição da vegetação (NEMANI et al., 2003; ROOT et al., 2003; ZHOU et al., 2001). Os mecanismos que levam a essas mudanças devem-se, principalmente, a processos biogeoquímicos entre a concentração de CO<sub>2</sub>, a temperatura e a disponibilidade de água (FIELD et al., 1995, GERBER et al., 2004; SELLERS et al., 1996).

Dessa forma, a possível resposta da biosfera à mudança climática é uma questão essencial na agenda científica atual devido às suas implicações para a produção de alimentos e serviços (CHURKINA E RUNNING, 1998), para a biodiversidade (BOTKIN et al., 2007), para o seqüestro de carbono e para as retroalimentações com o sistema climático, além de que, a resposta da vegetação (como resultado combinado do aumento no CO<sub>2</sub> e das mudanças climáticas) poderia variar consideravelmente entre diferentes regiões (SHAVER et al., 2000). Mais da metade das emissões antropogênicas atuais de CO<sub>2</sub> são absorvidas pelos oceanos e ecossistemas terrestres (IPCC, 2007; SCHIMMEL et al., 1996) em processos que são sensíveis ao clima. Neste sentido, recentemente, o impacto da mudança climática sobre as florestas tropicais, particularmente sobre a floresta Amazônica, tornou-se uma questão fundamental.

A projeção dos efeitos da mudança climática na vegetação requer modelos com uma base empírica firme. A análise da distribuição atual da vegetação no globo é usada como base para os chamados modelos biogeográficos (MONSERUD et al., 1993; OYAMA E NOBRE, 2004; PRENTICE et al., 1992). Estes modelos usam como tese central que o clima exerce o controle dominante sobre a distribuição da vegetação. Assim, os modelos biogeográficos buscam simular a vegetação potencial (sem o efeito do uso do solo) baseado em alguns parâmetros climáticos, como a temperatura e a precipitação. Devido à simplicidade e à aplicabilidade global de suas regras empíricas entre a vegetação natural e o clima, a utilização destes modelos impulsionou, durante a última década, o entendimento dos impactos da mudança climática na cobertura vegetal (p. ex. NOBRE et al., 2004; SALAZAR et al., 2007; YATES et al., 2000). Os mecanismos de fisiologia e competição das plantas têm sido incluídos nos modelos para prever o efeito da mudança climática na distribuição da vegetação em escala global (COX et al., 2000; CRAMER et al., 2001; SITCH et al., 2008) e regional (BADECK et al., 2001; SMITH et al., 2001).

Mudanças na vegetação que foram estudadas em relação a cenários de mudanças climáticas futuras ou como consequência de outras mudanças antropogênicas incluem o avanço das florestas boreais (BROVKIN et al., 2003; OTTERMAN et al., 1984), o desmatamento tanto nas altas latitudes do hemisfério norte (BONAN et al., 1992; DOUVILLE E ROYER, 1987) como também nos trópicos (COSTA et al., 2007; SAMPAIO et al., 2007), e as mudanças naturais ou antropogênicas na cobertura da vegetação na região do monção da África do Norte (CHARNEY, 1975; CLAUSSEN et al., 2003; WANG E ELTAHIR, 2000) e na região tropical da América do Sul (SALAZAR et al., 2007).

Os modelos de circulação geral do IPCC/AR4 e os modelos regionais de mudança climática apontam para cenários climáticos futuros de aumento da temperatura superficial de 2 a 6°C na América do Sul. No entanto, quanto à precipitação, ainda não há consenso em relação ao sinal das anomalias para a Amazônia e o Nordeste brasileiro. Evidentemente, essas mudanças climáticas terão um impacto nos ecossistemas naturais e possivelmente na distribuição de biomas, o que por vez terá impactos na biodiversidade, agricultura, nos recursos hídricos, etc. Especificamente para a floresta Amazônica, um clima mais seco e quente permitiria o aparecimento de savana em locais onde na atualidade existe floresta, como mostrado por Nobre et al. (2004). Além dos valores médios das anomalias, a sazonalidade do clima futuro é essencial para a determinação da distribuição dos biomas. Se a duração da estação seca aumenta, comparada à atual, a vegetação poderia mudar de floresta para savana. Esta substituição da floresta não só influencia os aspectos ecológicos e sócio-econômicos da região, mas também pode amplificar o aquecimento global pela liberação de CO<sub>2</sub> (COX et al., 2000). Se a duração da estação seca fosse mais curta, possivelmente a precipitação também aumentaria, e a floresta poderia manter-se no estado estável e a floresta secundária cresceria mais rapidamente. Nesse caso, a floresta teria um papel de sumidouro em vez de fonte de CO<sub>2</sub> (TIAN et al., 1998). Por tanto, o CO<sub>2</sub> atmosférico global é

particularmente sensível à mudança na chuva e duração da estação seca sobre a Amazônia. A duração da estação seca é de um a três meses no Oeste da Amazônia equatorial e aumenta em direção ao sul e sudeste chegando a ser até de cinco ou seis meses. Para a Amazônia leste e região nordeste a duração da estação seca é de oito a nove meses. Esses comportamentos estão fortemente relacionados com a convergência de umidade forçada pela orografia dos Andes, para a zona Oeste da Amazônia, e pela ramo descendente associado com a zona de convergência inter-tropical (para a Amazônia leste e Nordeste do Brasil). A diminuição da duração da estação úmida levaria a um solo mais seco durante a estação seca seguinte, o que pode afetar a transição da estação seca para a úmida. O efeito conjunto da diminuição de precipitação e da duração da estação seca poderia causar uma transição de floresta para savana.

**O objetivo principal desta tese é o estudo das consequências da mudança climática nos biomas da América do Sul, principalmente na região Amazônica e Nordeste do Brasil, a partir da informação de cenários climáticos futuros, derivados de modelos globais e regionais, forçando modelos de vegetação potencial.**

Para lograr este objetivo utilizamos os modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM (OYAMA E NOBRE, 2004), que é um modelo de vegetação potencial que pode ser considerado de complexidade baixa, e o modelo CPTEC-PVM2.0 (LAPOLA et al., 2009), baseado no CPTEC-PVM com a inclusão do ciclo de carbono, que pode ser considerado um modelo de complexidade intermediária. Este último, apesar de ser um modelo híbrido bioquímico-biogeográfico, ainda pode ser considerado mais simples que o BIOME3 (HAXELTINE E PRENTICE, 1996) e outros modelos mais complexos na representação da superfície, como o IBIS (FOLEY et al., 1996) e o LPJ (SITCH et al., 2003). A utilização do CPTEC-PVM e do CPTEC-PVM2.0 neste estudo foi motivada pelo bom desempenho apresentado por estes modelos na

representação da distribuição da vegetação na América do Sul (melhor que outros modelos comumente utilizados na literatura, como o BIOME).

O projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP; sigla em inglês) disponibilizou resultados de vários modelos de circulação geral oceano-atmosfera acoplados (MCGAO). Esses modelos simulam as condições atuais do clima (cenário 20C3M) e as do século XXI para o Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas – Quarto Relatório de Avaliação (IPCC/AR4) de acordo com mudanças em forçantes climáticas, incluindo o incremento do CO<sub>2</sub> atmosférico e de outros gases de efeito estufa (como o metano e o óxido nitroso, entre outros). Esta tese utiliza as saídas de 15 destes MCGAO do clima presente e dos cenários futuros projetados com altas, medias e baixas emissões de gases de efeito estufa, denominados, respectivamente, A2, A1B e B1. **Inicialmente é realizada, neste estudo, uma avaliação do desempenho dos MCGAO na simulação das condições climáticas atuais, em comparação com a climatologia observada.**

Para o estudo das conseqüências da mudança climática na escala dos modelos globais do IPCC utiliza-se o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM. Poucos estudos (especialmente no contexto dos dados do IPCC/AR4) têm pesquisado a resposta da vegetação às mudanças climáticas futuras baseados em saídas de diferentes MCGAO. **Um dos objetivos específicos deste trabalho é a análise da distribuição da vegetação, tanto para cada uma das saídas dos MCGAO individualmente como para a “maioria” e para o “consenso”,** definidos quando mais de 50 e 75% dos modelos, respectivamente, apontam para uma mesma condição futura da vegetação (permanência ou substituição), nos diferentes cenários analisados.

A resolução espacial dos modelos globais é um fator de incerteza nos estudos de mudança climática. A importância de cenários climáticos com alta resolução temporal e espacial para estudos de impactos e medidas de adaptação à



mudança climática tem sido até agora pouco explorada na América do Sul (MARENGO, 2009). Os modelos regionais de mudança climática podem representar fatores locais que afetam o clima regional assim como a variabilidade climática interna, e representam um efetivo método de “downscaling” para a escala regional. Nesse contexto, ressalta-se a iniciativa de implementação do projeto CREAS (Cenários Regionais de Mudança Climática para América do Sul. MARENGO E AMBRIZZI, 2006; MARENGO et al., 2007), no qual três modelos regionais foram integrados com condições de contorno do modelo HadAM3P: Eta CCS (PISNITCHENKO E TARASOVA, 2009), RegCM3 (AMBRIZZI et al., 2007) e HadRM3P (JONES et al., 2004, MARENGO E AMBRIZZI, 2006; MARENGO et al., 2009). **A partir das saídas destes modelos, este trabalho visa estudar as possíveis mudanças na vegetação decorrentes da mudança climática regional.**

Para a integração das saídas dos modelos regionais de mudança climática com os modelos de vegetação potencial foi necessário, antes de tudo, **elaborar um mapa de vegetação natural na escala dos modelos regionais (50 km)**. Esse mapa, que inclui as florestas estacionais da América do Sul, é desenvolvido com base nos mapas de vegetação atual de Eva et al. (2004), de vegetação natural de Lapola et al. (2008) e em diferentes mapas regionais. Além disso, inclui-se a variabilidade espacial do tipo de solo, modifica-se o sub-modelo de balanço hídrico e recalibram-se as versões originais dos modelos para a escala regional (doravante as versões regionais dos modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 serão chamadas de CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0, respectivamente). Desta forma, esse trabalho contribui para a melhoria da representação da cobertura vegetal através da **implementação de um modelo de vegetação potencial para América do Sul que leva em consideração o tipo de solo, e que servirá para o estudo da distribuição de biomas na América do Sul com cenários regionais de mudança climática.**

Segundo o Painel Intergovernamental de Mudança Climática (IPCC, 2007), nos

últimos 50 anos têm ocorrido mudanças antropogênicas intensas mais importantes que a variabilidade natural do clima, com conseqüências para a disponibilidade de recursos hídricos em nível global e regional. Algumas regiões da América do Sul, como a Amazônia e o Nordeste do Brasil, podem ser categorizadas como regiões de grande risco devido à variabilidade climática e às mudanças ambientais globais. Os resultados encontrados neste trabalho apontam essas mesmas áreas como as de maior risco na América do Sul. **Aproveitando o modelo regional CPTEC-PVMReg2.0 estudam-se as modificações da vegetação nestas duas regiões para condições prescritas de precipitação, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub>.** Esta parte do trabalho visa contribuir com a questão do possível “dieback” da floresta Amazônica como apontado por Cox et al. (2000) e que tem gerado discussão na comunidade científica. Mudanças da vegetação da floresta Amazônica neste sentido não só influenciam os aspectos ecológicos e sócio-econômicos da região, mas também amplificam o aquecimento global pela liberação de CO<sub>2</sub> (COX et al., 2000). Não são considerados neste trabalho outros fatores, igualmente importantes, de pressão sobre os ecossistemas naturais, como o desmatamento (NEPSTAD et al., 2008) e as queimadas (CARDOSO et al., 2009). O risco de mudanças na vegetação aumenta quando consideramos que esses fatores têm interações sinérgicas com a mudança climática (BETTS et al., 2004; 2008; NEPSTAD et al., 2008).

O futuro da floresta Amazônica sob diferentes cenários de mudança climática é, ainda, uma questão em aberto. As incertezas vêm desde as divergências nas projeções climáticas até a impossibilidade de representar processos de adaptação da vegetação nos modelos (devido á grande variabilidade espacial e temporal destes mecanismos). A resposta da floresta para concentrações elevadas de CO<sub>2</sub>, como as projetadas pelos cenários mais pessimistas de mudança climática, também tem sido muito debatida recentemente, em parte pela impossibilidade de realizar experimentos de grande escala que comprovem o comportamento da floresta sob estas condições. Com as

limitações e deficiências de um estudo de modelagem, este trabalho busca ser um aporte nesta questão que ajude no avanço do entendimento da resposta da vegetação às alterações climáticas que estão por vir.

Esta tese está dividida em 8 capítulos. No Capítulo 2, apresenta-se uma revisão geral dos diferentes mecanismos de interação biosfera-atmosfera e os principais resultados de estudos neste tema. A descrição dos modelos e as modificações realizadas para a utilização na escala regional são apresentadas no Capítulo 3. No Capítulo 4, é feita uma avaliação do desempenho dos modelos globais e regionais para simular as condições atuais do clima na América do Sul. Nos Capítulos 5 e 6 são apresentados os resultados das consequências da mudança climática na América do sul com os cenários globais e regionais, respectivamente. No Capítulo 7, são apresentados os resultados da análise da vegetação na Amazônia e nordeste do Brasil para diferentes condições prescritas de precipitação, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub>. As conclusões são apresentadas no Capítulo 8.

## 2 INTERAÇÕES ENTRE A VEGETAÇÃO E O CLIMA NA AMÉRICA DO SUL

### 2.1 Interação entre a vegetação e o clima no sistema terrestre

As interações entre a vegetação e o clima ocorrem em diferentes escalas espaciais (desde micrometeorológicas até a escala global) e temporais (desde segundos até séculos). Um exemplo desta interação na escala espacial é a forma como as condições atmosféricas (concentração de CO<sub>2</sub>, temperatura, radiação solar) afetam a taxa de fotossíntese e respiração das plantas (CHURKINA E RUNNING, 1998), o que indica que diferentes fatores ambientais são limitantes do crescimento da vegetação. Por exemplo, a respiração heterotrófica e autotrófica são reações químicas cuja velocidade de reação depende da temperatura (CHURKINA E RUNNING, 1998). O efeito da concentração do CO<sub>2</sub> na fotossíntese tem sido estudado desde o século XIX (ARRHENIUS, 1896), mostrando teoricamente aumento da fotossíntese devido a elevação da concentração de CO<sub>2</sub> (efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>). Experimentos de campo, como o FACE (Free Air CO<sub>2</sub> Enrichment; NOWAK et al., 2004), em que grandes áreas de ecossistemas naturais e áreas de cultivo foram submetidas a elevadas concentrações de CO<sub>2</sub>, ainda não são conclusivos sobre o efeito líquido desse aumento na produção dos ecossistemas em grande escala (OREN et al., 2001; NORBY et al., 2006).

Na escala temporal, provavelmente a menor escala de interesse pela influência da concentração de CO<sub>2</sub> no ambiente está relacionada com a abertura e o fechamento dos estômatos, que podem ser abruptos, dependendo das condições ambientais. A vegetação, devido a sua dependência de luz, apresenta tanto na fotossíntese quanto na troca de CO<sub>2</sub> um marcado ciclo diurno e, em regiões fora dos trópicos, um assinalado ciclo anual. Geralmente, o aumento da escala temporal dos processos vem acompanhado pelo aumento na escala espacial.

Uma das manifestações mais claras das interações da atmosfera com os ecossistemas é a relação entre o padrão global da vegetação e o clima. A localização dos desertos e das florestas tropicais, entre outros tipos de biomas, é ditada pelas características do clima (PRENTICE, 1990). Mudanças no clima, como as ocorridas durante o final do Quaternário e o Holoceno, levaram a mudanças de grande escala na distribuição dos biomas (PRENTICE et al., 1992). Do outro lado, mudanças na distribuição e na estrutura da vegetação influenciam o clima. As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência nas trocas de energia, água e *momentum* entre a superfície terrestre e a atmosfera. Mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes e a disponibilidade de umidade no solo (PRENTICE et al., 1992).

Nesse contexto, diferenças entre a vegetação potencial (determinada a partir de condições ambientais específicas) e a natural (vegetação nativa, sem perturbações pelo uso da terra) dependem da escala espacial adotada. Por exemplo, em escala global, existe uma razoável correspondência entre a vegetação potencial e natural. No entanto, na escala regional, não apenas o clima determina a distribuição da vegetação, mas também outros processos, como o tipo de solo, a topografia, a ocorrência de queimadas, etc. Assim, diferenças entre a vegetação potencial e a natural podem existir, uma vez que, para uma resolução espacial mais alta, o crescimento das plantas é melhor caracterizado em termos do comportamento sazonal do conteúdo de água no solo. Isso porque as plantas respondem à sazonalidade da precipitação e da evapotranspiração mediante a capacidade de armazenamento de água no solo. Assim, se por um lado, a sazonalidade na distribuição da precipitação pode afetar de maneira intensa a severidade dos períodos de seca e, portanto, a forma como as plantas adaptam-se ao clima (NEILSON et al., 1989); por outro, a profundidade e a textura do solo também se apresentam como importantes características, especialmente em climas com uma forte sazonalidade.

## 2.2 Estudos de modelagem da interação vegetação – clima

Os estudos experimentais buscam entendimento dos efeitos do clima na vegetação numa escala local. Para aplicar este conhecimento na escala regional e global, a modelagem é a ferramenta mais efetiva. A modelagem da vegetação tem sido explorada em diferentes áreas, dependendo das necessidades do estudo: biogeofísicas, biogeográficas, biogeoquímicas ou acoplamento de todas as anteriores.

Os modelos biogeofísicos ou esquemas de superfície foram desenvolvidos para representar as condições superficiais nos modelos atmosféricos (p.ex. BATS de DICKINSON et al., 1986; SiB de SELLERS et al., 1986; LSX de POLLARD E THOMPSON, 1995; LSM de BONAN, 1995). Esses modelos, que simulam o balanço de *momentum*, água e energia no sistema, trabalham com vegetação prescrita, portanto, não levam em consideração as mudanças na vegetação que afetam o clima. O avanço na representação dos processos atmosféricos nos modelos globais e o avanço no uso de modelos de superfície têm possibilitado o avanço dos estudos de modelagem. Nas últimas décadas, importantes pesquisas têm sido realizadas focalizando os impactos climáticos do uso da terra e as mudanças na cobertura vegetal (p. ex., CHARNEY et al., 1977; CHASE et al., 2001; COE et al., 2009; CORREIA et al., 2007; COSTA E FOLEY, 2004; COSTA et al., 2007; DA SILVA et al., 2008; DICKINSON E HENDERSON-SELLERS, 1988; HAHMANN E DICKINSON, 1997; NOBRE et al., 1991; PIELKE et al., 2002, ROCHA et al., 1996; SAMPAIO et al., 2007; SNYDER et al., 2004, SUD E MOLOD, 1988; TAYLOR et al., 2002; WERTH E AVISSAR, 2002; XUE, 1997). Isto tem levado ao avanço do entendimento dos mecanismos de retroalimentação na superfície, que envolvem não só as mudanças no balanço de energia, devido à modificação do albedo (relacionado com a vegetação), mas também mudanças no ciclo hidrológico, devido ao controle da vegetação na evapotranspiração.

A distribuição geográfica das comunidades de vegetação e sua relação para o clima têm sido examinadas com modelos de vegetação de equilíbrio (conhecidos como biogeográficos ou modelo de biomas). A classificação das zonas de vida segundo Holdridge (1947) é um bom exemplo de modelos que trabalharam com relações diretas bioma-clima. Uma classificação mais refinada foi proposta por Prentice et al. (1992) com o modelo BIOME e Neilson e Marks (1994) com o modelo MAPSS. Nestes modelos a ocorrência de um tipo funcional de plantas depende dos valores de variáveis bioclimáticas (envelope bioclimático). Oyama e Nobre (2004) desenvolveram o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM que consegue representar a distribuição global dos diferentes biomas, e em escala regional, os biomas da América do Sul, nos quais os modelos BIOME e BIOME3 têm algumas deficiências. Os modelos biogeográficos têm sido utilizados para simular os padrões globais da vegetação e como podem mudar sob diferentes regimes climáticos (p. ex. CLAUSSEN E ESCH, 1994; HARRISON et al., 1995; HARRISON et al., 1998; KING E NEILSON, 1992; NOBRE et al., 2004; PRENTICE E SYKES, 1995; PRENTICE et al., 1993; SALAZAR et al., 2007).

Os modelos biogeoquímicos de ecossistemas (p. ex. BIOME-BGC de Running e Coughlan, 1988; TEM de Melillo et al., 1993; CENTURY de Parton et al., 1993; CASA de Potter et al., 1993; BGC de Running e Hunt, 1991; DEMETER de Foley, 1994; DOLY de Woodward et al., 1995, entre outros) simulam o fluxo de carbono e de nutrientes entre a vegetação, o detrito e a matéria orgânica. Os elementos de maior interesse são o carbono, o nitrogênio, o fósforo e o enxofre. Dentre os ciclos destes elementos, o de carbono tem sido o mais estudado devido a sua direta relação com as concentrações de CO<sub>2</sub> atmosférico e conseqüente importância para as mudanças climáticas. Estes modelos tipicamente trabalham com vegetação e tipos de solos prescritos para examinar o padrão global de produtividade primária líquida, armazenamento de carbono e ciclos de nutrientes (p. ex. FOLEY 1995; LUDEKE et al., 1995;

MCGUIRE et al., 1992; MELILLO et al., 1993; RAICH et al., 1991; SOKOLOV et al., 2008).

O acoplamento de modelos biogeográficos e biogeoquímicos foi desenvolvido para estudar o efeito de longo prazo da mudança climática na vegetação. As mudanças no ciclo do carbono podem ser estudadas levando em consideração as mudanças na distribuição da vegetação. O projeto VEMAP (Vegetation/Ecosystem Modeling and Analysis Project) (VEMAP Members, 1995) acoplou três modelos biogeográficos (BIOME2, Haxeltine e Prentice, 1997; DOLY, Woodward et al., 1995, e MAPSS, Neilson, 1995) com três modelos biogeoquímicos (BIOME-BGC, Running e Gower, 1991; CENTURY, Parton et al., 1987, 1993; TEM, Melillo et al., 1993). Embora as conclusões desse projeto foram limitadas em razão do uso de modelos que faziam projeções de equilíbrio, ele ajudou no avanço do acoplamento de modelos biogeográficos com modelos biogeoquímicos. Exemplos de modelos biogeográficos – biogeoquímicos, referidos como modelos de vegetação dinâmica, são o IBIS (FOLEY et al., 1996), o BIOME3 (HAXELTINE E PRENTICE, 1996) e o LPJ-DGVM (SITCH et al., 2003). Recentemente, Lapola et al. (2009) incluíram o ciclo de carbono no modelo CPTEC-PVM (modelo chamado de CPTEC-PVM2.0). Este modelo pode ser considerado um modelo de complexidade intermediária, que apesar de ser um modelo híbrido bioquímico-biogeográfico, ainda pode ser considerado mais simples que outros modelos mais complexos e representativos, como o BIOME3, o IBIS e o LPJ-DGVM, com a vantagem de apresentar um bom desempenho na simulação da distribuição da vegetação para América do Sul. Muitos estudos têm sido feitos com o uso de modelos de vegetação dinâmica acoplada ou desacoplada aos modelos climáticos. Por exemplo, Friedlingstein et al. (1992), François et al. (1998), e Otto et al. (2002), usaram modelos de vegetação dinâmica (utilizando dados de entrada de modelos climáticos) para simular a distribuição da vegetação no último máximo glacial; e Scholze et al. (2006) utilizaram dados do IPCC/AR4 para estudar as possíveis consequências da mudança climática na



distribuição da vegetação.

A combinação de modelos biogeográficos com esquemas biogeofísicos de superfície permite modelar as mudanças na distribuição da vegetação, em conjunto com seu impacto no clima. Mais que prescrever a distribuição dos ecossistemas para o esquema da superfície, os tipos de ecossistemas são calculados usando um modelo biogeográfico. Os primeiros experimentos deste tipo foram feitos com acoplamento iterativo (p. ex. CLAUSSEN et al., 1998; COSGROVE et al., 2002; DE NOBLET-DUCOINDRÉ et al., 2000; KUBATZKI E CLAUSSEN, 1998). Este acoplamento iterativo (acoplamento assíncrono) foi feito integrando o modelo atmosférico por vários anos, calculando a vegetação de equilíbrio correspondente ao clima, e usando esta vegetação de equilíbrio para calcular as novas condições superficiais, que serão usadas para forçar a atmosfera novamente. Esta metodologia foi utilizada por Oyama e Nobre (2003) e Sampaio et al. (2009, em fase de elaboração) para estudar os estados de equilíbrio do sistema bioma-clima na América do Sul. Experimentos mais recentes foram feitos acoplando modelos biogeográficos diretamente com modelos atmosféricos (acoplamento síncrono), com a vantagem que mudanças na vegetação são tomadas instantaneamente como se refletissem uma vegetação de equilíbrio. Para a incorporação da dinâmica da vegetação, a componente biogeoquímica tem sido adicionada para simular o crescimento da vegetação. A combinação da biogeoquímica e da biogeofísica é muito usada para a representação da troca do CO<sub>2</sub> e do vapor da água pela vegetação. Como a troca destes gases é feita através dos estômatos nas folhas, e a resistência destes estômatos depende do déficit de água na planta, a troca destes dois gases está fortemente ligada.

Modelos que combinam biogeografia, biogeoquímica e biogeofísica são considerados o estado-da-arte na representação da vegetação para o uso em modelos do sistema terrestre. As mudanças na distribuição da vegetação são especialmente importantes para os efeitos de longo prazo, já que tanto a

superfície quanto o armazenamento de carbono podem mudar substancialmente em grandes períodos de tempo, com considerável influência no clima. Experimentos de mudança ambientais incluindo todos esses aspectos foram realizados por Bonan et al. (2003), Cox et al. (2000, 2004, 2006), Delire et al. (2004), Dufresne et al. (2002), Friedlingstein et al., (2006), Senna et al. (2009), White et al. (1999), Woodward e Iomas (2001), entre outros.

Um importante tópico de pesquisa, que pode ajudar na análise dos efeitos das mudanças climáticas futuras na distribuição dos biomas, está na análise nas condições ambientais e de vegetação no clima passado, como as o último máximo Glacial (Last Glacial Maximum, LGM) e o Holoceno médio (HM) (embora seja necessário levar em consideração que a configuração de outras forçantes climáticas, como a concentração de gases de efeito estufa, teve padrões diferentes no passado, se comparados com o presente). Diferentes trabalhos (BURBRIDGE et al., 2004; FARRERA et al., 1999; FELDBERG E MIX, 2002; MARCHANT et al., 2004) apresentam consenso de que as condições superficiais foram mais frias durante o LGM, embora não existe consenso da magnitude do esfriamento. Algumas evidências da região dos Andes (CHEPSTOW-LUSTY et al., 2005) apresentam evidências de condições mais úmidas, entretanto relacionar isto com as condições, por exemplo da Amazônia, é difícil devido ao desconhecimento de interações dinâmicas entre a Amazônia e os Andes (COOK E VIZY, 2006). Reconstruções de vegetação do LGM (ADAMS E FAURE, 1998; VAN DER HAMMEN, 1974; VAN DER HAMMEN E ABSY, 1994) sugerem redução da floresta tropical. Mayle et al. (2004) indicaram que a floresta Amazônica permaneceu durante o LGM, porém a composição de espécies foi diferente.

De especial interesse é o estudo da vegetação no Holoceno médio, uma vez que é um período com numerosos registros confiáveis de dados que indicam um clima que se diferenciou, regionalmente e sazonalmente dos dias atuais. Estudos paleoambientais têm sido realizados para diversas regiões da América

do Sul e fornecem uma representação do clima no passado. Esses estudos revelaram um comportamento mais seco durante o HM sobre a região amazônica (BEHLING et al., 2000; TURCQ et al., 1998; TURCQ et al., 2002) e sul e sudeste brasileiro (BEHLING, 2001; TURCQ et al., 2002). Além disso, Mayle et al. (2000) e Haug et al. (2001) verificaram o deslocamento da ZCIT para sul no HM, justificando os resultados de Silva Dias et al. (2002) que, utilizando o modelo do Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), verificaram que a região nordeste do Brasil encontrava-se mais úmida e mais fria (principalmente no verão) e, em média, a estação seca era mais curta, durante o Holoceno Médio. Melo (2007) integrou o CPTEC-PVM para as condições do Holoceno Médio obtidas com o modelo global do CPTEC, verificando um corredor de savanização na porção centro-norte da Amazônia e sul da região, indicativos de clima mais seco em ambas regiões, concordando com dados paleoambientais de Rondônia e Humaitá (PESSENDA et al., 1998; SIFEDDINE et al., 2001). Também foi verificado a expansão de campos extratropicais sobre a Mata Atlântica (devido a ausência da ZCAS) condizente com registros paleoclimáticos e palinológicos para essa região que indicam clima mais seco e quente com cobertura vegetal tipo campos (BEHLING, 2002; BEHLING et al., 2001; 2004).

### **2.3 América do Sul e as mudanças climáticas**

Nas últimas décadas, a variabilidade climática e os eventos extremos têm afetado diversas regiões da América do Sul (p. ex. Chuvas intensas na Venezuela (1999, 2005), enchentes nos pampas argentinos (2000, 2002), seca da Amazônia (2005), tormentas na Bolívia (2002) e na Argentina (2006), etc.) (MAGRIN et al., 2007). Os grandes impactos negativos destes fenômenos sobre a população mostram a grande vulnerabilidade que a América do Sul tem frente às mudanças climáticas, se considerarmos as projeções de aumento na frequência dos eventos extremos para o futuro. Diferentes estudos têm

mostrado que o clima atual vem apresentando uma tendência a extremos consistentes com o aquecimento observado, principalmente o aumento das noites quentes e a diminuição das noites frias na América do Sul (AGUILAR et al., 2005; ALEXANDER et al., 2006; CAESAR et al., 2006, HAYLOCK et al., 2006; MARENGO E CAMARGO, 2007; MARENGO et al., 2007; TEBALDI et al., 2006, VINCENT et al., 2005;). No entanto, a falta de registros de longo prazo dificulta conclusões nas tendências de eventos extremos em regiões como a Amazônia (MAGRI et al., 2007).

Todas as projeções dos MCGAO indicam aumento de temperatura de 1° a 4°C no cenário B2 e de 2° a 6°C no cenário A2 para América do Sul, com os maiores valores na região tropical. As projeções da precipitação dos diferentes MCGAO apresentam muitas divergências, tanto no sinal quanto no valor da anomalia (BOULANGER et al., 2006a; 2006b). Vera et al. (2006) analisaram o desempenho de sete MCGAO para simular as condições atuais do clima e as regiões de consenso nas anomalias projetadas de precipitação, encontrando que os modelos conseguem reproduzir os principais mecanismos de precipitação na América do Sul, com alguns problemas principalmente na representação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Com relação às projeções futuras de precipitação, o consenso dos modelos apresenta aumento na estação de verão no sudoeste da América do Sul, redução no inverno sobre quase todo o continente e redução anual na região sul dos Andes.

Metodologias de “downscaling” para a resolução regional, que podem ser estatísticas ou dinâmicas, são uma ferramenta útil que permite aproveitar as vantagens na representação de processos de menor escala dos modelos regionais. No entanto, as incertezas relacionadas ao MCGAO usado para obter as condições de contorno devem ser consideradas. Para América do Sul, poucos estudos têm sido feitos com o uso destas metodologias (p. ex. BIDEGAIN E CAMILLONI, 2004; MARENGO E AMBRIZZI, 2006; MARENGO et al., 2009; NUÑEZ et al., 2005; SOARES E MARENGO, 2008; SOLMAN et al.,

2008).

Tanto os estudos em nível global quanto em nível regional apontam as regiões da Amazônia (HUNTINGFORD et al., 2008; MALHI et al., 2008; MARENGO et al., 2007) e do nordeste do Brasil (MARENGO et al., 2007) como áreas muito vulneráveis às mudanças climáticas (com o agravante de serem locais com populações muito pobres e com pouca capacidade de adaptação).

### **2.3.1 Amazônia e mudanças climáticas**

A floresta Amazônica (que em 2001 cobria aproximadamente 5,4 milhões de km<sup>2</sup> (SOARES-FILHO et al., 2006)) aporta cerca de 15% da fotossíntese terrestre global (FIELD et al., 1998). A evaporação e a condensação sobre a Amazônia têm um papel fundamental na circulação atmosférica global (MALHI et al., 2007) e representa uma fonte de umidade para algumas regiões fora da Amazônia (LIEBMANN et al., 1999; MARENGO et al., 2004; NOBRE et al., 1991; SOARES E MARENGO, 2008). Nas décadas recentes a taxa de aquecimento sobre a Amazônia tem sido de 0,25°C/década (MALHI E WRIGHT, 2004), e as projeções de mudança climática indicam aumento médio de 3,3°C sob um cenário intermediário de emissões de gases de efeito estufa para finais do século XXI. As projeções de precipitação, embora sem consenso com relação ao sinal da anomalia anual, indicam diminuição de precipitação na estação seca, o que sem dúvida é o fator mais crítico para a manutenção da floresta no futuro (MALHI et al., 2007; NOBRE et al., 2005; SALAZAR et al., 2007). A precipitação na Amazônia é influenciada tanto pelas variações no oceano Pacífico (eventos de El niño) quanto pelo gradiente de temperatura norte-sul no Atlântico tropical (fator determinante na seca da Amazônia ocorrida no ano de 2005 (MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008)). Portanto, mudanças nas temperaturas superficiais do mar levarão a mudanças nos regimes de precipitação na Amazônia. Estudos de modelagem têm encontrado que mudanças na forçante oceânica externa e nas condições de

retroalimentação internas resultantes do aumento de CO<sub>2</sub> atmosférico podem levar ao decréscimo da precipitação e à seca persistente sobre a Amazônia, causando um “dieback” na floresta e amplificando o aumento de CO<sub>2</sub> atmosférico no século XXI (BETTS et al., 2004; BETTS et al., 2008; COX et al., 2000; COX et al., 2004). Por outro lado, Costa e Foley (2004) encontraram, com o modelo acoplado GENESIS-IBIS, que o efeito líquido do dobro das concentrações de CO<sub>2</sub> é um aumento de 0,28 mm/dia na precipitação média da bacia. A duração da estação seca, que determina os tipos de vegetação em alguns locais nos trópicos (NOBRE et al., 1991; SOMBROEK, 2001; STERNBERG, 2001), está fortemente influenciada pelas temperaturas superficiais do mar nos oceanos tropicais adjacentes (FU et al., 2001; LIEBMANN E MARENGO, 2001) e pelas condições locais da vegetação e da umidade do solo (FU E LI, 2004; JIPP et al., 1998; NEPSTAD et al., 2002). Portanto, o estudo dos mecanismos pelos quais a mudanças climáticas influenciam estes processos é fundamental para entender a distribuição futura da vegetação. Segundo as projeções de mudança climática, as secas podem ser mais intensas e freqüentes neste século como resultado do aquecimento global (COX et al., 2008; MALHI et al., 2008; WILLIAMSON et al., 2000), o que, além do efeito direto nas populações e biodiversidade da Amazônia, pode alterar o balanço de carbono global e acelerar o aquecimento do planeta (PHILLIPS et al., 2009).

A diminuição da precipitação (devido ao desmatamento ou ao aquecimento global) e aumento da estação seca em algumas regiões da Amazônia, poderiam levar a substituição da floresta tropical por outro tipo de vegetação mais resistente a múltiplos estresses causados pelo aumento de temperatura, períodos de secas e fogo. Esta hipótese de “savanização” (NOBRE et al., 1991) coloca a região leste da Amazônia num cenário de alta vulnerabilidade às mudanças climáticas (NOBRE et al., 2005). Experimentos de campo (PHILLIPS et al., 2009) e de modelagem (OYAMA E NOBRE, 2003; SALAZAR et al., 2007; SCHOLZE et al., 2006) mostram a vulnerabilidade desta região a

condições de estresse.

Li et al. (2006) estudaram a sazonalidade da precipitação na Amazônia para o clima presente e para o século XXI, com 11 modelos do IPPC/AR4. Os resultados desse trabalho mostram que os modelos subestimam a precipitação na Amazônia para o clima atual, e que não existe um consenso do sinal da anomalia da precipitação anual para o fim do século XXI. Malhi et al. (2007), considerando 23 MCGAO do IPCC, calcularam que a probabilidade de diminuição severa (diminuição > 50%) na chuva da estação seca é de 50% no sudeste, 30% no leste e 10% no centro e oeste da bacia. No que diz respeito à temperatura, todos os modelos estudados apresentam um aquecimento, embora existam divergências na magnitude deste. Vários experimentos de modelagem, usando tanto modelos biogeográficos como de vegetação dinâmica, têm sido feitos para estudar as conseqüências da mudança climática na vegetação global, com ênfase especial para a Amazônia. Cox et al. (2000) apresentaram os resultados do primeiro modelo oceano-atmosfera acoplado com um modelo de carbono e de vegetação dinâmica para o estudo do efeito do ciclo de carbono no aquecimento global. Os resultados indicaram que a retroalimentação do ciclo de carbono pode acelerar a mudança climática no século XXI (no modelo acoplado a concentração de CO<sub>2</sub> atinge 980 ppmv até 2100, comparado com 770 ppmv obtido quando o modelo é integrado sem o ciclo de carbono). No cenário de emissões IS92a, a biosfera terrestre atua como sumidouro de carbono até 2050, a partir daí começa a ser fonte. Uma das razões deste aumento de CO<sub>2</sub> na atmosfera é o **“dieback” da floresta Amazônica.**

Cox et al. (2004) fizeram uma análise detalhada dos mecanismos de perda de vegetação na Amazônia apresentada em Cox et al. (2000), e verificaram que o modelo utilizado (HadCM3LC) representa melhor que outros MCGAO a distribuição climática na região e a correlação negativa entre o aumento da temperatura no Pacífico (ENSO) e a redução da chuva na Amazônia nos

eventos do “El Niño”. O “dieback” da vegetação e a perda do carbono na Amazônia estão associados às áreas de maior aquecimento e de maior diminuição da chuva no modelo. Como as simulações do modelo colocam uma maior frequência de eventos de “El Niño” no futuro, esta pode ser uma explicação da diminuição da chuva e aumento da temperatura da Amazônia que ocasiona o “dieback”. Cox et al. (2008) também mostraram o bom desempenho deste modelo (HadCM3LC) para representar a relação entre o gradiente de temperatura no oceano Atlântico e a precipitação na Amazônia e, baseados nas projeções climáticas para o século XXI, concluíram que o gradiente de temperatura que ocasionou a seca do ano na Amazônia pode ser mais freqüente no futuro.

Betts et al. (2004) fizeram uma análise do papel da retroalimentação vegetação-atmosfera no **“dieback” da Amazônia** apresentado em Cox et al. (2000, 2004). O aumento do CO<sub>2</sub> atmosférico contribui em 20% na redução da precipitação através da forçante fisiológica do fechamento dos estômatos. O “dieback” da floresta exerce dois retroalimentações positivas na redução da precipitação: a retroalimentação biogeofísica através da redução da cobertura vegetal o que leva à diminuição da água reciclada da evaporação; e a retroalimentação biogeoquímica através da liberação do CO<sub>2</sub> que contribui para a aceleração do aquecimento. A redução da precipitação é atribuída em 20% devido ao “feedback” biogeofísico e em 5% devido à retroalimentação do ciclo de carbono. Esta análise explica porque a diminuição da precipitação é maior no modelo HadCM3LC do que em outros modelos. Dufresne et al. (2002), usando o modelo IPSL-CM2 acoplado ao modelo de carbono SLAVE, encontraram os mesmos resultados de Cox et al. (2000), porém a amplitude da retroalimentação entre o clima e o ciclo de carbono é três vezes menor.

Em Cramer et al. (2001) se fez uma comparação da resposta ao aumento de CO<sub>2</sub> e mudança climática associada de seis modelos de vegetação dinâmica. Quando os modelos são integrados, forçados apenas pelo aumento de CO<sub>2</sub>



(cenário IS92a), os modelos apresentam aumento de carbono na vegetação no século XXI. As simulações incluindo a mudança climática (modelo HadCM2-SUL) apresentaram diminuição nos valores de captura de CO<sub>2</sub> devido ao efeito fisiológico das plantas para altos valores de CO<sub>2</sub>. Quatro dos seis modelos apresentaram aumento da respiração heterotrófica e diminuição da Produtividade Primária Líquida (PPL) depois do ano 2050. Embora as simulações de Cramer et al. (2001) apontem para os mesmos mecanismos modelados em Cox et al. (2000) – de que em 2100 a emissão de CO<sub>2</sub> seria maior que a fixação – esse processo não seria o suficiente para significativas mudanças de vegetação na Amazônia.

Poucos estudos (especialmente no contexto dos dados do IPCC-AR4) têm pesquisado a resposta da vegetação às mudanças climáticas futuras, baseados em saídas de diferentes MCGAO. Scholze et al. (2006) usaram projeções de 16 modelos do IPCC/AR4 para o século XXI como dados de entrada para o modelo de vegetação dinâmica LPJ, com o intuito de identificar os ecossistemas mais vulneráveis à mudança climática. A Amazônia foi identificada como uma região de grande risco para a perda de grandes áreas de floresta, sob altas anomalias positivas de temperatura. Os modelos foram agrupados dependendo do aquecimento que eles simulam: < 2°C, 2-3°C e > 3°C. Eles quantificaram, a partir do conjunto de dados, o risco de um sumidouro de CO<sub>2</sub> virar fonte, encontrando: 13% de risco para T<2°C, 10% de risco para 2°C < T <3°C e 44% de risco para T>3°C. O menor risco dos valores 2-3°C comparado com o de <2°C é resultado do processo de fertilização. Entretanto, esse processo satura-se para altos valores de CO<sub>2</sub>, mostrando concordância com os resultados do modelo de Cox et al. (2000). Em Scholze et al. (2006), o risco de perda da floresta em algumas partes da Amazônia é de mais de 40% para os cenários que apresentam uma anomalia de temperatura maior que 3°C.

Cook e Vizy (2007) integraram o modelo regional PSU/NCAR MM5

(Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research, fifth-generation mesoscale model) numa escala de 60 km acoplado assincronamente ao modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM para estudar as implicações da mudança climática na vegetação da América do sul tropical e subtropical. O modelo acoplado reproduz o clima e a vegetação atual. O clima futuro foi simulado aumentando o nível de CO<sub>2</sub> para 757 ppm e com condições de contorno do modelo CCCMA CGCM3.1 (Canadian Climate Center) do período 2081-2100. O modelo acoplado simulou uma redução de 70% na extensão da floresta Amazônica para o final do século. Essas mudanças na vegetação estão relacionadas à diminuição da chuva média anual e à modificação no ciclo sazonal, associadas a um enfraquecimento dos sistemas de circulação tropicais.

Alo e Wang (2008) integraram oito saídas de modelos globais do IPCC-AR4 no cenário A1B, usando o modelo de vegetação dinâmica do CLM-DGVM (Community Land Model's Dynamic Global Vegetation Model). Os resultados apresentam a mesma tendência do trabalho de Scholze et al. (2006). Para a maioria dos MCGAOs, regiões da floresta Amazônica são substituídas por floresta sazonal, onde o modelo HadCM3 produz a maior degradação da floresta (substituição da floresta por campos).

Lapola et al (2009) analisaram os efeitos de mudanças climáticas futuras na distribuição dos biomas forçando o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM2.0 com climatologias oriundas de 14 MCG do IPCC, sob dois cenários de emissões antropogênicas, A2 e B1. Na América do Sul os maiores impactos seriam observados na Amazônia, Nordeste Brasileiro e na região dos Pampas Sulinos, em ambos os cenários (no A2 os impactos afetam áreas maiores nessas regiões, enquanto que no B1 os impactos são mais concentrados). Embora haja consenso apontando para um aumento da PPL em todo o subcontinente (exceto no Nordeste Brasileiro), ainda há incertezas quanto à distribuição de biomas em 2100 no Sudeste da Amazônia e no Nordeste

Brasileiro (é consenso que os campos dos Pampas Sulinos seriam substituídos por floresta). Entretanto, mais de 75% dos MCGAO utilizados apontam que a provável savanização na Amazônia ocorreria em uma área menor do que a apontada por estudos anteriores com o CPTEC-PVM original (SALAZAR, et al., 2007). Assim, os efeitos de aquecimento e aumento da concentração de CO<sub>2</sub> sobrepujam as incertezas em relação a precipitação apontadas pelos MCGAO do IPCC na Amazônia, uma vez que uma grande área permanece como floresta ombrófila em 2100. Entretanto, no Sudeste da Amazônia ainda há incertezas quanto a uma mudança de floresta para savanas.

Sitch et al. (2008) fizeram uma intercomparação de cinco modelos de vegetação dinâmica, forçados com climatologias observadas e quatro cenários de emissões do IPCC: A1F1, A2, B1 e B2. Os resultados mostram que os modelos representam adequadamente o balanço de carbono atual. Sob os cenários mais pessimistas de emissão de gases de efeito estufa, a resposta dos modelos diverge marcadamente, principalmente associada com a resposta da vegetação tropical. Entretanto, todos os modelos simularam decréscimo de carbono da vegetação devido à redução da precipitação projetada pelos cenários do modelo HadCM3LC.

Embora o conhecimento dos processos que ocorrem na floresta Amazônica tenha avançado nos últimos anos a partir de programas como o LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) e de experimentos de secas artificiais (FISHER et al., 2007; NEPSTAD et al., 2007), fluxos de torres e informação de satélites, ainda são necessários experimentos de campo de grande escala para entender alguns processos que ocorrem na floresta e que podem acelerar ou diminuir o “dieback” projetado por alguns modelos. Por exemplo, alguns experimentos sugerem que a floresta Amazônica pode ser mais resiliente (mas não invulnerável) a condições mais secas devido à existência de raízes profundas (BAKER et al., 2008; FISHER et al., 2007; NEPSTAD et al., 2007; ROCHA et al., 2004). Do outro lado, essa

resiliência pode estar condicionada pelo aumento do fogo em condições mais secas (CARDOSO et al., 2003; 2009; MALHI et al., 2009.). Assim, características como essa podem, gradativamente, ser incorporadas nos experimentos de modelagem.

É evidente que o entendimento da magnitude da mudança climática na Amazônia no século XXI e seus possíveis impactos na floresta Amazônica constitui um foco de pesquisa muito importante atualmente, que reflete a importância do bioma floresta tropical e dos sistemas climático, hidrológico e social associados a ele (MALHI E PHILLIPS, 2004).

### **2.3.2 Nordeste do Brasil e mudanças climáticas**

As populações das áreas semi-áridas nos países em desenvolvimento são as mais vulneráveis à variabilidade climática e potencialmente mais vulneráveis à mudança climática. Essa vulnerabilidade deve-se às fortes restrições no uso dos recursos naturais e à dependência da população a eles (KROL et al., 2004; KROL E BRONSTAERT, 2007). Diferente da região Amazônica, o nordeste do Brasil tem poucos trabalhos estudando os impactos da mudança climática nesta região. Marengo et al. (2007) e Marengo (2008) indicaram que o déficit hidrológico pode aumentar nesta região devido à diminuição da precipitação ou aumento da evapotranspiração, se as temperaturas aumentarem como indicam as projeções de mudança climática. Essas mudanças podem provocar processos de “desertificação” em algumas áreas (AMBRIZZI et al., 2007; NOBRE et al., 2005). Oyama e Nobre (2003), Salazar et al. (2007), Cook e Vizy (2008) e Lapola et al. (2009) mediante experimentos de modelagem apontam o interior do nordeste do Brasil como uma área com risco de aridização devido às mudanças climáticas.



### 3 DADOS E MODELOS UTILIZADOS

Neste Capítulo, são descritos os modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 e as mudanças realizadas neles para seu uso na escala dos cenários regionais de mudança climática (mudanças no sub-modelo hidrológico com a inclusão da variabilidade espacial dos tipos de solo e calibração de parâmetros). Também são descritos a metodologia para a elaboração do mapa de vegetação natural na escala de 50 km e os dados climáticos utilizados como entrada (forçantes) dos modelos utilizados (doravante os modelos regionais serão chamados de CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0).

#### 3.1 Dados utilizados

##### 3.1.1 Mapas de vegetação natural

Para analisar os efeitos das mudanças climáticas na vegetação é necessário comparar as saídas dos PVMs com um mapa de vegetação natural de referência. No caso dos experimentos com os cenários globais de mudança climática, serão utilizados os mapas de vegetação natural desenvolvidos por Oyama (2002) (para o modelo CPTEC-PVM) e Lapola et al. (2008) (para o modelo CPTEC-PVM2.0) que estão baseados na classificação de vegetação de Dorman e Sellers (1989) (Tabela 3.1; o mapa de Lapola et al. (2008) inclui, além destes biomas, a floresta estacional). A Figura 3.1 apresenta os mapas de vegetação natural da América do Sul na resolução aproximada de 1.875° lat x lon.

Tabela 3.1 - Classificação da vegetação segundo Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994) e Oyama (2002). (Fonte: Oyama, 2002)

Bioma	Características	Nome usado por Oyama (2002) adotado neste trabalho
1	Árvores perenifólias com folhas largas	Floresta tropical
2	Árvores caducifólias com folhas largas	Floresta temperada

3	Árvores com folhas largas e árvores com folhas aciculadas	Floresta mista
4	Árvores perenifólias com folhas aciculadas	Floresta boreal
5	Árvores caducifólias com folhas aciculadas	Floresta de lariços
6	Árvores de folhas largas e gramíneas	Savana (cerrado)
7	Somente gramíneas (perene)	Campos extratropicais (campos, pradarias, estepes)
8	Arbustos com folhas largas e gramíneas perenes.	Caatinga
9	Arbustos com folhas largas e solo nu.	Semideserto
10	Arbustos e árvores anãs com musgos, líquens, gramíneas e ervas baixas.	Tundra
11	Solo nu	Deserto
20	Gelo perpétuo	Gelo

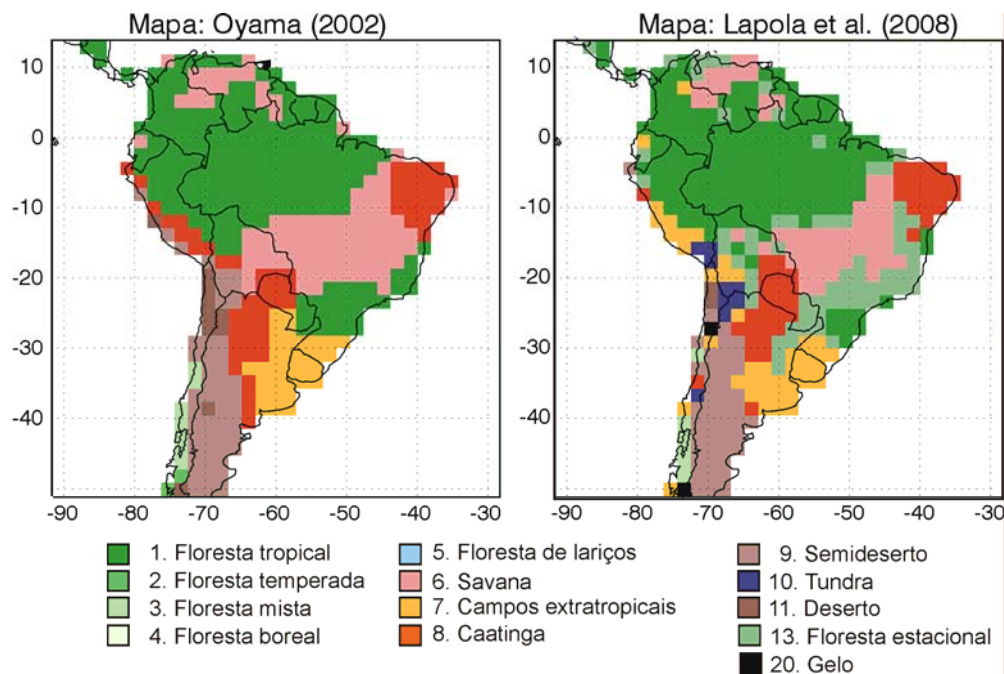


Figura 3.1 - Mapa de vegetação natural atual na resolução T62 (aprox. 1.875° lat x lon) de (esquerda) Oyama (2002) e (direita) Lapola et al. (2008).

Para a calibração dos modelos regionais de vegetação potencial e o estudo das alterações da vegetação devido à mudança climática, foi necessária a

elaboração de um mapa de vegetação natural na escala de 50 km (resolução dos cenários regionais de mudança climática). Este mapa de vegetação, além de conter os biomas do modelo original CPTEC-PVM (Tabela 3.1), inclui as florestas estacionais da América do Sul. A classificação de Dorman e Sellers (1989), na qual é baseada a classificação da vegetação do CPTEC-PVM, não permite na região tropical outra floresta além da ombrófila (as florestas estacionais tropicais são incluídas no bioma floresta tropical). No entanto, existem muitas diferenças entre estes dois tipos de biomas, o que justifica a inclusão deste tipo de bioma nos mapas de vegetação natural. Enquanto nas florestas tropicais não se verifica a ocorrência de estação seca, nas florestas estacionais se têm de 2 a 3 meses nas florestas semi-decíduais e de 5 a 6 meses nas florestas decíduais (LAPOLA et al., 2008).

A seguir são descritas as principais etapas seguidas para a obtenção do mapa de vegetação natural na escala regional:

- 1) Como mapa inicial foi usado o mapa de vegetação atual GLC2000 (EVA et al., 2004), devido à sua alta resolução espacial (1 km lat x 1 km lon).
- 2) Foi feita uma reclassificação do mapa GLC2000 para os biomas do modelo de vegetação potencial (Tabela 3.2, incluindo o bioma floresta estacional). As áreas classificadas como agricultura no mapa de vegetação atual GLC2000 foram classificadas como dados faltantes (Figura 3.2).



Tabela 3.2 Relação entre a classificação de vegetação do mapa GLC2000 e a vegetação dos modelos de vegetação potencial (incluindo a floresta estacional).

<b>BIOMAS MODELO VEGETAÇÃO POTENCIAL</b>	<b>GLC2000</b>
1. Floresta Tropical	10. Closed evergreen tropical forest 11. Open evergreen tropical forest 12. Bamboo dominated forest 30. Mangroves 31. Fresh water flooded forest 33. Flooded tropical forest 110. Montane forest 500-1000 m (dense evergreen) 111. Montane forest 500-1000 m (open evergreen) 112. Montane forest (bamboo) 130. Montane forest 500-1000 m (flooded forest) 131. Montane forest 500-1000 m (flooded forest) 133. Montane forest 500-1000 m (flooded forest) 160. Montane forest > 1000 m (dense evergreen) 161. Montane forest > 1000 m (open evergreen) 162. Montane forest > 1000 m (bamboo dominated) 180. Montane forest > 1000 m (flooded forest) 181. Montane forest > 1000 m (flooded forest) 183. Montane forest > 1000 m (flooded forest)
2. Floresta temperada + mista	40. Temperate closed evergreen broadleaf forest 42. Temperate mixed evergreen broadleaf forests 43. Temperate closed deciduous broadleaf forests 44. Temperate open deciduous broadleaf forests 140. Montane forests 500-1000m -temperate closed broadleaf 142. Montane forests 500-1000m - temperate mixed 143. Montane forests 500-1000m - closed temperate deciduous 144. Montane forests 500-1000m - open temperate deciduous 190. Montane forests >1000m -temperate closed broadleaf 192. Montane forests >1000m - temperate mixed 193. Montane forests >1000m - closed temperate deciduous 194. Montane forests >1000m - open temperate deciduous

6. Savana	24. Semi deciduous transition forest 60. Grass savannah 61. Shrub savannah 63, Periodically flooded savannah 124. Montane forests 500-1000m - transition forest 174. Montane forests >1000m - transition forest
7. Campos extratropicais	68. Closed montane grasslands 69. Open montane grasslands 70. Open steppe grasslands
8. Caatinga	20. Closed deciduous forest 21. Open deciduous forest 22. Closed semi deciduous forest 23. Open semi deciduous forest 64. Closed shrublands 66. Periodically flooded shrublands 120. Montane forests 500-1000m - closed deciduous 121. Montane forests 500-1000m - open deciduous 122. Montane forests 500-1000m - closed semi - deciduous 123. Montane forests 500-1000m - open semi-deciduous 170. Montane forests >1000m - closed deciduous 171. Montane forests >1000m - open deciduous 172. Montane forests >1000m - closed semi -deciduous 173. Montane forests >1000m - open semi- deciduous
9. Semi-deserto	65. Open shrublands 75. Sparse desertic steppe shrub /grasslands
11. Deserto	81. Desert
13. Floresta estacional	13. Closed semi-humid forest 14. Open semi-humid forest 113. Montane forests 500-1000 - closed semi humid 114. Montane forests 500-1000 - open semi humid 163. Montane forests > 1000m - closed semi humid 164. Montane forests > 1000m - open semi humid
20. Gelo	84. Permenent snow /ice
12. Faltante	50. Agriculture - intensive 51. Mosaic agriculture / degraded vegetation 52. Mosaic agriculture / degraded forests 53. Forest plantations (Llanos of Venezuela) 67. Moorlands / heathlands 71. Open steppe grasslands 80. Barren / bare soil 82. Salt pans 83. Water bodies 90. Urban

3) O mapa de vegetação atual reclassificado foi degradado da resolução original de 1 km para a resolução de 50 km, seguindo a metodologia proposta por Ramankutty e Foley (1999). Esta metodologia consiste em classificar o ponto de grade na escala de 50 km com o bioma dominante na escala de 1 km dos pontos que o compõem (presença do bioma em mais de 20% do total de pontos na escala original). No caso de um pixel de 50 km, caso não haja um tipo dominante de bioma ou mais de 50% dos pixels de 1 km sejam caracterizados como “dado faltante”, o pixel maior é considerado como faltante (Figura 3.2). Os dados faltantes estão concentrados na região do interior do Brasil, norte da Argentina, oeste do Equador e norte da Colômbia, associados principalmente com atividades agrícolas. Na região do sudoeste da Bolívia o bioma foi classificado como dado faltante devido às dificuldades na reclassificação para um tipo de bioma da Tabela 3.1.

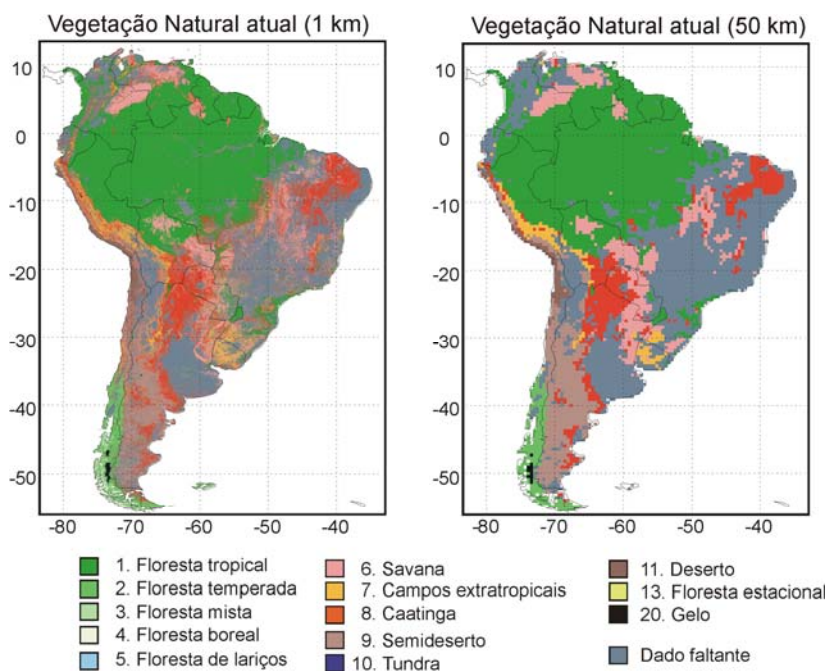


Figura 3.2 - Mapa de vegetação natural na escala de 1 km (esquerda) e

agregado para a escala de 50 km (direita). Dados faltantes: Agricultura, corpos de água e biomas que não foram classificados no mapa de 1 km do GLC2000.

- 4) Os pixels considerados como faltantes na escala de 50 km são preenchidos com base em informações de mapas regionais e com ajuda do mapa de Lapola et al., (2008), doravante chamando de LON08. Este mapa foi desenvolvido na escala de 1° x 1° e inclui as florestas estacionais da América do Sul. Desta maneira, o mapa gerado, neste trabalho, pode ser considerado um refinamento do mapa LON08 e poderá ser usado para outros estudos com modelos climáticos regionais. Por exemplo, para o preenchimento dos dados faltantes, no Brasil, foi utilizada a classificação do mapa de cobertura vegetal dos biomas brasileiros (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007). Outra importante fonte de dados foi encontrada no endereço eletrônico da National Geographic (Terrestrial Ecoregions of the world: <http://www.nationalgeographic.com/wildworld/>).

O mapa de vegetação natural resultante é apresentado na Figura 3.3. Nota-se a inclusão do bioma floresta estacional (que inclui as florestas decíduas e semi-decíduas), principalmente nas regiões de fronteira entre a vegetação de savanas e florestas tropicais. As principais diferenças deste mapa com LON08 encontram-se nas regiões oeste da Bolívia, onde o bioma campos foi substituído pelo bioma semi-deserto e no centro do Paraguai, no qual o bioma floresta estacional foi substituído por savana. O oeste da Bolívia é uma região com vegetação denominada de Puna seca, com valores baixos de precipitação anual (< 400 mm/ano) e com um forte período seco (de até 8 meses). Ribera et al. (1994) classificam essa região como semi-deserto de altitude dos Andes. As regiões central do Paraguai e nordeste da Argentina, conhecida como Chaco úmido, é considerada como uma região que combina florestas com savanas, portanto foi classificada como savana.

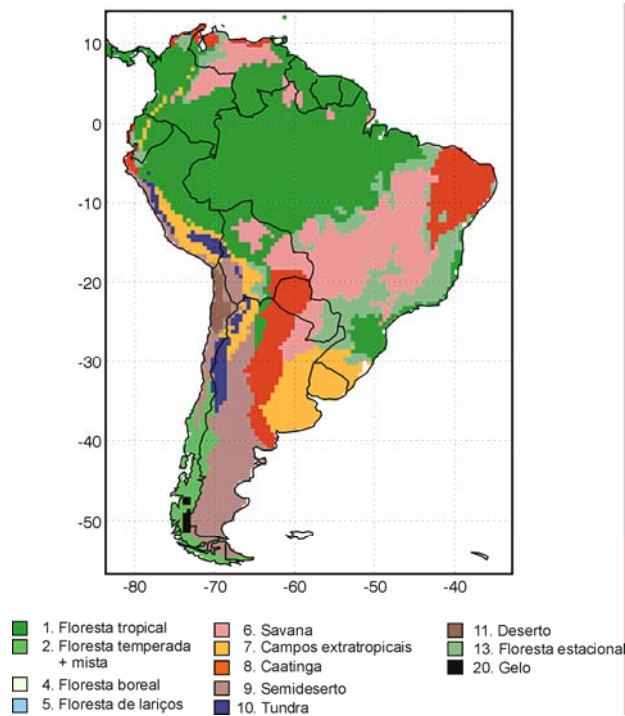


Figura 3.3 - Mapa de vegetação natural na escala de 50 km.

### 3.1.2 Climatologias

- A climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar provém de Willmott e Matsuura (1998) na escala de 0.5° x 0.5° (para a utilização no modelo de vegetação potencial de baixa resolução foi degradada para a escala de 1.875° lat x 1.875° lon).
- Os dados de radiação fotossinteticamente ativa incidente (IPAR) do período 1986-1995 foram obtidos do projeto “NASA/WCRP-GEWEX Surface Radiation Budget” (STACKHOUSE et al., 2000).
- Os dados de textura do solo foram os mesmos utilizados nos modelos BIOME3 (HAXELTINE E PRENTICE, 1996) e LPJ (SITCH et al., 2003) que são baseados nos dados da FAO (FAO, 1991; ZOBLER, 1986). A partir da classificação da textura do solo, pode-se obter a taxa de percolação (mm dia<sup>-1</sup>) e a capacidade de armazenamento de água no solo (em porcentagem

da profundidade da camada de solo), definida como a diferença entre a capacidade de campo e o ponto de murcha (Tabela 3.3). Esta informação é usada na versão regional dos modelos de vegetação potencial.

- Os cenários de mudança climática global e regional utilizados são descritos no Capítulo 4.

Tabela 3.3 - Parâmetros do solo:  $K_{perc}$  representa a percolação na capacidade de campo e  $H_{max}$  é a capacidade volumétrica de armazenamento de água no solo (expressada como a fração da profundidade da camada de solo)

<b>Textura do solo</b>	<b><math>K_{perc}</math> (mm dia<sup>-1</sup>)</b>	<b><math>H_{max}</math> (%)</b>
Coarse	5.0	0.2
Medium	4.0	0.15
Fine-nonvertisol	3.0	0.12
Medium-coarse	4.5	0.13
Fine-coarse	4.0	0.115
Fine-medium	3.5	0.135
Fine-medium-coarse	4.0	0.127
Organic	9.0	0.300
Fine, vertisol	0.2	0.100

Fonte: Sitch et al. (2003).

## 3.2 Modelos de vegetação potencial

### 3.2.1 O Modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM

O modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM (OYAMA E NOBRE, 2004) tem sido utilizado em diferentes estudos climáticos, aproveitando seu bom desempenho na simulação dos biomas globais, em especial sobre a América do Sul, e sua simplicidade (o que permite atribuir causalidade nos diferentes experimentos). Por exemplo, tem sido utilizado para o estudo dos estados de equilíbrio do sistema bioma-clima na América do Sul (OYAMA E NOBRE, 2003); para investigar as conseqüências da mudança climática nos biomas da América do sul usando o modelo desacopladamente da componente atmosférica (NOBRE et al., 2004, SALAZAR et al., 2007) e acoplado a um modelo climático regional (COOK E VIZY, 2008); para estudar a redistribuição

dos biomas como resposta às mudanças no clima produzidas pela substituição de floresta por pastagem degradada e soja (SAMPAIO et al. 2007); ou para integrar o modelo às condições do Holoceno médio para o estudo da distribuição da vegetação no passado (MELO, 2007).

O modelo CPTEC-PVM utiliza como variáveis de entrada o tempo térmico acumulado ( $G$ , em °C dia/mês,  $G_0$ : temperatura basal de 0°C,  $G_5$ : temperatura basal de 5°C), a temperatura do mês mais frio ( $T_c$  em °C), um índice hídrico ( $H$ , que permite diferenciar entre climas úmidos e secos) e um índice de seca ( $D$ , que representa a sazonalidade da umidade do solo). Estas variáveis são obtidas mediante um modelo de balanço hídrico baseado em Willmott et al. (1985) com algumas modificações no que diz respeito à possibilidade de congelamento do solo e a formulação da evapotranspiração, que é feito pelo método de Penman-Monteith ao invés do método de Thornthwaite (segundo Oyama e Nobre (2004) o método de Thornthwaite apresenta grande sensibilidade da evapotranspiração em relação à temperatura entre 20 e 30°C, que é corrigida usando o método de Penman-Monteith). O modelo hídrico considera uma única camada homogênea de solo coberta por um único tipo de vegetação em todas as áreas continentais. Isso significa que diferentes tipos de solos e vegetação não são considerados. Adota-se a espessura do solo de 1 m e o armazenamento máximo de água no solo de 500 mm. Estas suposições foram feitas para utilizar uma menor quantidade de parâmetros no modelo.

Conforme citado em Oyama e Nobre (2004), as variáveis ambientais de entrada são:

$$G_5 = \sum_{i=1}^{12} n_i F [T_i - 5] \quad (3.1)$$

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{12} g_i E_i}{\sum_{i=1}^{12} g_i E_{\max,i}} \quad (3.2)$$

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{12} F[0,5 - w_i]}{6} \quad (3.3)$$

$$F[x] = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ x, & x < 0 \end{cases}; g = \begin{cases} 1, & \text{solo sem congelamento} \\ 0, & \text{solo congelado} \end{cases} \quad (3.4)$$

com  $T$  a temperatura média mensal (°C);  $n$  o número de dias do mês;  $E$  a evapotranspiração real;  $E_{\max}$  a evapotranspiração máxima; e o índice  $i$  referente ao mês (de 1 a 12). A escolha das variáveis  $G_0$ ,  $G_5$ ,  $T_c$  e  $H$  baseia-se em Prentice et al. (1992), e a variável  $D$  representa, explicitamente, a sazonalidade da água no solo, e é acrescentada para que a duração da estação seca possa ser considerada na escolha dos biomas potenciais ( $H$  leva em conta a sazonalidade implicitamente).

Para cada ponto de grade (localidade), a partir da climatologia mensal da precipitação e temperatura do ar, executa-se o modelo de balanço hídrico (na escala diária e agregado para a escala mensal) e calculam-se então as variáveis de entrada do modelo de vegetação potencial ( $G_0$ ,  $G_5$ ,  $T_c$ ,  $H$  e  $D$ ; doravante chamadas ambientais). A partir do conjunto de variáveis ambientais, o CPTEC-PVM diagnostica o bioma, de acordo com a classificação de Dorman e Sellers (Tabela 3.1), em equilíbrio com o dado clima, seguindo o algoritmo mostrado na Figura 3.4.



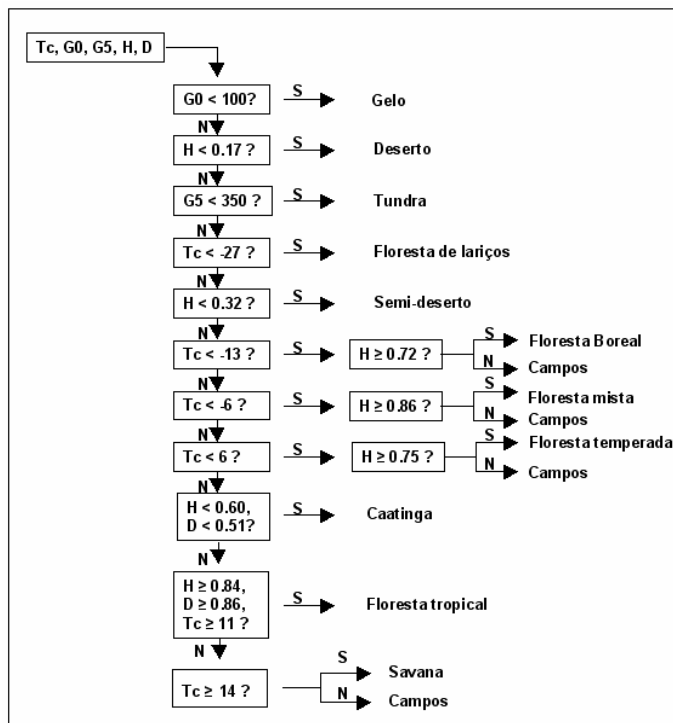


Figura 3.4 - Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais do CPTEC-PVM. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ ,  $G_5$ ), em °C dia/mês. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não. (Fonte: Oyama e Nobre, 2004).

Resumindo o algoritmo: Os parâmetros da temperatura basal ( $G_0$  e  $G_5$ ) são importantes para a determinação dos biomas frios (gelo ou tundra). Sob condições de umidade ( $H$ ) ou temperatura mínima ( $T_c$ ) muito baixas ocorrem desertos, semi-desertos e florestas de lariços, respectivamente. Quando  $T_c < 6$  °C e dependendo das condições de umidade ocorrem florestas boreais, mistas, temperadas ou campos (biomas extratropicais), caso contrário ocorrem biomas tropicais (floresta tropical, savana e caatinga). Em climas úmidos com pouca sazonalidade ( $H$  e  $D$  altos) ocorrem florestas tropicais, para níveis intermediários ocorrem savanas e para condições de pouca umidade e alta sazonalidade ( $H$  e  $D$  baixos) ocorre caatinga.

Para avaliar a concordância (grau de similaridade) entre mapas, foi usada neste trabalho a estatística  $\kappa$  (MONSERUD E LEEMANS, 2002; Tabela 3.4) e um índice de acerto ( $R$ ) que calcula a porcentagem de pontos onde há concordância entre os mapas. Quando se compara o mapa de saída do modelo a partir da climatologia atual (vegetação potencial atual) ao de vegetação natural atual (Figura 3.5), a estatística  $\kappa$  é de 0,57, o que significa que o CPTEC-PVM tem uma boa representação dos biomas para América do Sul (melhor que outros modelos comumente utilizados na literatura, por exemplo o modelo BIOME apresenta uma  $\kappa$  de 0,49).

Tabela 3.4 - Concordância entre mapas de acordo com a estatística  $\kappa$ .

Valor de $\kappa$	Concordância
< 0,05	Inexistente
0,05 – 0,20	Muito ruim
0,20 – 0,40	Ruim
0,40 – 0,55	Regular
0,55 – 0,70	Boa
0,70 – 0,85	Muito boa
0,85 – 0,99	Excelente
> 0,99	Perfeita

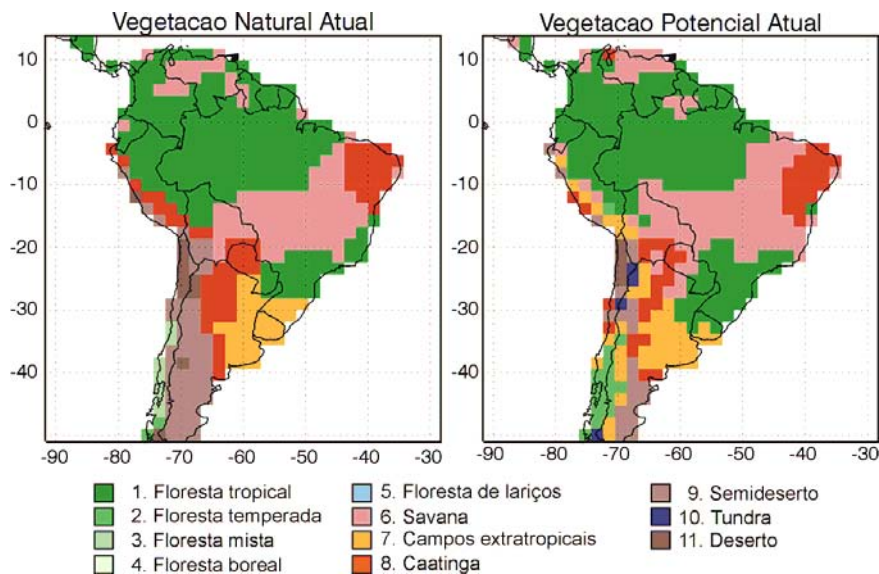


Figura 3.5 - Vegetação natural atual e vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVM.

O modelo torna-se importante para simulações na América do Sul uma vez que consegue representar adequadamente a distribuição da vegetação na escala global e simula corretamente os biomas da América do Sul. Um exemplo disso é a boa simulação dos biomas campos e caatinga, que outros modelos, comumente utilizados na literatura, não conseguem representar adequadamente.

### **3.2.2 Modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM2.0**

O modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM2.0 (LAPOLA et al., 2009) estende o modelo CPTEC-PVM com a incorporação do ciclo de carbono sem perder seu bom desempenho para a simulação dos biomas na América do Sul. Este modelo considera a resposta fisiológica da vegetação para diferentes níveis de CO<sub>2</sub>, fazendo com que os biomas sejam determinados principalmente a partir da PPL, o que demanda o cálculo dos processos que caracterizam e influenciam a fotossíntese e a respiração autotrófica. A formulação do sub-modelo de fotossíntese baseia-se nos modelos de vegetação TRIFFID-DVM (COX, 2001), Simple TRIFFID-DVM (HUNTINGFORD et al., 2000) e do esquema de parametrização de superfície SiB2 (SELLERS et al., 1996), os quais por sua vez são derivados dos trabalhos pioneiros de Farquhar et al. (1980) e Collatz et al. (1991). A taxa bruta de fotossíntese do dossel é calculada em termos de três fatores potencialmente limitantes do processo fotossintético: limitação enzimática pela Rubisco, limitação pela luminosidade e limitação da capacidade de transporte dos produtos fotossintéticos. A respiração autotrófica é dividida entre respiração pelas folhas e respiração de manutenção de outras partes da planta. O sub-modelo de balanço hídrico é similar ao do modelo CPTEC-PVM. A diferença é que o sub-modelo de ciclo de carbono provê dados para o cálculo da resistência do dossel (baseado na PPL e a concentração de CO<sub>2</sub>), o que por sua vez influencia as taxas de evapotranspiração (variável que acopla o ciclo de carbono e o balanço hídrico).

A determinação da distribuição dos biomas baseia-se na suposição de que diferentes tipos de biomas têm diferentes PPL. Nos casos nos quais a PPL é similar, outras variáveis ambientais são utilizadas para a determinação dos biomas.

Conforme citado em Lapola et al. (2009) as variáveis de entrada são:

$$T_c = \text{Min}\{T_i\}, i = 1 \dots 12 \quad (3.5)$$

$$R = \frac{M_{PPL}}{(M_{IPAR} - 35) / 45} \quad (3.6)$$

$$S = \frac{\text{Max}\{PPL_i\} - \text{Min}\{PPL_i\}}{M_{PPL}}, i = 1 \dots 12 \quad (3.7)$$

$$M_{IPAR} \quad (3.8)$$

com  $T_c$  representando a temperatura do mês mais frio (°C) e  $T$  a temperatura média mensal (°C);  $R$  (adimensional) é um índice que compara a  $PPL$  com um valor de referência que depende somente de  $IPAR$ ;  $S$  é um índice de sazonalidade da  $PPL$  (adimensional, normalizado no intervalo 0-1);  $M_{PPL}$  (KgC/m<sup>2</sup>/a) e  $M_{IPAR}$  (W/m<sup>2</sup>) são as médias anuais de  $PPL$  e  $IPAR$ , respectivamente; o índice  $i$  refere-se ao mês (de 1 a 12).

Para cada ponto de grade (localidade), a partir da climatologia mensal da precipitação, temperatura do ar e radiação fotossinteticamente ativa, executam-se os sub-modelos de balanço hídrico e ciclo de carbono para calcular as variáveis acima citadas. Com essas variáveis, os biomas são escolhidos a partir do algoritmo mostrado no Figura 3.6.

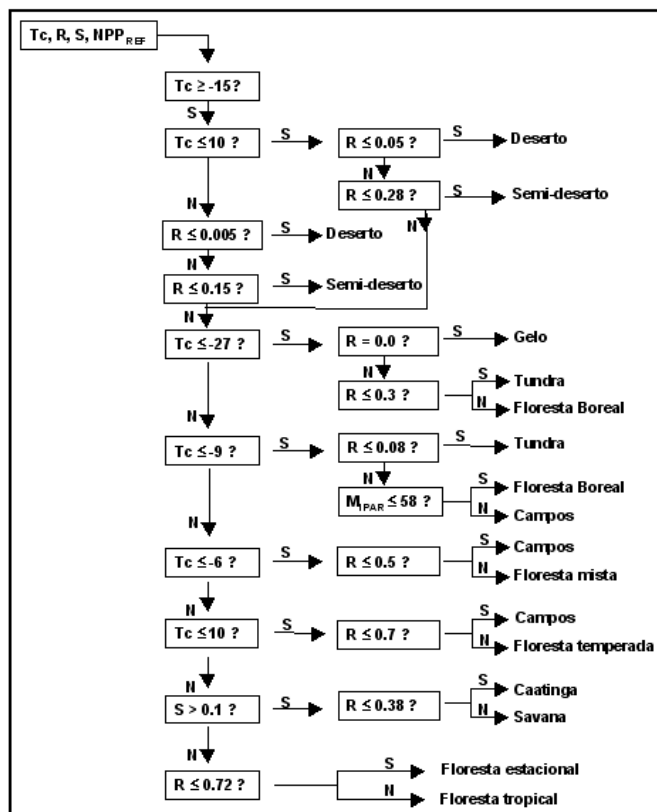


Figura 3.6 - Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis  $T_c$ ,  $R$ ,  $S$  e  $M_{IPAR}$ . Temperaturas são dadas em °C. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não. Fonte: Lapola et al. (2009)

A Figura 3.7 apresenta a vegetação simulada com o modelo CPTEC-PVM2.0 para as condições climatológicas atuais em comparação com o mapa de vegetação potencial natural LON08. Em nível global o modelo apresenta valores de  $\kappa$  de 0.53 e de grau de concordância de 53%, o que significa um desempenho regular do modelo (comparável com outros modelos comumente utilizados). Para o nível continental da América do Sul o modelo não representa adequadamente a caatinga no norte da Argentina, a região dos campos no sul do Brasil e no Uruguai, e a floresta estacional da Mata Atlântica, enquanto os

biomas floresta tropical, caatinga no nordeste do Brasil e savana são bem representados.

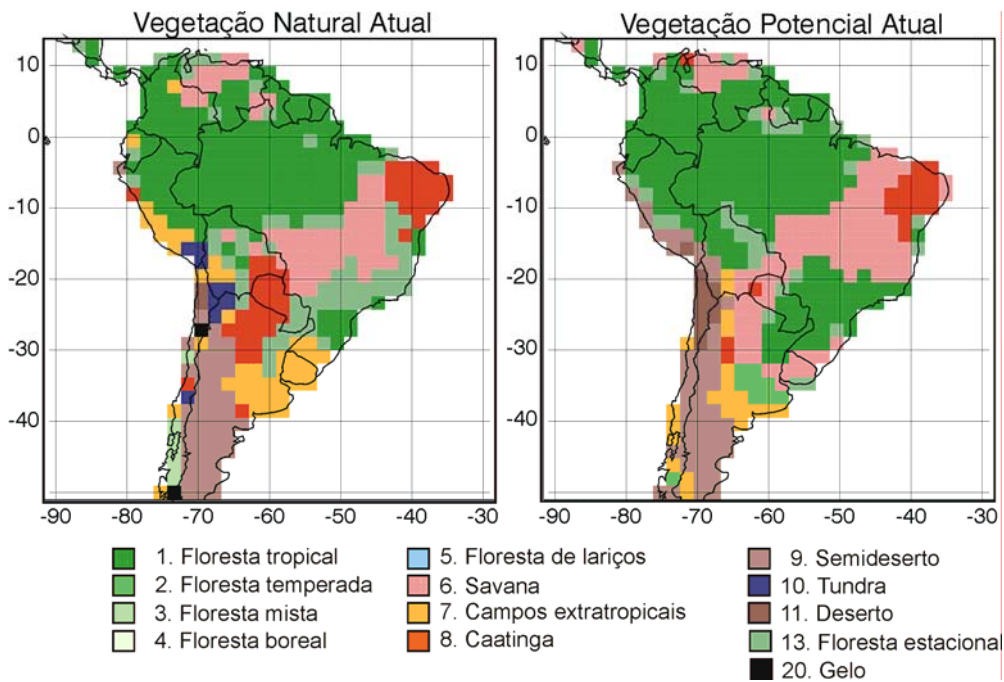


Figura 3.7 - Vegetação natural atual LON08 e vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVM2.0.

### 3.3 Modificações nos modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 para sua utilização na escala regional

O sub-modelo de balanço hídrico foi modificado a partir das versões originais dos PVMs descritos nas seções anteriores, com o intuito de incorporar a variabilidade espacial da capacidade de armazenamento de água no solo (um parâmetro importante para classificar a vegetação nesta escala) e de melhorar a representação dos fluxos superficiais na escala dos modelos regionais (50 km). Devido a estas modificações e considerando que os modelos são aplicados somente para América do Sul, é necessário recalibrar os parâmetros

descritos anteriormente a partir da comparação com um mapa de vegetação natural nesta mesma escala. A seguir são descritas as modificações e incorporações feitas nos modelos de vegetação potencial para que possam ser utilizados na escala regional. Estas modificações são realizadas para as versões regionais dos modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0.

### **3.3.1 Esquema de desagregação diária dos dados de precipitação e temperatura**

Nos modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 a desagregação dos dados mensais para a resolução diária era feita distribuindo o valor total de precipitação na quantidade de dias de cada um dos meses, e a temperatura era considerada igual para todos os dias do mês. Na versão regional dos modelos, readapta-se a distribuição diária para que siga uma função linear entre os meses, de forma a suavizar o ciclo anual das variáveis desagregadas: precipitação e temperatura. Essa metodologia de desagregação segue Haxeltine (1992) e Haxeltine e Prentice (1996), e considera que a média diária de precipitação e temperatura mensal corresponde ao dia 15 de cada mês ( $DOY_m$ ). Depois é feita uma interpolação linear entre os  $DOY_m$ , para obter o valor da variável em cada um dos dias do ano  $X_i$  (embora essa metodologia não conserva exatamente os totais mensais, é uma estratégia simples para desagregação dos dados considerando a variabilidade mensal de uma forma mais aprimorada que a metodologia existente no CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0).

### **3.3.2 Modificações no sub-modelo de balanço hídrico**

As suposições dos modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 considerando somente um tipo de solo, com a mesma profundidade e a mesma capacidade de retenção de água no solo, é suficiente para representar de forma aceitável, na grande escala, os biomas na América do Sul

(OYAMA E NOBRE, 2004). No entanto, como uma das principais variáveis no acoplamento entre a vegetação e o modelo hidrológico é a umidade do solo (ARORA, 2002), que depende do conteúdo de água no solo, que por sua vez depende do tipo e textura do solo, a inclusão dos tipos de solos permite melhorar a representação da distribuição de biomas na escala regional. Por outro lado, melhorar a umidade do solo tem repercussões na estimativa da evaporação, que altera o balanço hídrico (KIM E ELTAHIR, 2004). Essas modificações, portanto, possibilitam a utilização do modelo para estudar o efeito da mudança climática no escoamento superficial e sub-superficial de longo prazo na América de Sul.

Para a inclusão dos tipos de solo e uma melhor representação da componente de escoamento no sub-modelo de balanço hídrico, foram feitas algumas reformulações no modelo. O esquema incorporado é baseado nos modelos BIOME3 (HAXELTINE E PRENTICE, 1996) e LPJ-DVM (SITCH et al., 2003). O solo é dividido em duas camadas de 500 mm (superior) e 1000 mm (inferior), mantendo o mesmo tipo de solo nas duas camadas. O conteúdo de água no solo é recalculado diariamente dependendo do derretimento de neve, precipitação, evapotranspiração, percolação através das camadas de solo e escoamento. As equações de balanço para cada camada são:

$$\frac{dS_1}{dt} = P_r - E_1 - R_1 + M - P_{1-2} \quad (3.9)$$

$$\frac{dN}{dt} = P_s - M \quad (3.10)$$

$$P = \begin{cases} P_r, T \geq -1^\circ C \\ P_s, T < -1^\circ C \end{cases} \quad (3.11)$$



$$M = 2,63 + 2,55T + 0,00912TP_r \quad (3.12)$$

$$R_1 = \begin{cases} 0, & S_{\max 1} \geq S_1 \\ S_1 - S_{\max 1}, & S_1 > S_{\max 1} \end{cases} \quad (3.13)$$

$$P_{1-2} = k_{perc} (S_1 / S_{\max 1})^2 \quad (3.14)$$

$$\frac{dS_2}{dt} = P_{1-2} - E_2 - R_2 - P_2 \quad (3.15)$$

$$R_2 = \begin{cases} 0, & S_{\max 2} \geq S_2 \\ S_2 - S_{\max 2}, & S_2 > S_{\max 2} \end{cases} \quad (3.16)$$

$$R = R_1 + R_2 + P_2 \quad (3.17)$$

$$P_2 = k_{perc} (S_2 / S_{\max 2})^2 \quad (3.18)$$

em que o índice  $i$  refere-se à camada de solo (1: superior e 2: inferior);  $S_i$  é o armazenamento de água no solo;  $S_{\max i}$  é a capacidade máxima de armazenamento de água no solo (calculada em função da textura e profundidade do solo, Tabela 3.2);  $P_r$  e  $P_s$  são as precipitações na forma de chuva e de neve, respectivamente (dependem da temperatura média mensal, Equação 2.11);  $E_i$  é a evapotranspiração calculada utilizando a equação de Penman-Monteith (detalhes em Oyama e Nobre, 2004);  $M$  é o derretimento de Neve (parametrizado em função da temperatura e da chuva, Equação 2.12) e  $N$  é o armazenamento de neve sobre o solo;  $P_{1-2}$  é a percolação da primeira para a segunda camada e  $P_2$  é a percolação da segunda camada (que contribui

para o escoamento total), calculadas em função do tipo de solo ( $K_{per}$ , tabela 3.3);  $R_1$  é o escoamento superficial,  $R_2$  o escoamento subsuperficial e  $R$  é o escoamento total, que é formado pelo excedente de água em relação à capacidade de campo para cada uma das duas camadas de solo ( $R_1$  e  $R_2$ , Equações 3,13 e 3,16) e pela água percolada desde a segunda camada ( $P_2$ ).

O cálculo da evapotranspiração é realizado diariamente considerando o armazenamento e a capacidade máxima para o total da camada de solo (1500 mm). Depois, o total de evapotranspiração é dividido em 80% desde a camada superior ( $E_1$ ) e 20% desde a camada inferior ( $E_2$ ) (desde que haja água disponível para evaporar essas porcentagens em cada camada), com o intuito de incluir o efeito das raízes rasas na transpiração (esses valores são comumente utilizados nos modelos de balanço hídrico).

A Figura 3.8 mostra uma representação do modelo hídrico utilizado.

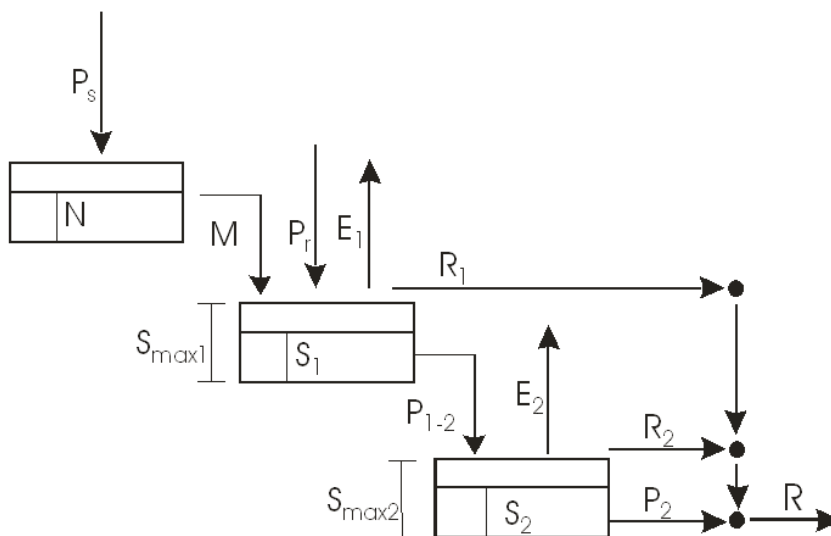


Figura 3.8 - Esquema do sub-modelo de balanço hídrico incorporado nos modelos CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0

### 3.3.3 Desempenho do modelo de balanço hídrico

A distribuição espacial do escoamento superficial é estimada, geralmente, baseada no balanço hídrico utilizando variáveis climáticas como precipitação, temperatura, pressão de vapor, etc. Há uma forte limitação nesta metodologia devido a erros potenciais nos campos de precipitação observada, restringindo fortemente o desempenho das estimativas de escoamento (WILLMOTT E ROWE, 1985). Para testar o desempenho do modelo de balanço hídrico, primeiramente foram comparados o campo de escoamento superficial com o de Fakete et al. (2002) que utilizou uma metodologia de correção do escoamento baseado em dados observados de vazões (Figura 3.9). A razão para validar as componentes do ciclo hidrológico, usando a vazão observada, é o fato de que esta pode ser medida com maior exatidão do que outros componentes dos ciclos de água e energia, com exceção da temperatura (KRAHE E GRABS, 1996). Em geral o modelo subestima o escoamento nas regiões norte da Amazônia brasileira, sul do Brasil e norte da Bolívia; e o superestima no norte do Peru e do Equador e na parte central do Brasil. As outras regiões são bem representadas pelo modelo. Estas deficiências estão fortemente ligadas aos erros no campo de precipitação utilizado como referência (poucas estações e pobre representação da chuva nas regiões montanhosas), como apontado por Fakete et al. (2002). O mesmo padrão de escoamento superficial foi observado quando se integra o modelo CPTEC-PVMReg2.0 com a climatologia observada e a concentração de 350 ppmv de CO<sub>2</sub>.

Outra forma de testar o desempenho do modelo de balanço hídrico foi através da comparação da vazão observada média anual (dados de estações) com a obtida a partir da agregação do escoamento gerado pelo modelo, seguindo a rede de drenagem para cada bacia. Para isto, foi usado um mapa de direções de drenagem na escala de 50 km lat x lon de Fakete et al. (2002) (Figura 3.10).

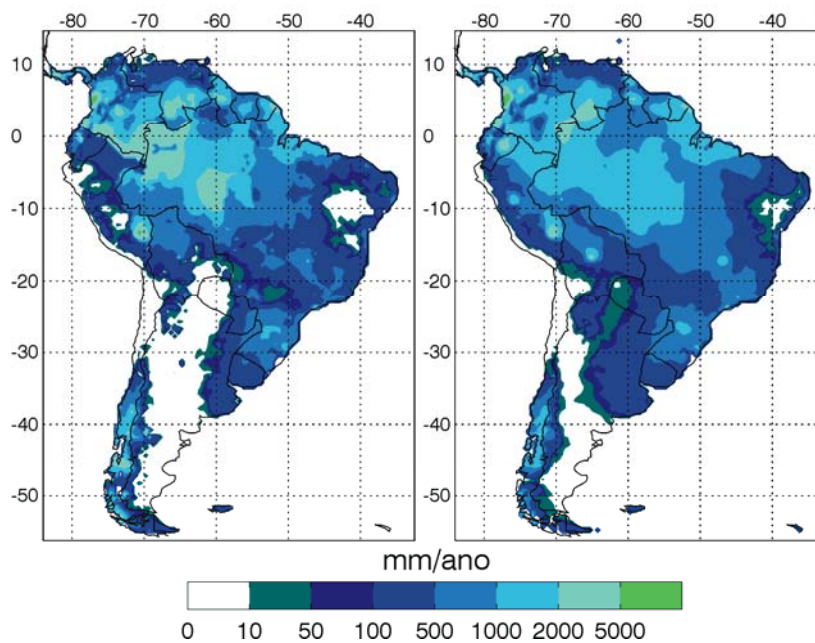


Figura 3.9 - Escoamento superficial médio anual (esquerda) corrigido com vazões observadas (FAKETE et al., 2002) e (direita) obtido com o modelo hídrico proposto no CPTec-PVMReg .



Figura 3.10 - Rede de drenagem para América do Sul na resolução de 50 km.  
 Fonte: UNH/GRDC Composite Runoff Fields V 1.0 (FAKETE et al., 2002).

A Figura 3.11 apresenta os dados da vazão observada e os da calculada com a agregação do escoamento em cada bacia para 80 estações localizadas na América do Sul. O erro médio entre as vazões observadas e as geradas foi de 29,3%.

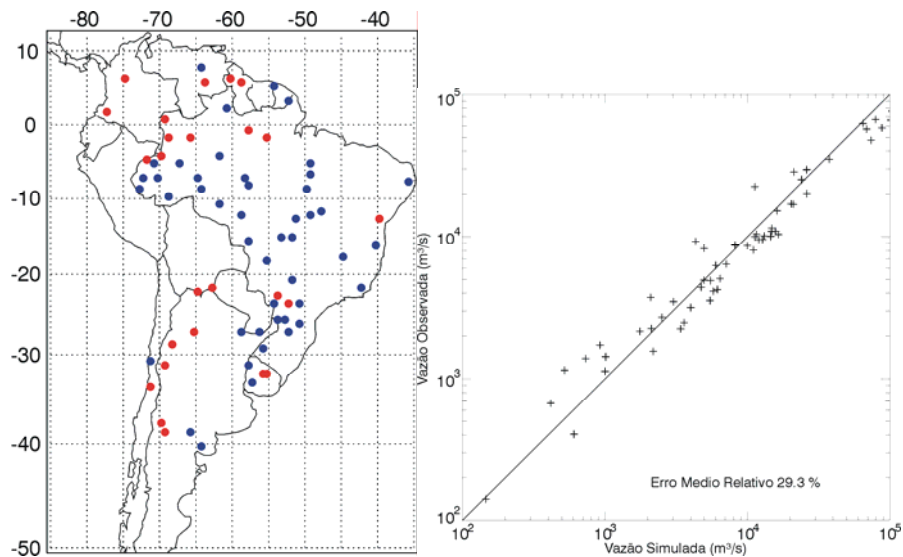


Figura 3.11 - (esquerda) Localização das estações de vazão utilizadas. Em vermelho os locais onde o modelo subestima a vazão e em azul os locais onde o superestima. (direita) Comparação das vazões observadas e as simuladas pelo modelo para as 80 estações utilizadas.

Seguindo a metodologia de Fakete et al. (2002) foi calculado um índice de correção do escoamento superficial mediante a relação entre o valor da vazão observada (distribuída na bacia) e a obtida mediante o modelo (Equação 3.19). O índice de correção ( $\xi_{si}$ ) para cada ponto de grade é definido como:

$$\xi_{si} = \frac{R_{oi}}{R_{wi}} \quad (3.19)$$

$$R_{oi} = \frac{Q_{oi}}{A_i} \quad (3.20)$$

com  $R_{oi}$  definido como o escoamento distribuído na bacia  $i$  a partir da vazão observada;  $Q_{oi}$  a vazão observada na bacia  $i$ ;  $A_i$  a área da bacia  $i$  e  $R_{wi}$  o escoamento do modelo hídrico. Portanto, para obter o escoamento corrigido basta multiplicar o escoamento obtido com o modelo pelo índice de correção para cada ponte de grade que tenha valores de  $R_{oi}$ .

A Figura 3.12 apresenta o índice de correção que permite identificar as bacias onde se têm superestimação e subestimação do escoamento. Algumas bacias estão identificadas pela legenda “No data” devido à falta de dados da vazão observada para o cálculo do índice. Nos locais onde o índice é menor que 1, o modelo superestima o escoamento e onde é maior que 1, há subestimativa. O coeficiente de correção pode ser aplicado devido à suposição de um balanço hídrico de longo prazo, isto é, não existem mudanças substanciais no armazenamento de água no solo de ano para ano. O índice apresenta valores muito grandes no norte da Bolívia e da Argentina, devido aos baixos valores de precipitação e, portanto, de escoamento superficial.

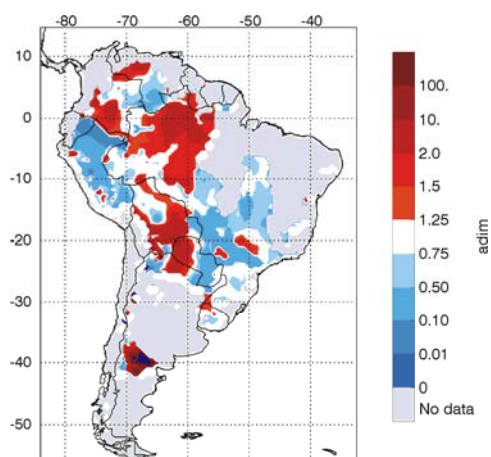


Figura 3.12 - Índice de correção do escoamento médio anual. Valores menores que 1 (maiores que 1) indicam superestimação (subestimação) do escoamento calculado com o modelo de balanço hídrico.

### 3.3.4 Calibração do modelo CPTEC-PVMReg

O modelo CPTEC-PVMReg utilizará as mesmas variáveis ambientais definidas por Oyama e Nobre (2004) para a determinação da vegetação potencial, porém os valores dos limiares mudam devido à mudança de resolução e a incorporação da variabilidade espacial da capacidade de armazenamento de água no solo. A Figura 3.13 apresenta o algoritmo modificado para a determinação da vegetação. As principais diferenças entre o algoritmo do modelo CPTEC-PVM (Figura 3.4) e o CPTEC-PVMReg (Figura 3.13) são:

- Diferenças nos limiares para a determinação de alguns tipos de biomas: Esta re-calibração dos limiares foi realizada seguindo a metodologia descrita em Oyama e Nobre (2004) que consiste em determinar os valores a partir da literatura e da otimização do desempenho do modelo para cada bioma.
- Inclusão do bioma floresta tropical estacional.
- No CPTEC-PVM a região tropical era caracterizada por  $T_c > 6^\circ\text{C}$ . Assim poderiam ocorrer os biomas caatinga, savana, campos e floresta tropical (este último para  $T_c > 11^\circ\text{C}$ ). No CPTEC-PVMReg essa classificação de biomas tropicais é refeita de tal forma que para  $6^\circ\text{C} < T_c < 15^\circ\text{C}$ , e dependendo das condições de umidade ( $H$ ), se consiga uma boa representação da floresta de araucárias (inserida como floresta tropical), a região do Espinal argentino (colocado como caatinga) e os pampas no Uruguai e nordeste da Argentina (inseridos como campos). Para  $T_c > 15^\circ\text{C}$  e dependendo das condições de umidade ( $H$ ) e sazonalidade ( $D$ ), há floresta tropical, floresta estacional, savana ou caatinga.
- A floresta temperada e a floresta mista foram colocadas num mesmo tipo de bioma (para  $-13^\circ\text{C} < T_c < 6^\circ\text{C}$  e dependendo das condições de  $H$ ), devido à pouca existência do bioma floresta mista na América do Sul.

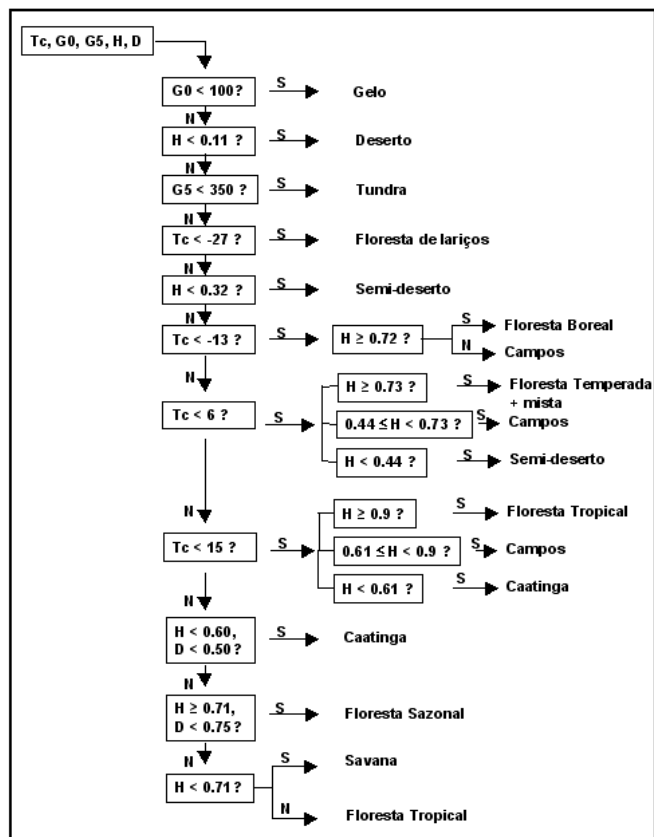


Figura 3.13 - Algoritmo do modelo CPTEC-PVMReg para a obtenção do bioma potencial na escala regional a partir das variáveis ambientais. Temperaturas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ ,  $G_5$ ), em °C dia/mês. A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não.

A Figura 3.14 apresenta o mapa de vegetação potencial atual obtido a partir do algoritmo apresentado anteriormente e o mapa de vegetação natural. A análise visual permite identificar a boa representação da floresta Amazônica; as florestas temperadas e mistas do sul do Chile; a caatinga no Nordeste do Brasil e norte da Argentina; os campos do Uruguai, nordeste da Argentina e sudeste do Chile; e o deserto do norte do Chile. O modelo apresenta deficiências para a representação das florestas estacionais da Mata Atlântica (no sudeste do Brasil). Como foi mencionado anteriormente, o desempenho do modelo foi



avaliado mediante o índice de acerto (fração de pontos de grade onde há concordância entre os biomas) e a estatística  $\kappa$  (Tabela 3.5).

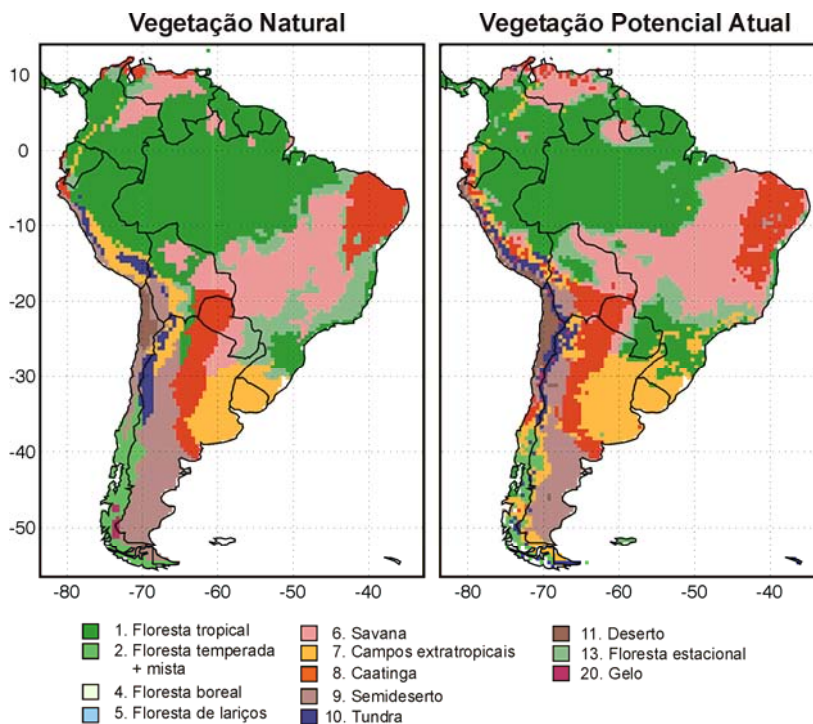


Figura 3.14 - (esquerda) Mapa de vegetação natural e (direita) mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVMReg.

Segundo a qualificação de Monserud e Leemans (2002) para a estatística  $\kappa$ , o modelo apresenta um desempenho bom ( $\kappa = 0.55$ ), comparável à versão original. O bioma floresta tropical apresentou um desempenho muito bom; os biomas floresta temperada + mista, caatinga, semi-deserto e deserto um desempenho bom; e a savana e os campos, regular. Os biomas com pior desempenho foram a floresta estacional e a tundra (este último com pouca presença na região de análise). O fato do modelo CPTEC-PVMReg apresentar um bom desempenho, mesmo depois de incluir a floresta estacional e uma melhor resolução espacial, é um passo importante para o estudo das

conseqüências da mudança climática na escala regional.

Tabela 3.5 - Desempenho do modelo CPTEC-PVMReg avaliado mediante o índice de acerto ( $R$ ) e a estatística  $\kappa$ . Também são apresentados o número de pontos de grade com os diferentes biomas no mapa de vegetação potencial natural atual (N.E.: Bioma não presente no mapa).

<b>Bioma</b>	<b><math>R</math> (%)</b>	<b><math>\kappa</math></b>	<b># pontos de grade</b>
1. <i>Floresta Tropical</i>	78,02	0,71	2465
2. <i>Floresta temperada + mista</i>	46,77	0,59	43
4. <i>Floresta boreal</i>	N.E.	N.E.	N.E.
5. <i>Floresta de lariços</i>	N.E.	N.E.	N.E.
6. <i>Savana</i>	66,86	0,51	1016
7. <i>Campos</i>	69,92	0,51	503
8. <i>Caatinga</i>	67,48	0,57	569
9. <i>Semi-deserto</i>	56,54	0,64	323
10. <i>Tundra</i>	36,36	0,29	129
11. <i>Deserto</i>	93,62	0,60	47
13. <i>Floresta Estacional</i>	10,54	0,05	554
<b>Média</b>	<b>58.46</b>	<b>0.55</b>	

### 3.3.5 Calibração do modelo CPTEC-PVMReg2.0

O modelo CPTEC-PVMReg2.0 utilizará as mesmas variáveis definidas por Lapola et al. (2009) para a determinação da vegetação potencial, porém, da mesma forma que realizado para o CPTEC-PVMReg, os valores dos limiares mudam devido à mudança na resolução e sub-modelo de balanço hídrico. A Figura 3.15 apresenta o algoritmo modificado para a determinação da vegetação. As principais diferenças entre o algoritmo do modelo CPTEC-PVM2.0 (Figura 3.6) e o CPTEC-PVMReg2.0 (Figura 3.15) são:

- Diferenças nos limiares para a determinação de alguns tipos de biomas (re-calibração feita seguindo a metodologia de Oyama e Nobre (2004)).
- No CPTEC-PVM2.0 a região tropical é definida para  $T_c > 10^\circ\text{C}$  e não permite a ocorrência de bioma campos para valores de temperatura acima

deste limiar (essa determinação do limiar mantém o bom desempenho do modelo na escala global). No CPTEC-PVM2.0Reg, os biomas campos, floresta tropical e caatinga podem ocorrer para  $6^{\circ}\text{C} < T_c < 15^{\circ}\text{C}$ , como foi explicado anteriormente. Para  $T_c > 15^{\circ}\text{C}$  e dependendo dos parâmetros  $R$  e  $S$ , haverá floresta tropical, floresta estacional, savana ou caatinga. Esta classificação de  $T_c$  mantém coerência com a usada no CPTEC-PVMReg.

- A floresta temperada e a floresta mista foram colocadas num mesmo tipo de bioma (para temperaturas  $T_c < 6^{\circ}\text{C}$  e dependendo do parâmetro  $R$ ).

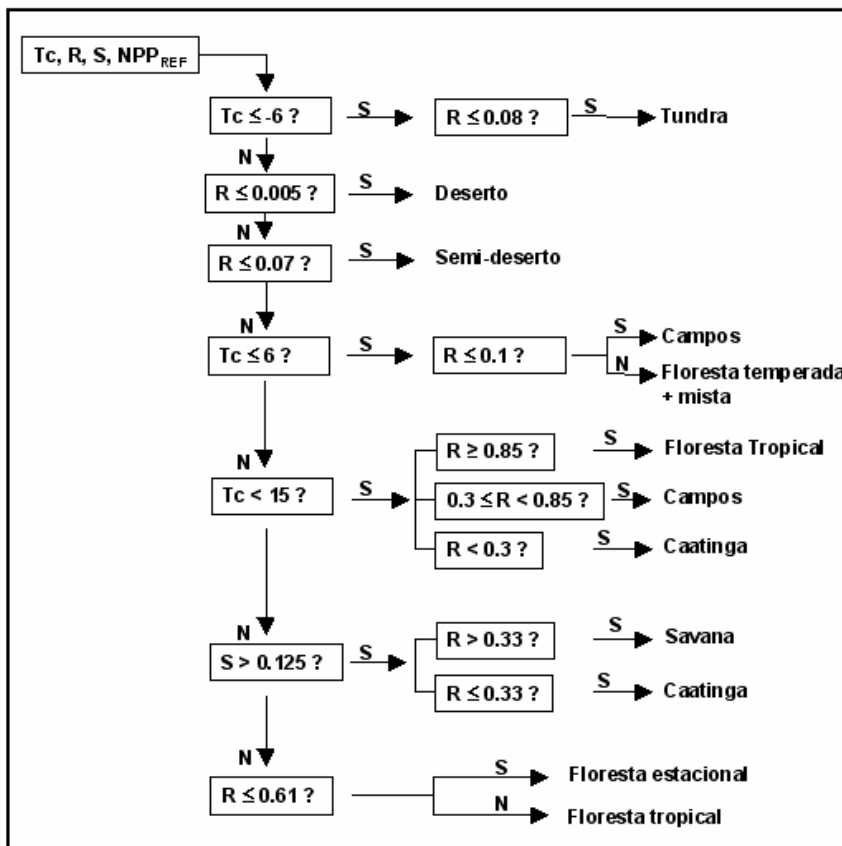


Figura 3.15 - Algoritmo do modelo CPTEC-PVMReg2.0 para a obtenção do bioma potencial na escala regional a partir das variáveis  $T_c$ ,  $R$ ,  $S$  e  $PPL_{REF}$ . Temperaturas são dadas em  $^{\circ}\text{C}$ . A indicação S/N sobre (ou ao lado de) as setas significa sim/não.

A Figura 3.16 apresenta o mapa de vegetação natural e o mapa de vegetação potencial atual obtido a partir do algoritmo apresentado. A análise visual permite identificar a boa representação da floresta tropical, das savanas, da caatinga e dos campos. O modelo apresenta deficiências para a representação das florestas estacionais na Mata Atlântica, na fronteira savana-floresta Amazônica e no semi-deserto do sul da Argentina.

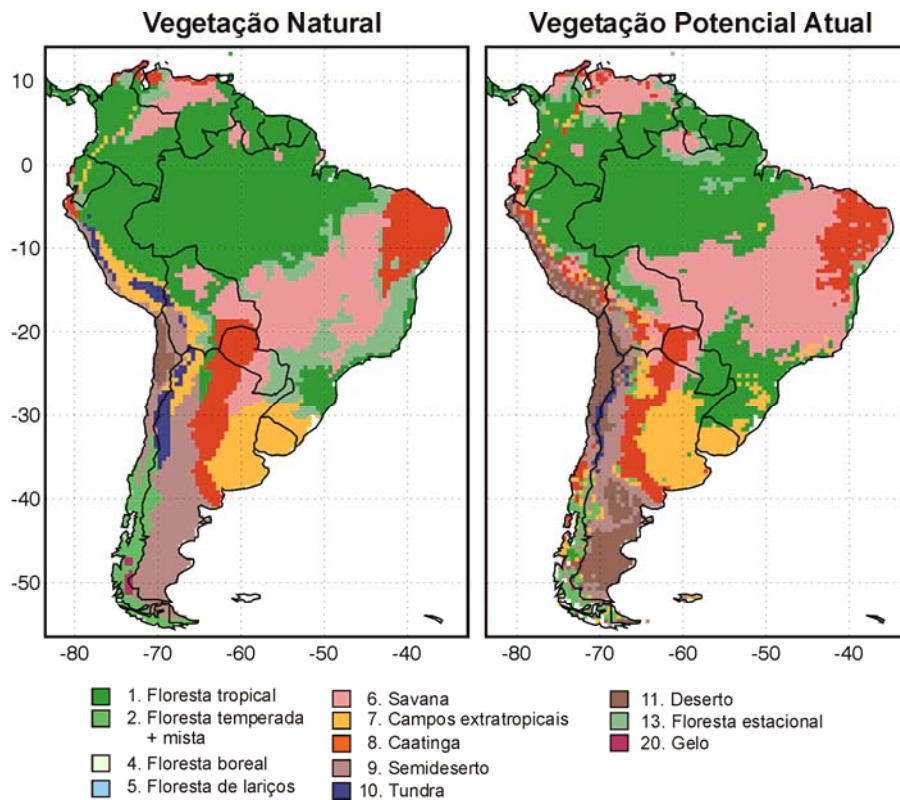


Figura 3.16 - (esquerda) Mapa de vegetação natural e (direita) mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada) obtida com o modelo CPTEC-PVMReg2.0.

A Tabela 3.6 apresenta a análise estatística do mapa resultante da integração, mostrando que o desempenho geral do modelo é menor que o modelo CPTEC-PVMReg. Quase todos os biomas, com exceção da savana e do deserto,

diminuíram seu desempenho. Essa perda de desempenho em relação ao CPTEC-PVMReg é compensada com a inclusão do ciclo de carbono no modelo, o que será de muita utilidade para as simulações com os cenários regionais de mudança climática.

Tabela 3.6 - Desempenho do modelo CPTEC-PVMReg2.0 avaliado mediante o índice de acerto ( $R$ ) e a estatística  $k$ . (N.E.: Bioma não presente no mapa).

<b>Bioma</b>	<b><math>R</math> (%)</b>	<b><math>k</math></b>	<b># pontos de grade</b>
1. <i>Floresta Tropical</i>	76,08	0,66	2465
2. <i>Floresta temperada + mista</i>	37,10	0,44	43
4. <i>Floresta boreal</i>	N.E.	N.E.	N.E.
5. <i>Floresta de lariços</i>	N.E.	N.E.	N.E.
6. <i>Savana</i>	76,02	0,51	1016
7. <i>Campos</i>	54,47	0,49	503
8. <i>Caatinga</i>	61,60	0,57	569
9. <i>Semi-deserto</i>	30,15	0,34	323
10. <i>Tundra</i>	16,15	0,24	129
11. <i>Deserto</i>	100,00	0,18	47
13. <i>Floresta Estacional</i>	1,41	0,03	554
<b>Média</b>	<b>50.33</b>	<b>0.48</b>	

### 3.4 Sumário

Neste capítulo foram descritos tanto os modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 utilizados para as simulações com os cenários climáticos globais, quanto os modelos regionais CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0, e respectivas inclusões, que possibilitarão a análise dos cenários regionais de mudança climática, considerando os processos superficiais de forma mais realista. Este modelos regionais apresentaram em média um desempenho regular para todos os biomas da América do Sul, com uma boa capacidade de representar os biomas de floresta tropical, caatinga, desertos, campos e savanas, os quais são predominantes na região. Para testar o desempenho do modelo na escala de 50 km foi elaborado um mapa de

vegetação natural nesta mesma escala, que refina ainda mais o mapa de vegetação de Lapola et al. (2008) e que pode ser utilizado para diferentes estudos climáticos. No processo de validação do modelo hídrico proposto foram utilizados dados de vazões de 80 estações, com um erro médio de 29,3% em relação à vazão observada.



## **4 CENÁRIOS DE MUDANÇA CLIMÁTICA PARA AMÉRICA DO SUL**

Atualmente, os modelos climáticos globais acoplados oceano-atmosfera e os modelos climáticos regionais são ferramentas muito importantes para o planejamento e para a tomada de decisões diante dos cenários de mudança climática. Neste capítulo far-se-á uma descrição dos modelos utilizados na geração dos cenários climáticos (globais e regionais), assim como uma avaliação da intercomparação entre os modelos para estudar a destreza destes em representar a temperatura e a precipitação observada para o clima atual (considerando o período 1961-1990). A habilidade destes modelos para reproduzir as condições climáticas atuais pode oferecer uma idéia do grau de incerteza nas projeções dos cenários climáticos futuros, além de permitir a análise do grau de variabilidade entre eles. Também serão apresentadas as projeções climáticas globais e regionais simuladas para diferentes períodos do século XXI sob diferentes cenários de emissões de gases de efeito estufa.

### **4.1 Descrição dos cenários de mudança climática**

#### **4.1.1 Descrição dos modelos e cenários climáticos globais**

Este estudo utiliza as saídas de 15 modelos climáticos acoplados oceano-atmosfera (Tabela 4.1) preparados para o IPCC/AR4 (Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas – Quarto Relatório de Avaliação, sigla em inglês). A escolha destes, dentro do conjunto de modelos disponíveis do IPCC, foi baseada na disponibilidade de informação dos três cenários de interesse em nosso estudo (cenários B1, A1B e A2). O modelo com maior resolução é o CCSM3 com 1,4° lat/lon (resolução inviável na final da década de 90 (Dai, 2006)) e os modelos com menor resolução são o GISS-ER e o INM-CM3.0 de 4° de latitude x 5° de longitude. A maioria dos modelos tem uma resolução de 2° a 3° lat/lon (aproximadamente 200-300 km nos trópicos). O



GFDL-CM2.0 e GFDL-CM2.1 diferem no esquema de convecção utilizado. Todos os modelos incluem um modelo de circulação oceânica que geralmente tem maior resolução horizontal que a da componente atmosférica.

Os modelos globais são forçados por um conjunto de condições de contorno determinadas por cenários de emissões antropogênicas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e de outros gases radiativamente ativos. Os cenários de mudança climática A1B, B1, B2 e A2 representam uma faixa de desenvolvimento socioeconômico e as emissões associadas. O cenário A1B descreve um mundo futuro com rápido crescimento econômico e população global que tem o pico na metade do século, logo declinando, e descreve uma rápida introdução para tecnologias novas e mais eficientes. Os combustíveis fósseis e outras fontes de energia são balanceados neste cenário (pode ser considerado como uma continuação da taxa de emissões atuais). O cenário A2 representa um mundo heterogêneo, com aumento contínuo da população global e desenvolvimento econômico orientado para o bloco regional. A mudança tecnológica é mais fragmentada e lenta que nos outros cenários. Os cenários B1 e B2 representam um mundo convergente, onde a população global atinge o pico na metade do século e diminui logo depois, com rápidas mudanças nas estruturas econômicas e introdução de tecnologia limpa e eficiente em termos de utilização de recursos. O cenário B2 é mais pessimista que o cenário B1 (Figura 4.1). Para informação detalhada dos cenários de mudança climática ver Nakicenovic et al. (2000).

É importante ressaltar a diferença entre os cenários de emissões e suas concentrações associadas. As concentrações atmosféricas de CO<sub>2</sub> dependem do tipo de modelo usado para seu cálculo. Por exemplo, considerando o mesmo cenário de emissões, um modelo acoplado com vegetação e ciclo de carbono poderia apresentar maior ou menor concentração atmosférica futura de CO<sub>2</sub> que um modelo que não inclua estes processos. Este é o caso do modelo HadCM3LC do Hadley Centre (COX et al., 2004) que apresenta

concentrações de CO<sub>2</sub> de 980 ppmv (para finais do século XXI sob o cenário A2 conhecido como “business as usual”) quando considerados os efeitos do ciclo de carbono no modelo, e de 700 ppmv obtido sem considerar este ciclo. No entanto, nas simulações para o IPCC/AR4 todos os modelos têm o mesmo valor de concentração de CO<sub>2</sub> sob o mesmo cenário de emissões.

As condições iniciais dos cenários futuros são de simulações que começam no final do século XX (cenário 20C3M), que por sua vez é inicializado na época pré-industrial (1860). O cenário 20C3M representa o clima atual em cada modelo, com uma mudança temporal da taxa de CO<sub>2</sub> atmosférico de 350 ppm para 370 ppm desde 1990 até 2000. No cenário A2 (A1B, B1) a concentração de CO<sub>2</sub> atinge o valor de 850 ppm (720 pmm, 550 ppm) em 2100 depois do qual a concentração de CO<sub>2</sub> é mantida constante para os cenários A1B e B1. A Figura 4.1 apresenta a evolução das emissões e concentrações de CO<sub>2</sub> para os diferentes cenários e a Tabela 4.1 mostra uma descrição dos modelos globais usados para a obtenção dos cenários que serão utilizados (informação mais detalhada pode ser encontrada em

[http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model\\_documentation/ipcc\\_model\\_documentation.php](http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php)).

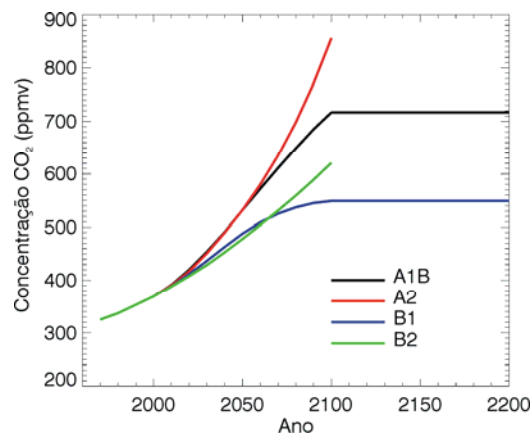


Figura 4.1 - Evolução das concentrações de CO<sub>2</sub> para diferentes cenários do IPCC/AR4.

Tabela 4.1 Modelos de circulação geral Oceano-Atmosfera cujas simulações climáticas (preparadas para o IPCC/AR4) foram usadas neste estudo.

<b>Modelo</b>	<b>Instituto (País)</b>	<b>Resolução Componente Atmosférica</b>
<b>BCCR-BCM2.0</b>	Bjerknes Centre for Climate Research (Norway)	T42L31 (aprox. 2.8° lat/lon)
<b>CCSM3</b>	National Center for Atmospheric Research (USA)	T85L26 (aprox. 1.4° lat/lon)
<b>CGCM3.1(T47)</b>	Canadian Centre for Climate Modelling & Analysis (Canada)	T47L31 (aprox. 3.75° lat/lon)
<b>CNRM-CM3</b>	Météo-France /Centre National de Recherches Météorologiques (France)	T42L45 (aprox. 2.8° lat/lon)
<b>CSIRO-Mk3.0</b>	CSIRO Atmospheric Research (Austrália)	T63L18 (aprox. 1.8° lat/lon)
<b>ECHAM5/MPI-OM</b>	Max Planck Institute for Meteorology (Germany)	T63 L31 (aprox. 1.8° lat/lon)
<b>ECHO-G</b>	Meteorological Institute of the University of Bonn (Germany), Institute of KMA (Korea)	T30L19 (aprox. 3.75° lat/lon)
<b>GFDL-CM2.0</b>	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	2.° lat. x 2.5° lon., L24
<b>GFDL-CM2.1</b>	US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	2.° lat. x 2.5° lon., L24
<b>GISS-ER</b>	NASA/Goddard Institute for Space Studies (USA)	4° lat x 5° lon., L15
<b>INM-CM3.0</b>	Institute for Numerical Mathematics (Russia)	4° lat. x 5° lon, L21
<b>IPSL-CM4.0</b>	Institut Pierre Simon Laplace (France)	2.5° lat x 3.75° lon., L19
<b>MIROC3.2-medres</b>	Center for Climate System Research (Univ. of Tokyo), National Institute For Environmental Studies, and Frontier Research Center For Global Change (Japan)	T42 L20 (aprox. 2.8° lat/lon)
<b>MRI-CGCM2.3.2</b>	Meteorological Research Institute (Japan)	T42L21 (aprox. 2.8° lat/lon)
<b>UKMO-HadCM3</b>	Hadley Centre for Climate Prediction and Research /Met Office (UK)	2.5° lat. x 3.75° lon. L19

#### 4.1.2 Descrição dos modelos e cenários climáticos regionais

Os cenários de mudança climática em escala regional utilizados são resultado da implementação do CREAS (Cenários Regionais de Mudança Climática para América do Sul) (MARENGO E AMBRIZZI, 2006; MARENGO et al., 2007). Essa iniciativa foi gerada como consequência do projeto “Caracterização do

clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI”, financiado pelo Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira – PROBIO (MARENGO, 2004), com o apoio do MMA/BIRD/GEF/CNPq, e do projeto “Using Regional Climate Change Scenarios for Studies on Vulnerability and Adaptation in Brazil and South América” (MARENGO E AMBRIZZI, 2006), financiado pelo Global Opportunity Fund-GOF do Reino Unido.

Estes projetos usaram três modelos regionais (Eta/CCS, RegCM3 e HadRM3P) forçados pelas saídas do modelo global HadAM3P (com resolução horizontal 2,5° de latitude x 3,75° de longitude e 19 níveis na vertical), para os cenários A2 (alta concentração de emissão de gases de efeito estufa) e B2 (baixa concentração de emissões de gases de efeito estufa) no período de 2071-2100 e para o clima presente (1961-1990). Diferentemente dos modelos globais descritos anteriormente, os modelos regionais não foram integrados para o cenário B1 e sim para o cenário B2. É importante ressaltar que este cenário apresenta emissões maiores que as do cenário B1, localizando-se numa posição intermediária entre o cenário A1B e B1 (figura 4.1).

O modelo regional ETA é proveniente do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994). É um modelo de diferenças finitas, com resolução horizontal de 50 km e 39 níveis na vertical. Na dimensão horizontal é utilizada a grade E de Arakawa, e a coordenada vertical é a coordenada  $\eta$  (Mesinger, 1984). Foram usados os dados de integração da versão climática do modelo Eta (Eta CCS) preparada por Pisnichenko e Tarasova (2009) para simulações longas. A descrição da versão climática Eta CCS, das integrações realizadas e da análise de consistência, com dados de modelo HadAM3P usados para condições de contorno são encontradas no mesmo trabalho. Os dados utilizados correspondem ao período 1961-1990 para o clima presente e ao período 2071-2100 para os cenários climáticos futuros A2 e B2. O domínio espacial deste modelo é de 16°N – 55°S e de 29°W

- 89°W.

O modelo climático regional RegCM3 (PAL et al., 2005), uma versão atualizada do RegCM2 (GIORGI et al., 1993A, B), foi integrado sobre América do Sul com uma resolução horizontal de 60 km e 23 níveis na vertical. Também estão disponíveis os dados do clima presente (1961 - 1990) e os cenários climáticos A2 e B2 para o período 2071-2086. O domínio espacial deste modelo é de 11,3°N – 44°S e de 21,8°W-93,6°W.

O modelo climático Regional do Hadley Centre (HadRM3P), que faz parte do Sistema Integrado de Modelagem Regional PRECIS (“Providing Regional Climates for Impacts Studies”) e é desenvolvido pelo Hadley Centre, é baseado no HadAM3P, uma versão melhorada da componente atmosférica do HadCM3 (GORDON et al., 2000; POPE et al., 2000), o modelo acoplado do Hadley Centre. Os dados utilizados são os do clima presente (1961-1990) e os cenários climáticos A2 e B2 para o período 2071-2100, com uma resolução aproximada de 50 km e 19 níveis na vertical. O domínio espacial deste modelo é de 12°N – 40,5°S e de 20°W-96,5°W.

Ambrizzi et al. (2007) fazem uma descrição mais detalhada dos modelos regionais utilizados e da metodologia de “downscaling” dinâmico para a obtenção dos cenários climáticos regionais.

#### **4.2 Avaliações dos modelos na simulação do clima atual na América do Sul**

Nesta seção são avaliados os modelos climáticos globais e regionais em termos da representação das variáveis que são utilizadas nos modelos de vegetação potencial: precipitação e temperatura. Essa avaliação é feita em

relação à climatologia observada. Ainda é um grande desafio para os modelos climáticos a simulação realista de padrões regionais, variações temporais e a correta combinação da frequência e intensidade da precipitação (DAI, 2006). Esta dificuldade é ainda maior para América do Sul em razão da grande quantidade de processos que podem afetar suas características espaciais e temporais. Portanto, é importante fazer uma análise inicial da capacidade dos modelos de representar a precipitação e a temperatura no clima atual, de forma que as falhas sejam apontadas para melhorias futuras dos modelos. Como os modelos de vegetação potencial são integrados na escala mensal, é realizada uma avaliação focando os padrões sazonais. Esta avaliação inicial servirá para fazer análises da distribuição futura dos biomas, quando considerados os modelos que melhor representam o clima atual.

#### **4.2.1 Simulações da precipitação e temperatura nos modelos globais**

Nas Figuras 4.2 a 4.5 apresentam-se uma comparação dos padrões espaciais sazonais dos modelos globais com a climatologia observada. Nota-se que a variabilidade sazonal da precipitação sobre América do Sul é bem simulada pelos modelos. Observa-se diminuição da precipitação do verão para o inverno e as características das estações de transição (outono e primavera) são razoavelmente bem representadas. Entretanto, há erros na intensidade da precipitação e na posição de alguns máximos, principalmente na região Amazônica e no nordeste do Brasil. Os erros observados na simulação dos modelos globais para a região Andina devem-se à baixa resolução e à dificuldade da representação da convecção orográfica nestas regiões.

No verão do Hemisfério sul (DJF: Dezembro, Janeiro e Fevereiro) a precipitação na Amazônia está relacionada a um conjunto de bandas convectivas de orientação noroeste-sudeste denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). As condições secas dominam sobre o

Nordeste do Brasil e sobre o extremo Sul da Patagônia (VERA et al., 2006). Todos os modelos reproduzem esse máximo de precipitação tropical, embora apresentem algumas diferenças na intensidade e na localização. Em geral, os modelos analisados subestimam a precipitação na Amazônia (parte norte da ZCAS) e no Pacífico tropical (onde há menor intensidade da Zona de Convergência Intertropical - ZCIT) e a maioria a superestimam para o Nordeste do Brasil. Todos os modelos conseguem representar o máximo de precipitação no sul do Chile e sua extensão para o Pacífico, embora sejam observados alguns erros na intensidade. A superestimativa na região da Cordilheira dos Andes revela a deficiência dos modelos em representar bem a orografia da América do Sul nesta escala. Esta superestimativa, que é maior na estação de verão no Hemisfério sul, está relacionada com uma maior umidade atmosférica (PHILLIPS E GLECKLER, 2006). Em geral, a superestimativa na região da costa nordeste do Brasil e a subestimativa na Amazônia neste período (Figura 4.2) demonstram que as circulações de monção na América do Sul não são bem representadas e, portanto, há erros no transporte de umidade oceano-contidente e possivelmente na convecção continental (PHILLIPS E GLECKLER, 2006).

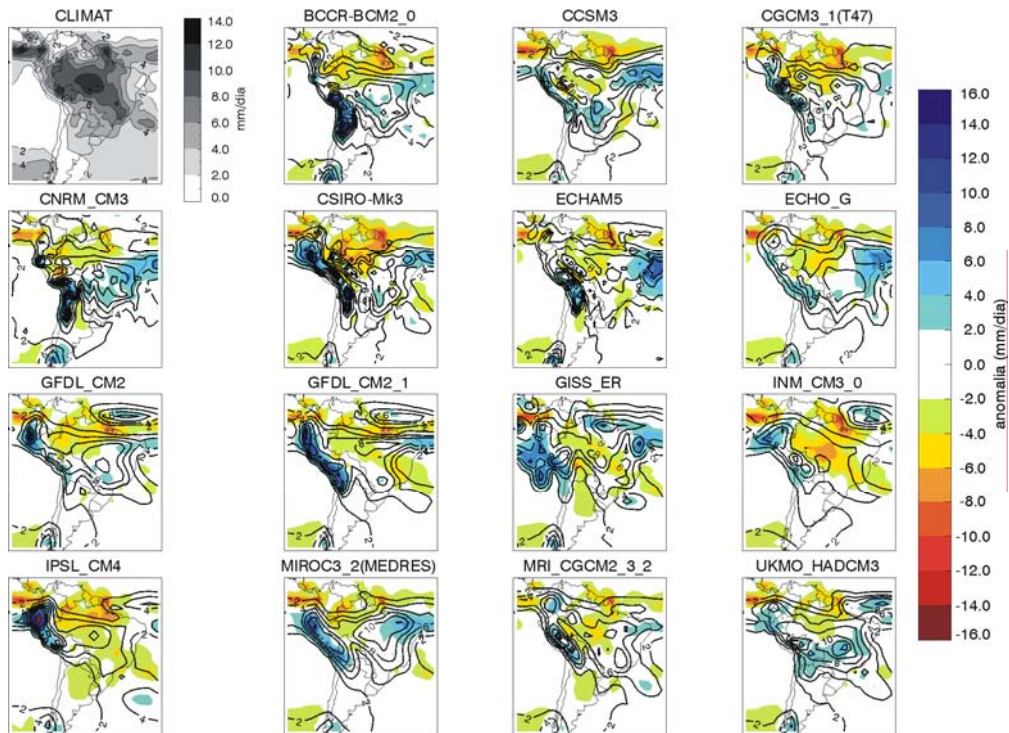


Figura 4.2 - (Isolinhas) Precipitação média climatológica (mm/dia) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos globais analisados. (sombreado) viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada) para a estação de verão (DJF).

No período do outono austral (MAM: Março, Abril e Maio) que é a estação chuvosa no norte nordeste do Brasil, os modelos representam bem a posição da ZCIT deslocada para Sul. Na região norte da América do Sul e principalmente sobre a foz do Amazonas a precipitação é subestimada por todos os modelos (precipitação gerada pelas linhas de instabilidade que não conseguem ser representadas em razão da baixa resolução dos modelos globais). O deslocamento para Norte do máximo de precipitação na costa sudoeste é bem representado nos modelos. Os máximos de chuva nas regiões sudeste e sul do Brasil são subestimados na maioria dos modelos (Figura 4.3).



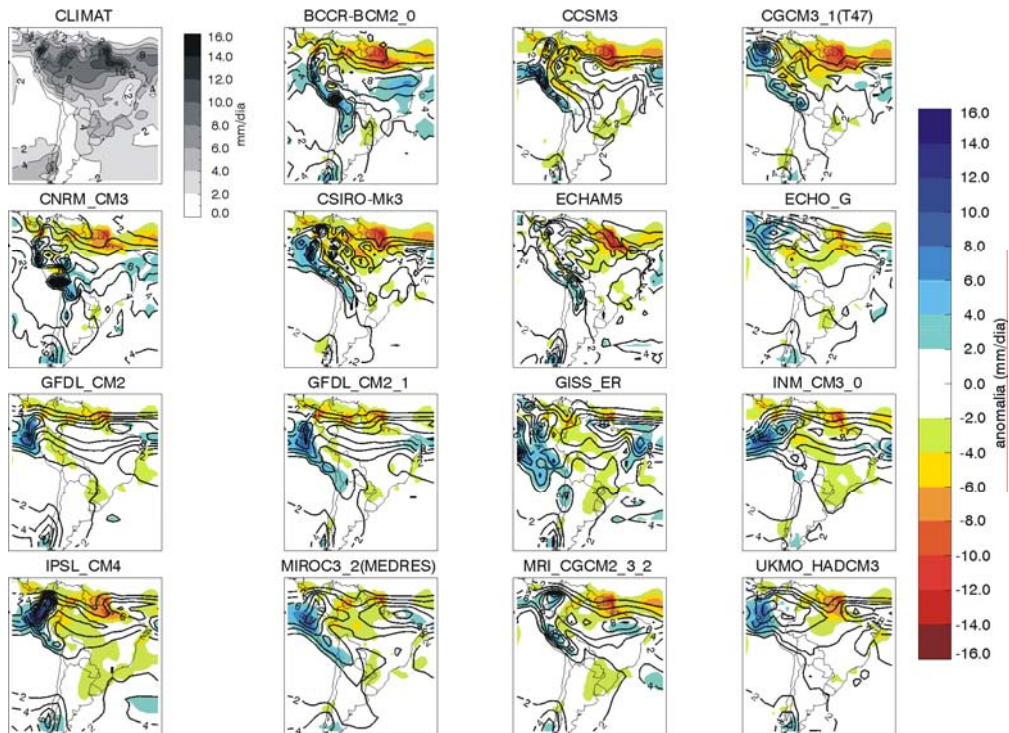


Figura 4.3 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de MAM.

No período de inverno austral (JJA: Junho, Julho e Agosto) a diminuição da chuva na região centro-sul da América do Sul é bem representada em todos os modelos (associada com o deslocamento para o norte da ZCIT e ausência da ZCAS). O máximo de precipitação no norte da América do Sul é bem caracterizado, porém com menor intensidade na zona continental e no Oceano Pacífico e com maior intensidade no Oceano Atlântico. Com exceção dos modelos CGCM3-1(T47) e ECHAM5, o máximo de precipitação no sul do Brasil e no Uruguai e na costa nordeste do Brasil não é bem representado pelos modelos. Por outro lado, todos os modelos conseguem representar de forma razoável o máximo de precipitação na costa sudoeste (Figura 3.4).

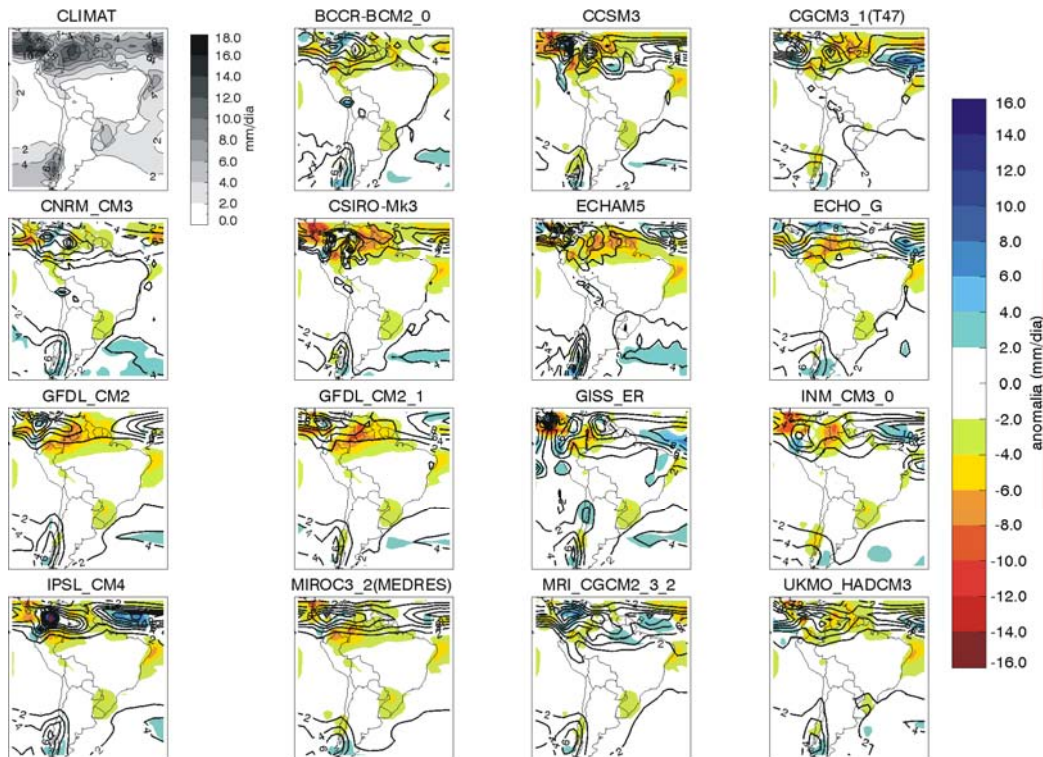


Figura 4.4 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de JJA.

Durante a primavera austral (SON: Setembro, Outubro e Novembro), quando se configura o início da estação chuvosa na parte central e sudeste do Brasil, alguns modelos subestimam a precipitação (CSIRO-MK3, GFDL-CM2, GFDL-CM2.1, INM-CM3.0 e IPSL-CM4) na banda noroeste-sudeste (ZCAS), que é um pouco mais fraca que no verão. Os modelos conseguem representar o deslocamento para o sul da ZCIT e a precipitação na região tropical, embora existam algumas diferenças na posição e intensidade do máximo. As condições de seca da região nordeste são bem representadas em todos os modelos (Figura 4.5).

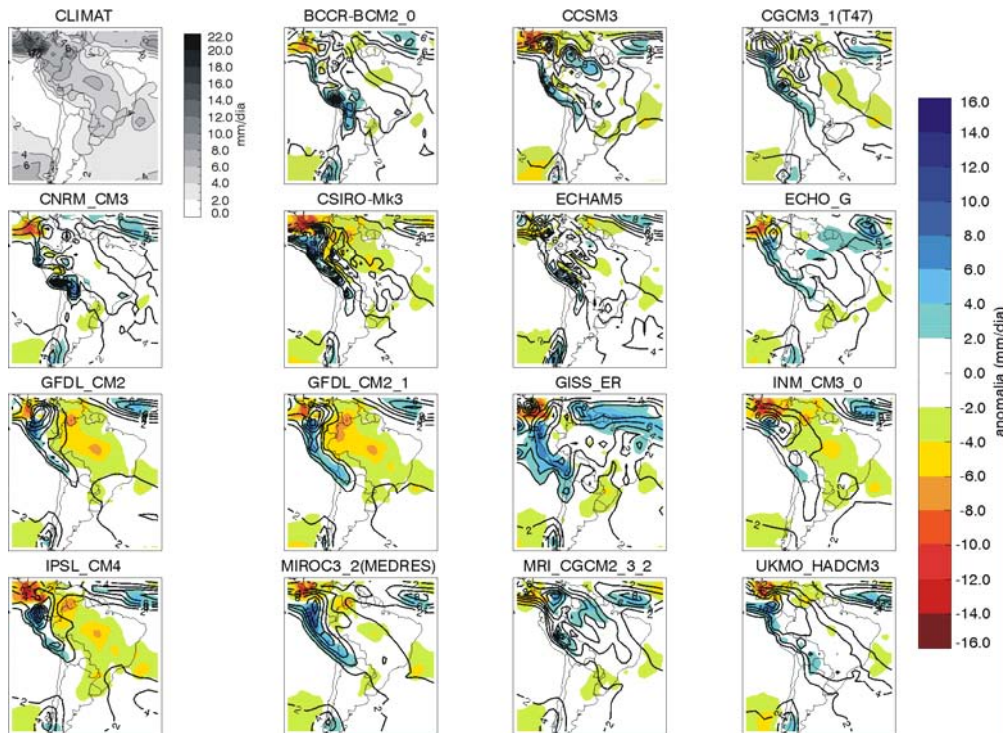


Figura 4.5 - O mesmo que na Figura 4.2, para os meses de SON.

A Figura 4.6 apresenta a variação latitude-mês da média de precipitação mensal para todos os modelos climáticos globais e para a climatologia observada. O movimento sazonal da ZCIT que apresenta sua localização mais ao norte no verão boreal e mais ao sul nos meses de março e abril é representado em todos os modelos, com algumas anomalias na intensidade e na localização do valor máximo de precipitação associado a este deslocamento. O modelo UKMO-HadCM3 representa bem este deslocamento enquanto os modelos MIROC3.2, GFDL-CM2 e GFDL-CM2.1 apresentam um deslocamento para o sul maior que o observado no primeiro trimestre do ano. Para a faixa de latitude entre 10°S e 30°S, estes mesmos modelos colocam condições mais secas no verão austral que a climatologia observada (possivelmente associadas às dificuldades do modelo em caracterizar a ZCAS na época do verão). As deficiências na precipitação tropical estão relacionadas aos erros nos campos da temperatura superficial do mar nos modelos (DAI,

2006). A precipitação e a duração da estação seca sobre a Amazônia estão influenciadas pelas temperaturas superficiais do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico (FU et al., 2001; LI et al., 2006; NOBRE E SHUKLA, 1996; ZENG et al., 2008). Um exemplo disso é a seca ocorrida na Amazônia no ano de 2005 associada a um gradiente anômalo de TSM entre o Atlântico Norte e o Atlântico Sul (MARENGO et al., 2008).

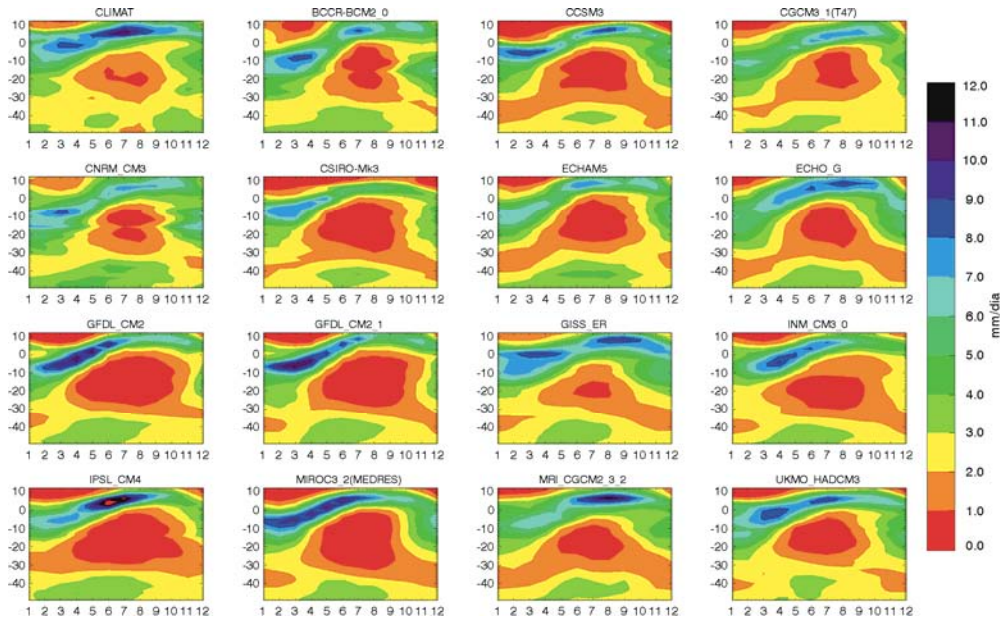


Figura 4.6 - Média zonal de precipitação mensal (mm/dia) para América do Sul (90°W e 30°W), em função da latitude (coordenada vertical, valores negativos para o hemisfério sul) para a climatologia (CLIMAT) e os 15 modelos globais.

Baseando-se nas análises anteriores, selecionam-se duas áreas correspondentes à Amazônia e ao nordeste do Brasil, para o estudo do ciclo anual da precipitação. Por causa das diferenças na sazonalidade da chuva para a Amazônia, esta foi dividida em parte norte (4,7°S-4,7°N e 75°W-48,7°W) e parte sul (14°S-4,7°S e 75°W-48,7°W). As Figuras 4.7 e 4.8 apresentam o ciclo anual da precipitação e os erros associados para a região norte da Amazônia, respectivamente. Em geral, observa-se a tendência de

subestimação em todos os modelos, principalmente na época de chuvas (DJF e MAM). Para o período de transição (SON), os modelos CCSM3, ECHO-G, GISS-ER e MRI-CGCM2.3.2 superestimam o valor da precipitação. Para a região sul da Amazônia (Figuras 4.9 e 4.10) os maiores erros estão associados com a chuva da estação seca (JJA). Os altos valores em termos de porcentagem estão relacionados aos valores climatológicos muito baixos nessa região para o período de seca. Considerando as análises anteriores, os modelos que melhor representam a precipitação anual na Amazônia são em ordem de menor a maior erro: MRI-CGCM2.3.2, GISS-ER, CNRM-CM3, UKMO-HadCM3 e ECHO-G. No entanto, é necessário observar a destreza dos modelos na boa representação em todas as estações, uma vez que erros de superestimação em alguns meses e de subestimação em outros, podem levar a um bom desempenho no total anual (o que não significa que o modelo consegue representar bem o ciclo anual da precipitação). Isso acontece, por exemplo, com o modelo ECHO-G que superestima a chuva no período de SON e a subestima nos outros trimestres.

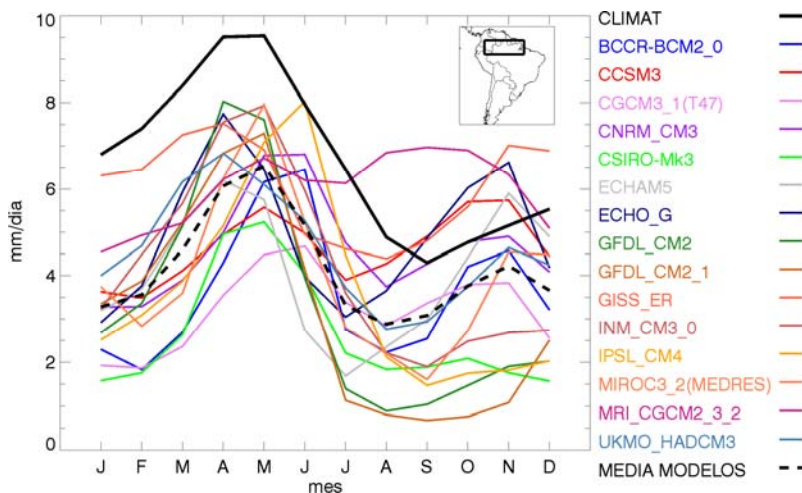


Figura 4.7 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 na Amazônia norte (4,7°S-4,7°N e 75°W-48,7°W, região apresentada na figura).

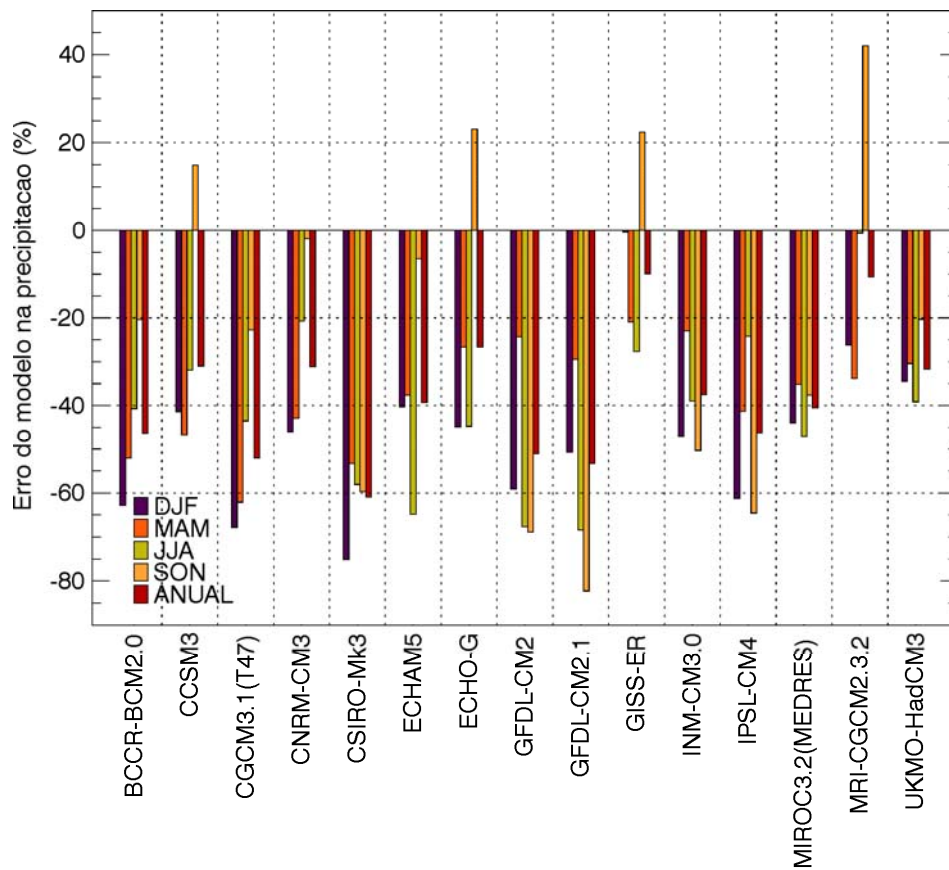


Figura 4.8 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação à climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual de precipitação na região da Amazônia norte (4,7°S-4,7°N e 75°W-48,7°W), apresentada na Figura 4.7.

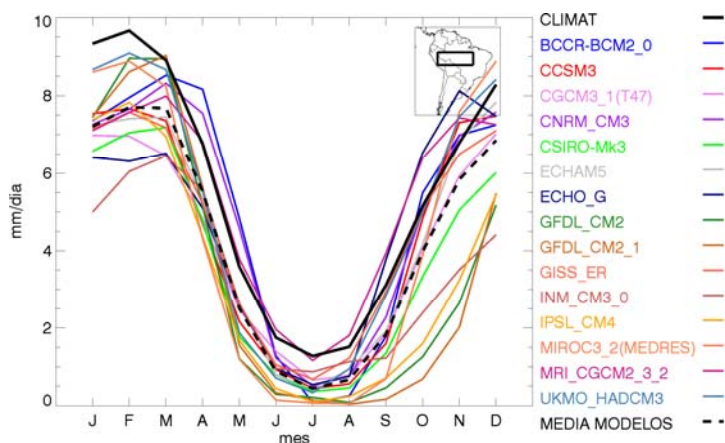


Figura 4.9 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 na Amazônia sul ( $14^{\circ}\text{S}$ - $4,7^{\circ}\text{S}$  e  $75^{\circ}\text{W}$ - $48,7^{\circ}\text{W}$ , região apresentada na figura).

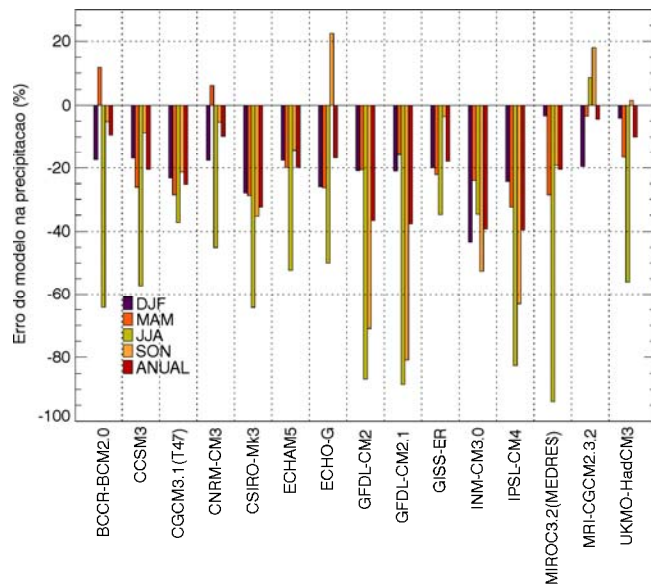


Figura 4.10 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação a climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual na região da Amazônia sul ( $14^{\circ}\text{S}$ - $4,7^{\circ}\text{S}$  e  $75^{\circ}\text{W}$ - $48,7^{\circ}\text{W}$ ), apresentada na Figura 4.9.

Para a região Nordeste do Brasil (Figuras 4.11 e 4.12) o ciclo anual da precipitação é relativamente bem representado nos modelos, embora a maioria deles subestimem a precipitação nos meses de Julho, Agosto, Setembro e Outubro e a superestimem nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro. Segundo PHILLIPS E GLECKER (2006), na média de 20 modelos do IPCC, a amplitude da componente harmônica anual é subestimada na área de influência da ZCIT sobre o nordeste do Brasil, e superestimada nos Andes e no leste do Brasil, onde a fase do harmônico anual é mal representada. Diferente da região Amazônica onde os modelos, em geral, subestimam a precipitação para todos os meses do ano, na região do nordeste do Brasil, os modelos superestimam a chuva em algumas estações e a subestimam em outras. Exceção disto é o modelo GISS-ER que sempre superestima a precipitação, e os modelos CSIRO-MK3, GFDL-CM2, GFDL-CM2.1, INM-CM3.0 e IPSL-CM4 que sempre a subestimam. Desta análise é possível observar que o modelo que melhor representa o ciclo anual de chuvas no nordeste do Brasil é o modelo MRI-CGCM2.3.2, seguido dos modelos BCCR-BCM2.0 e CNRM-CM3.

A boa representação da precipitação nas baixas latitudes do modelo MRI-CGCM2.3.2 se deve, provavelmente, à utilização de correções de fluxo sobre o oceano (DAI, 2006; PHILLIPS E GLECKER, 2006). As primeiras gerações de MCGAOs precisavam de um processo “ad hoc” denominado “correção de fluxos” (fluxos de calor, água e *momentum*) com a finalidade de obter um clima estável nas integrações de controle dos modelos. O IPCC (2007) aponta como um grande avanço na modelagem o fato de que a maioria dos modelos do quarto relatório não utilizou correções de fluxo nas simulações (a exceção dos modelos CGCM3.1, INM-CM3 e MRI-CGCM2.3.2). Embora os modelos tenham avançado na resolução e representação dos processos oceânicos e atmosféricos, o fato de que os modelos que melhor representam o clima atual utilizem a técnica da correção de fluxo, indica que erros na interação oceano-atmosfera (troca de *momentum*, água e energia) e as retroalimentações associadas amplificam a temperatura superficial do mar e os erros na



precipitação nos trópicos, contribuindo inclusive à representação de uma ZCIT dupla no Pacífico central (DAI, 2006). Diferentes autores (p. ex. CANDIDO et al., 2007; DAÍ et al., 2006; MIN E HENSEC, 2006; VERA et al., 2006) têm chegado a estas mesmas conclusões fazendo análises da representação do clima presente nos modelos globais com diferentes metodologias e dados observados.

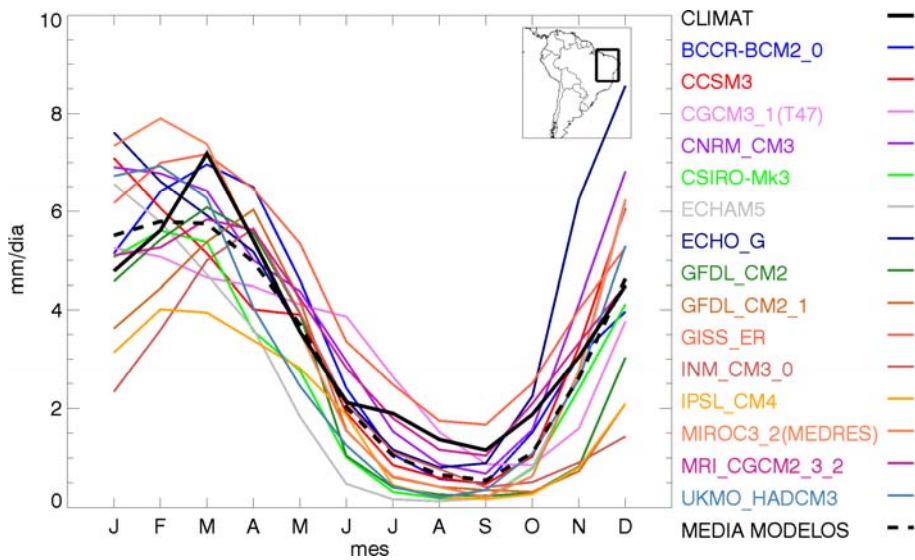


Figura 4.11 - Ciclo anual da precipitação (mm/dia) climatológica observada (CLIMAT), dos 15 modelos globais e da média de todos os modelos (MEDIA MODELOS) para o período 1961-1990 no nordeste do Brasil (17,7°S a 1°S e 48,7°W a 32,5°W, região apresentada na figura).

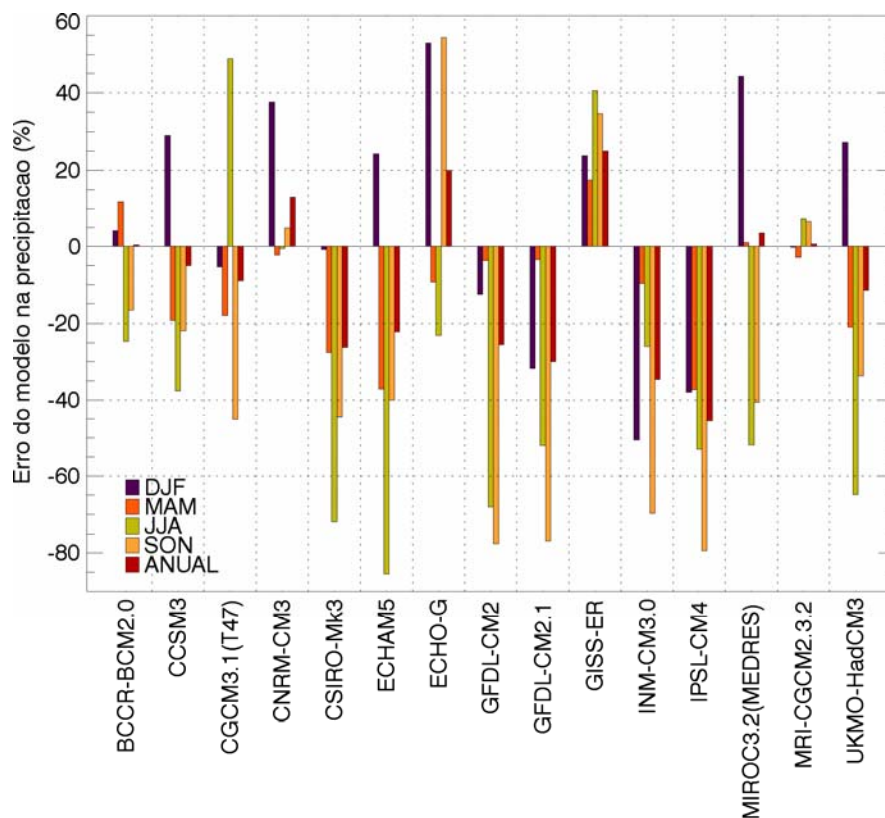


Figura 4.12 - Viés na precipitação (%) dos modelos globais em relação a climatologia para as estações de verão (DJF), outono (MAM), inverno (JJA) e primavera (SON) e para o valor total anual na região do nordeste (17,7°S a 1°S e 48,7°W a 32,5°W), apresentada na Figura 4.11.

A Figura 4.13 apresenta a temperatura média anual e o viés dos modelos em relação à climatologia. A maioria dos modelos representa de forma adequada a distribuição espacial da temperatura, mostrando que os processos que governam esta variável são bem representados pelos modelos globais. Os modelos BCCR-BCM2.0, MIROC3-2(MEDRES) e MRI-CGCM2.3.2 subestimam o valor da temperatura, com anomalias negativas de até 3° para a região Amazônica e valores maiores para a região dos Andes. Outros modelos como o CSIRO-MK3, GFDL-CM2.1, IPSL-CM4 e UKMO-HADCM3 superestimam o

valor da temperatura em até 4° em alguns locais. Os maiores erros da temperatura ocorrem nas regiões de elevação brusca e são resultados das diferenças entre a topografia do modelo (suavizada pela resolução) e a topografia real (IPCC, 2007).

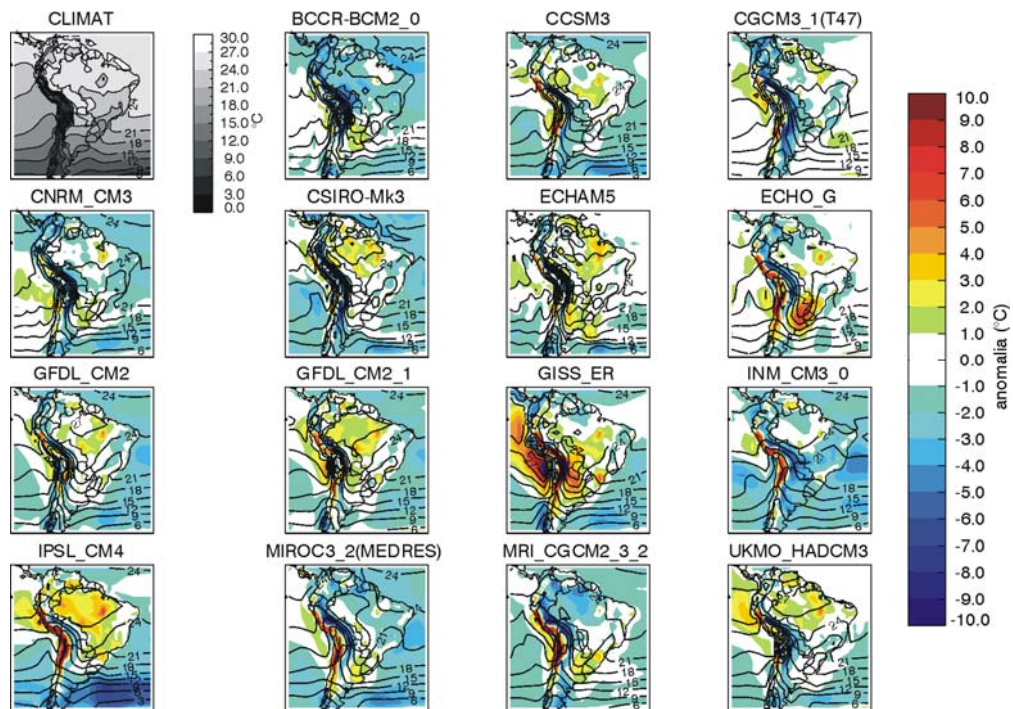


Figura 4.13 - (Isolinhas) Temperatura média climatológica (°C) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos globais analisados. (Sombreado) Viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada).

Do conjunto de modelos globais analisados, o modelo UKMO-HadCM3 é de especial interesse, uma vez que o modelo utilizado para a geração das condições de contorno dos modelos regionais (o HadAM3P), é uma versão simplificada da componente atmosférica deste modelo. O modelo acoplado UKMO-HadCM3 tem sido avaliado em diferentes estudos mostrando que ele representa adequadamente a distribuição da precipitação e temperatura na América do Sul (LI et al., 2006) (embora com erros sistemáticos) e a correlação

entre o dipolo de temperaturas no Atlântico tropical e a precipitação na Amazônia (Cox et al., 2008).

#### **4.2.2 Simulações de precipitação e temperatura nos modelos regionais**

Nesta seção é realizada uma análise dos padrões sazonais da precipitação e temperatura dos modelos regionais em relação à climatologia observada. Além disso, e considerando que as condições de contorno dos modelos regionais são oriundas de um modelo baseado na componente atmosférica do HadCM3, é realizada uma análise das melhorias ou pioras dos modelos regionais em relação a este modelo. Pitnishenko e Tarasova (2007) avaliaram a consistência entre as saídas do modelo regional ETA CCS e o modelo global HadAM3P mostrando que ambos modelos apresentam consistência nas variáveis analisadas (temperatura, altura geopotencial e vento) apesar das diferenças nas parametrizações físicas. Pesquero et al. (2009), com uma versão modificada do modelo ETA CCS, reproduziram os principais mecanismos de mesoescala observados e melhoraram a representação da precipitação e da temperatura em relação ao modelo global HadAM3P, principalmente no inverno austral. Segundo Alves (2007) o modelo regional HadRM3P simula razoavelmente bem não somente os padrões espaciais e temporais da precipitação e da temperatura, mas também as principais características de circulação atmosférica na América do Sul (contudo regionalmente há erros sistemáticos).

Em geral os modelos regionais conseguem representar razoavelmente bem a distribuição temporal e espacial da precipitação e da temperatura na América do Sul. No verão do hemisfério Sul (DJF), observa-se, ao igual que nos modelos globais, o padrão de subestimação de precipitação na ZCAS (Figura 4.14). Os modelos RegCM3 e HadRM3P apresentam anomalias negativas de precipitação na região central e positivas na região norte da ZCAS, ao contrario do modelo ETA CCS que apresenta subestimação em toda a região. O modelo

HadRM3P superestima a precipitação na Cordilheira dos Andes (segundo Alves (2007) devido à dificuldade da representação da convecção orográfica nestas regiões), característica que é bem representada pelos modelos ETA CCS e RegCM3 (como se espera de modelos com maior resolução espacial que podem incluir com melhor detalhamento a topografia nesta região). Em relação ao modelo global HadCM3, os modelos regionais ETA CCS e HadRM3P apresentaram uma melhor representação da ZCAS no sudeste do Brasil, mantendo a subestimação no interior do continente (principalmente o ETA CCS).

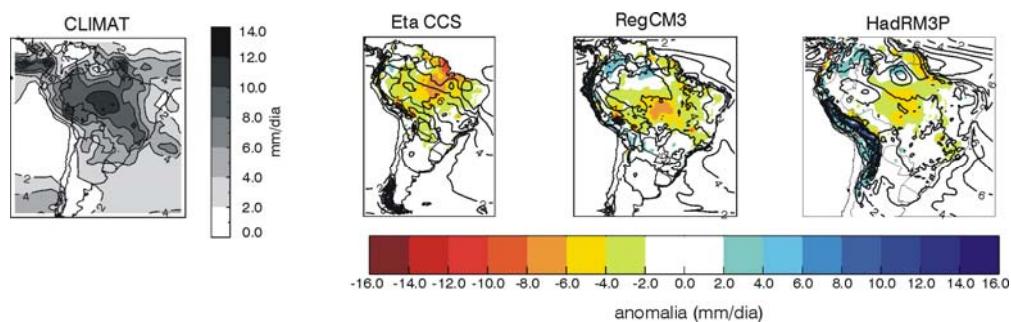


Figura 4.14 - (Isolinhas) Precipitação média climatológica (mm/dia) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos regionais analisados. (sombreado) viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada) para a estação de verão (DJF). A análise do viés somente é feita na parte continental da América do Sul.

Durante o Outono (MAM), a distribuição da precipitação associada à ZCAS se desloca em direção ao norte, representando o fim da estação chuvosa no sudeste e centro-oeste do Brasil e o início na costa leste do Nordeste. A exceção do modelo ETA CCS, os modelos RegCM3 e HadRM3P conseguem reproduzir estes padrões. Dos três modelos regionais, o ETA CCS apresenta condições mais secas no norte do Brasil em comparação com os demais. O modelo RegCM3 superestima a precipitação na região do sul da Bolívia e norte da Cordilheira dos Andes. Em relação ao modelo global HadCM3, os modelos regionais não apresentaram melhoras significativas.

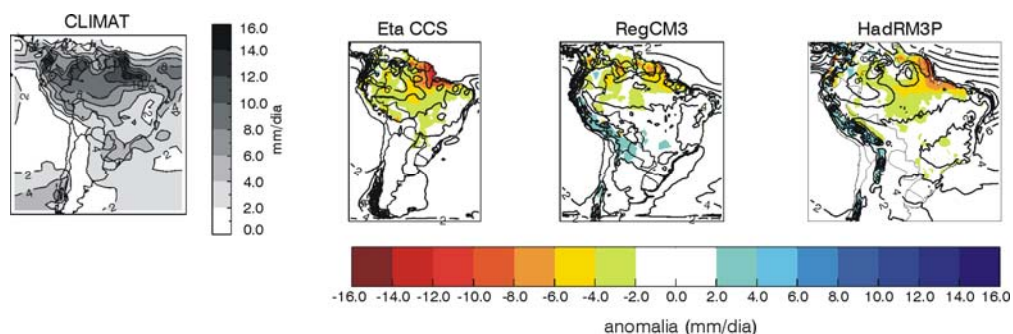


Figura 4.15 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de MAM.

No inverno do hemisfério Sul (JJA), o aumento da precipitação na costa nordeste do Brasil, um padrão climatológico observado nesta época do ano e que está associado com a intensificação da alta subtropical do Atlântico, propagação das ondas de leste e fenômenos de mesoescala devido ao contraste oceano-continente ao longo da costa, foi bem simulado pelos modelos regionais (AMBRIZZI et al., 2007). O máximo de precipitação no sul do Brasil e no Uruguai e na costa sudoeste é bem representado pelos modelos. Durante esta época os modelos regionais não apresentaram mudanças significativas em relação com o modelo global HadCM3 no norte do continente e apresentaram melhorias no Sul.

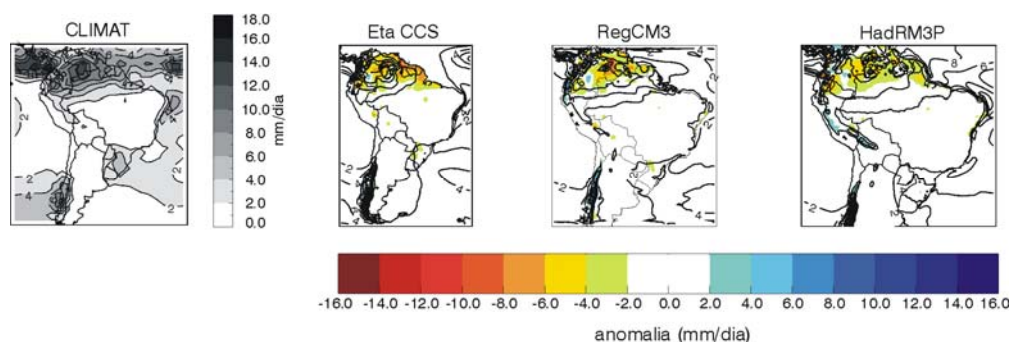


Figura 4.16 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de JJA.

A estação da primavera (SON) apresenta as maiores mudanças entre os diferentes modelos regionais analisados. O RegCM3 expandiu a área de seca do nordeste para parte sudeste e centro-oeste do Brasil (AMBRIZZI et al.,

2007), o modelo HadRM3P simula bem a precipitação nesta estação, embora tenha algumas áreas com superestimação da mesma, e o ETA CCS apresenta condições mais secas no norte do continente e no interior do Brasil. Os modelos ETA CCS e RegCM3 apresentaram melhorias na distribuição da precipitação nos Andes e piores no interior do continente, em relação ao modelo global HadCM3, enquanto que o modelo HadRM3P não apresentou mudanças significativas.

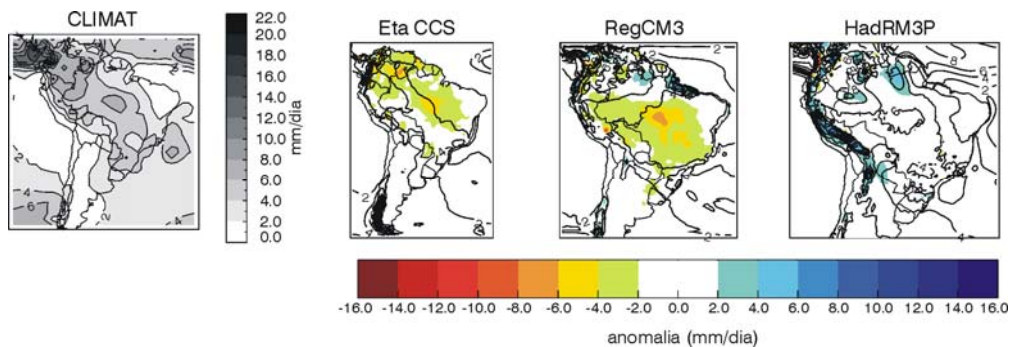


Figura 4.17 - O mesmo que na Figura 4.14, para os meses de SON.

A variação latitude-mês da média de precipitação mensal nos modelos regionais (Figura 4.18) permite observar que o modelo que melhor representa o deslocamento da ZCIT e as condições de precipitação no inverno austral é o modelo HadRM3P, onde os modelos ETA CCS e RegCM3 apresentam subestimação.

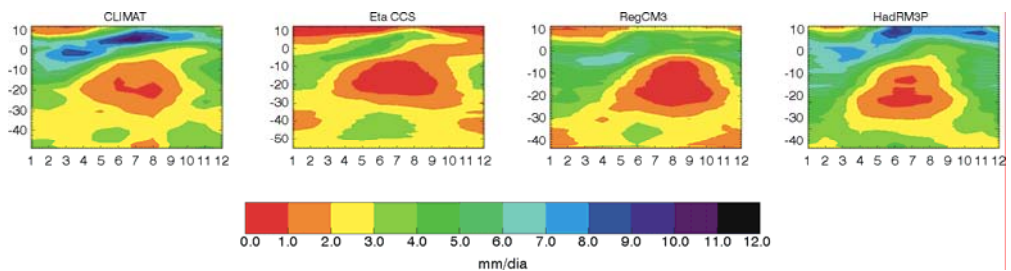


Figura 4.18 - Média zonal de precipitação mensal (mm/dia) para América do Sul (90°W e 30°W), em função da latitude (coordenada vertical, valores negativos para o hemisfério sul) para a climatologia (CLIMAT) e os 3 modelos regionais.

Regionalmente, para o norte da Amazônia, os modelos ETA CCS e RegCM3 apresentam subestimação da precipitação em quase todo o ano e o modelo HadRM3P superestima ligeiramente a precipitação na estação da primavera. O modelo ETA CCS, ao contrário do modelo HadRM3P, consegue representar bem a fase do ciclo anual (períodos de máxima e mínima), embora subestime muito o valor da precipitação. Destas análises é possível determinar que o modelo que melhor representa as chuvas nesta região é o modelo RegCM3 (Figura 4.19).

Para região sul da Amazônia o modelo que melhor representa a fase e amplitude do ciclo anual é o modelo HadRM3P. O modelo ETA CCS representa bem a fase do ciclo anual, embora subestime a precipitação especialmente no período chuvoso. Já o modelo RegCM3 apresenta o valor mínimo de precipitação um mês depois do observado (Figura 4.19).

Para a região Nordeste do Brasil, observa-se a mesma tendência que aquela para a região Amazônica. O modelo ETA CCS subestima a precipitação em mais de 40%; e o modelo HadRM3P subestima um pouco a precipitação no primeiro semestre do ano (20%) e representa muito bem a chuva no período de SON (onde os outros modelos têm erros maiores que 50%). Assim, dos três modelos adotados, o HadRM3P mostra o melhor desempenho na representação do ciclo anual de precipitação nesta região. (Figura 4.20).

As simulações regionais representam melhor as temperaturas na região da Cordilheira dos Andes, do que os modelos globais. O modelo ETA CCS apresenta anomalias de temperatura mais elevadas (de até 3°C) na Amazônia e no centro-oeste do Brasil, enquanto os modelos RegCM3 e HadRM3P mostram condições um pouco mais frias no norte da América do Sul (Figura 4.21).



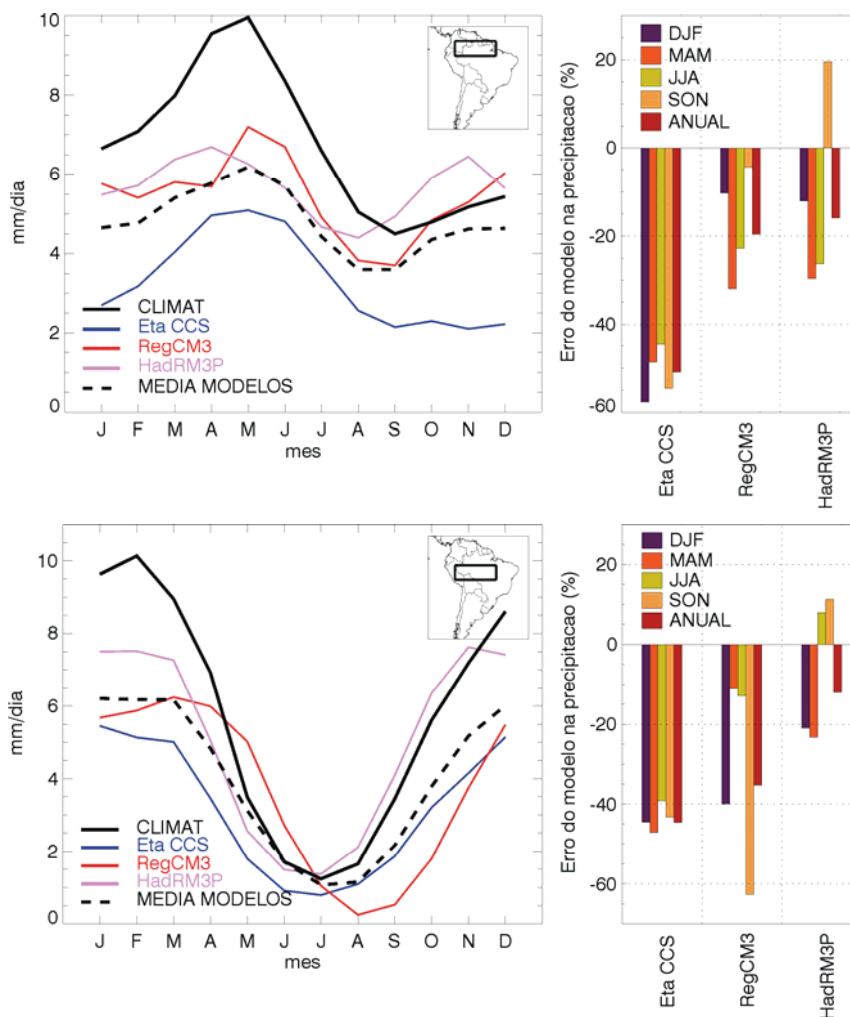


Figura 4.19 (direita) Ciclo anual da climatologia (1961-1990) da precipitação observada (CLIMAT) e simulada pelos modelos regionais para as áreas norte e sul da Amazônia (regiões apresentadas na figura). A linha descontínua indica a média dos três modelos regionais. (esquerda) Viés na precipitação (%) simulada pelos modelos para as quatro estações do ano e para o total anual.

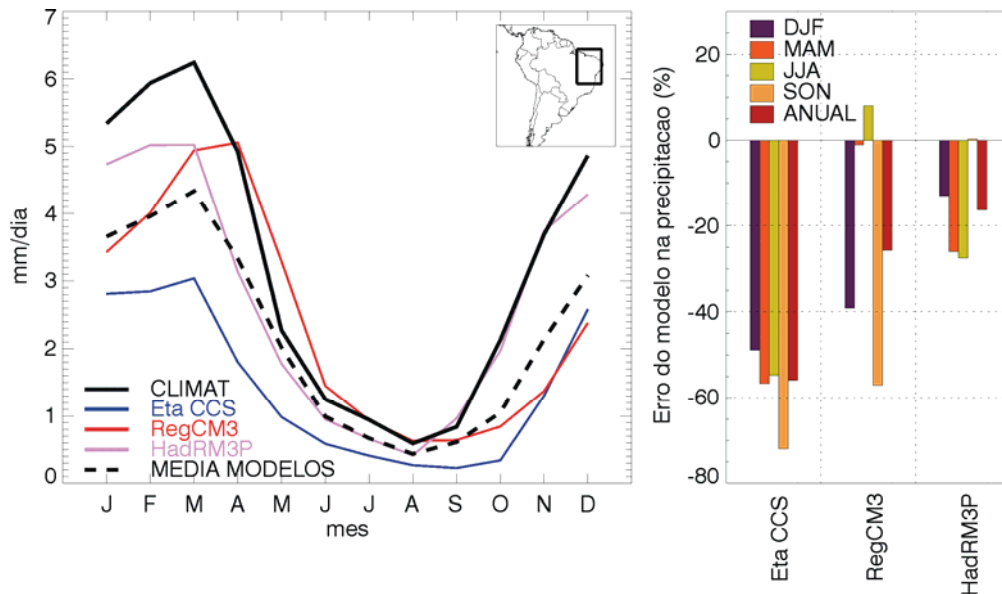


Figura 4.20 (direita) Ciclo anual da climatologia (1961-1990) da precipitação observada (CLIMAT) e simulada pelos modelos regionais para a área do nordeste do Brasil (regiões apresentadas na figura). A linha descontínua indica a media dos três modelos regionais. (esquerda) Viés na precipitação (%) simulada pelos modelos para as quatro estações do ano e para o total anual

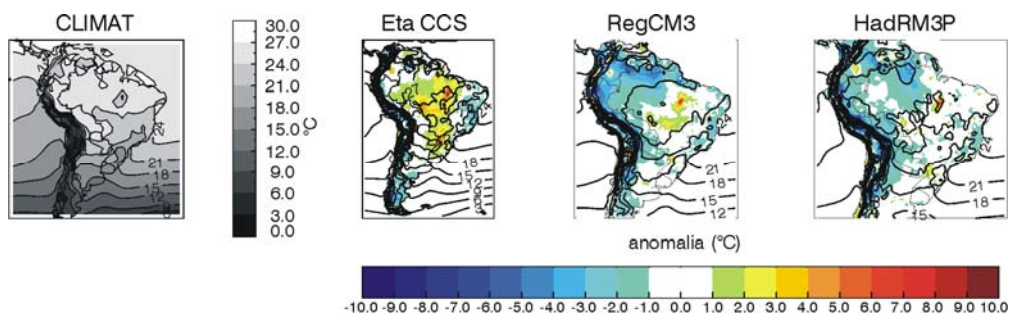


Figura 4.21 (Isolinhas) Temperatura média climatológica ( $^{\circ}\text{C}$ ) no período 1961-1990 dos dados observados (CLIMAT) e dos modelos regionais analisados. (Sombreado) Viés dos modelos (climatologia simulada menos a observada).

Segundo Alves (2007) os modelos regionais ainda que apresentem melhora expressiva sobre algumas regiões em outras apresentam erros significativos e muitas vezes não fornecem informações adicionais em relação aos modelos

globais. É compreensível que ocorram nos modelos regionais uma ampla variedade de erros sistemáticos, alguns dos quais relacionados com as condições de contornos e as parametrizações de processos na escala de subgrade do modelo; entretanto, pode-se verificar de diferentes estudos a importância e a necessidade da utilização de modelos climáticos regionais, particularmente, para estudos de projeções climáticas em escala regional. Neste caso, técnicas de representação dos processos de subgrade necessitam ser desenvolvidas, avaliadas e incorporadas constantemente a fim de melhorar o desempenho desses modelos.

#### **4.2.3 Representação da estação seca**

A duração da estação seca, que determina os tipos de vegetação em alguns locais nos trópicos (NOBRE et al., 1991; SOMBROEK, 2001; STERNBERG, 2001) está fortemente influenciada pelas temperaturas superficiais do mar nos oceanos tropicais adjacentes (FU et al., 2001; LIEBMANN E MARENGO, 2001) e pelas condições locais da vegetação e da umidade do SOLO (FU E LI, 2004; JIPP et al., 1998; NEPSTAD et al., 2002;). Portanto, o estudo dos mecanismos pelos quais a mudança climática influencia estes processos é fundamental para entender a distribuição futura da vegetação. Nesse sentido fez-se uma análise da representação da estação seca pelos modelos na climatologia atual. A Figura 4.22 apresenta a duração da estação seca para a climatologia observada e a simulada pelos modelos globais e regionais analisados, considerando um mês de seca quando a precipitação é menor que 100 mm/mês. Este critério representa a mínima precipitação necessária para a manutenção de uma floresta tropical (NIX, 1983; PRANCE, 1986; STERNBERG, 2001) e é um limiar comumente utilizado para zoneamentos ecológico-econômicos (SOMBROEK, 2001). Embora existam outros limiares (p.ex., SARMIENTO, 1984), o limiar de 100 mm foi aqui adotado por simplicidade e como um valor de referência, principalmente para a análise nas

florestas tropicais. A duração da estação seca na climatologia observada mostra que ela é de um a três meses no oeste da Amazônia equatorial e aumenta em direção ao sul e sudeste chegando a durar até quatro meses para a Amazônia leste. Na região nordeste do Brasil, a duração da estação seca é de oito a dez meses. Esses comportamentos estão fortemente relacionados com a convergência de umidade forçada pela orografia dos Andes para a zona oeste da Amazônia (FIGUEROA E NOBRE, 1990; KLEEMAN, 1989; NOBRE et al., 1991), e pelo ramo descendente associado à ZCIT para a Amazônia leste e nordeste do Brasil (FU et al., 2001; NOBRE et al., 1991). Para o sul do Brasil, observam-se poucos meses de estação seca (na região onde estaria localizada naturalmente a Mata atlântica). Já para a região do norte do Chile e sul da Argentina a estação seca pode durar até mais que 10 meses. Apenas numa pequena região do sul do Chile observa-se uma estação seca de poucos meses. Em geral, os modelos apresentam problemas na representação do corredor seco que se estende do Nordeste do Brasil ao Chaco, passando pelo cerrado no Brasil, que separa a Amazônia da mata Atlântica. Muitos modelos colocam uma estação muito maior que a observada no Suriname e as Guianas, e na costa oeste da Venezuela, apresentando problemas relacionados à representação de processos de interação oceano-continente. Para o norte da região nordeste do Brasil a maioria dos modelos sugere uma estação seca mais curta. Numa análise visual, observa-se que os modelos que melhor definem a duração da estação seca na América do Sul são o UKMO-HadCM3, MRI-CGCM2.3.2, GISS-ER, CNRM-CM3 e ECHO-G. Li et al. (2006) analisaram os modelos GISS-ER e UKMO-HadCM3 e verificaram que eles representam de forma adequada a variação espacial da estação seca. Na escala dos modelos regionais, o RegCM3 e o HadRM3P apresentam uma boa simulação da distribuição da estação seca na Amazônia, nordeste e sudeste do Brasil. O modelo ETA CCS superestima a estação seca no nordeste do Brasil e na costa leste do norte do continente. O modelo RegCM3 coloca uma estação mais seca (um mês a mais) que a observada para o centro do Brasil.

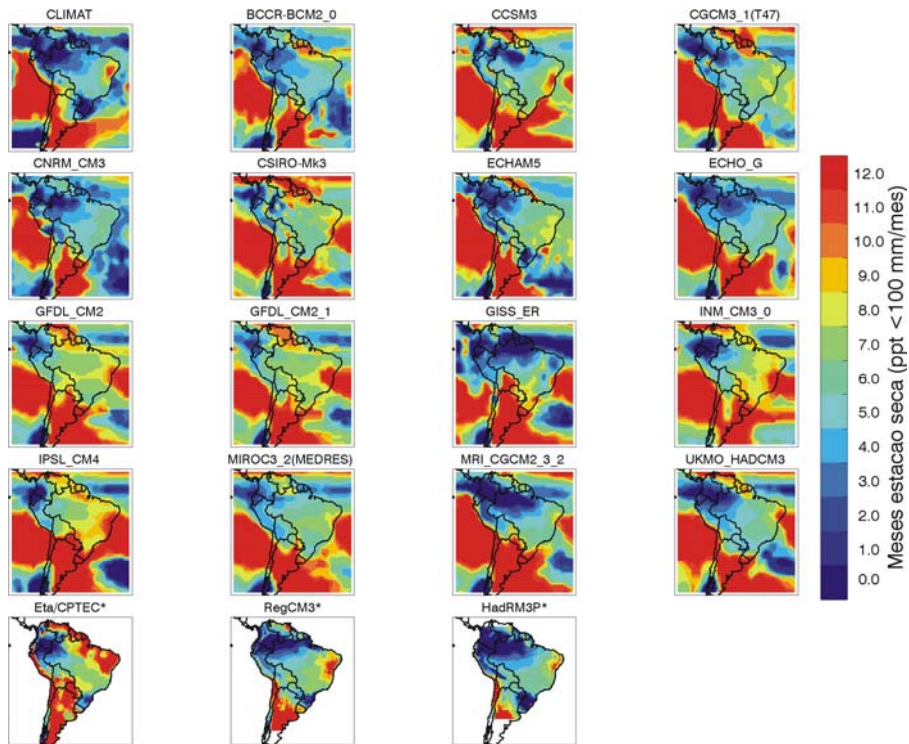


Figura 4.22 Número de meses consecutivos com precipitação menor a 100 mm/mês (duração da estação seca na Amazônia) observada (CLIMAT), nos 15 modelos globais e nos três cenários regionais (\*) para o período 1961-1990.

### 4.3 Projeções de mudança climática

#### 4.3.1 Anomalias de precipitação e temperatura

Foram feitas análises das anomalias de precipitação e temperatura para diferentes períodos futuros (2010-2039, 2040-2069, 2070-2099) em relação à climatologia do próprio modelo (período 1961-1990), para os 15 modelos globais e os 3 regionais e para os cenários A2, A1B e B1 (B2 para os cenários regionais). Por brevidade somente serão apresentadas as figuras relacionadas para o período 2070-2099 no cenário A2 (Figuras 4.23 e 4.24). Em relação à temperatura todos os modelos apontam para anomalias positivas, que

aumentam conforme o tempo principalmente para a região Amazônica. Para a precipitação os resultados são diferentes, apresentando divergências no valor e sinal da anomalia. Para ter uma idéia melhor das regiões onde os modelos apontam para o mesmo sinal da anomalia de precipitação, nos vários períodos de tempo e para os diferentes cenários, as regiões de consenso na anomalia para os modelos globais e regionais, são apresentadas, respectivamente, nas Figuras 4.25 e 4.26. É possível observar que as áreas de concordância entre os modelos, tanto para as anomalias positivas quanto para as negativas, não mudam muito entre cenários e no decorrer do século XXI. Em geral, os modelos globais (Figura 4.25) apontam para anomalias positivas de precipitação na região sul do Brasil, Uruguai, norte da Argentina, norte de Peru, Equador, sul da Colômbia e oeste da Amazônia; e anomalias negativas para o norte da Venezuela, parte sudeste do nordeste do Brasil, Chile e sul da Argentina. As áreas de discordância entre os modelos estão localizadas no interior do continente, principalmente no sul e leste da Amazônia, norte da Bolívia e do Paraguai. Nos modelos regionais (Figura 4.26), que apresentam maiores diferenças nas projeções entre os cenários A2 e B2, a área de aumento de precipitação é menor que nos modelos globais e é restrita para o interior do continente. A principal diferença entre os modelos globais e regionais está localizada na região oeste da Amazônia, onde os cenários globais apontam para aumento de precipitação e os regionais para diminuição (lembrando que as condições de contorno dos modelos regionais vêm do modelo HadCM3 que projeta anomalias negativas de precipitação para esta região, o que explica os padrões dos modelos regionais).

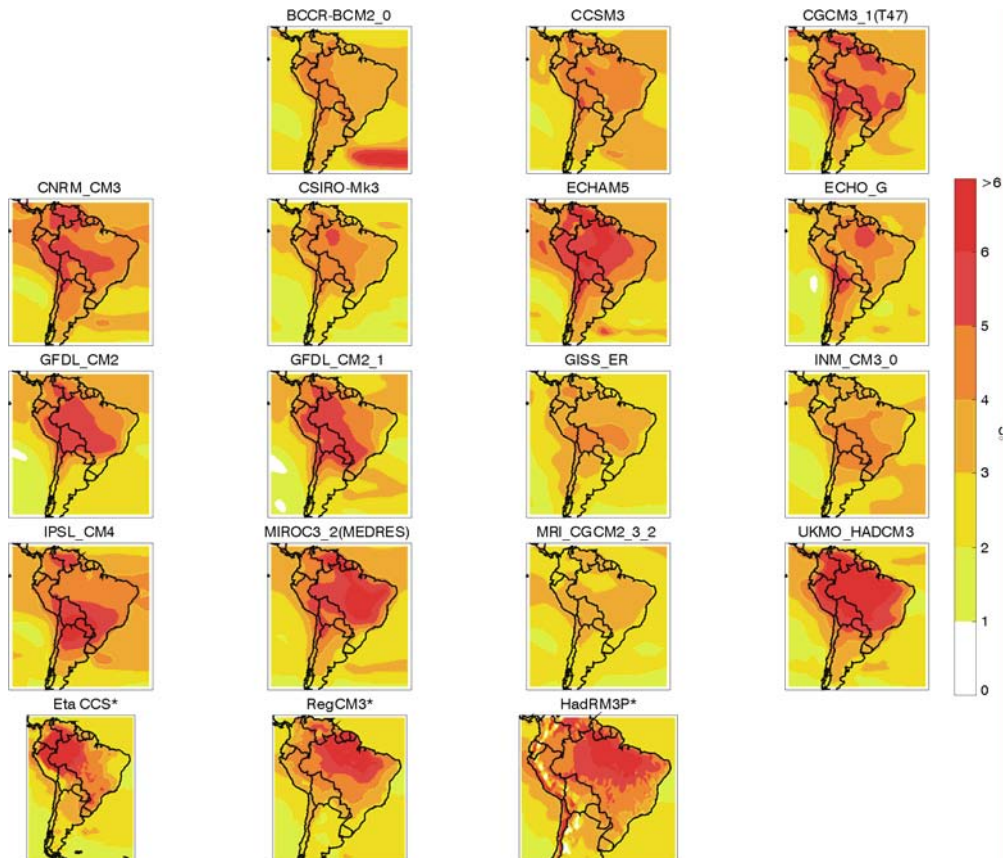


Figura 4.23 Anomalias de temperatura para o período 2070-2099 no cenário A2 em relação à própria climatologia do modelo (1961-1990), para os 15 modelos globais e os três cenários regionais (\*) analisados.

Vera et al. (2006) fazem uma análise sazonal do consenso entre as anomalias de sete modelos do IPCC para o período 2070-2099. Os autores mostraram que os modelos indicam aumento de precipitação no verão do Hemisfério Sul sobre o sudeste da América do Sul tropical e sobre o norte dos Andes; redução da precipitação no inverno do Hemisfério Sul sobre grande parte do continente; e redução da precipitação na parte sul dos Andes em todas as estações do ano.

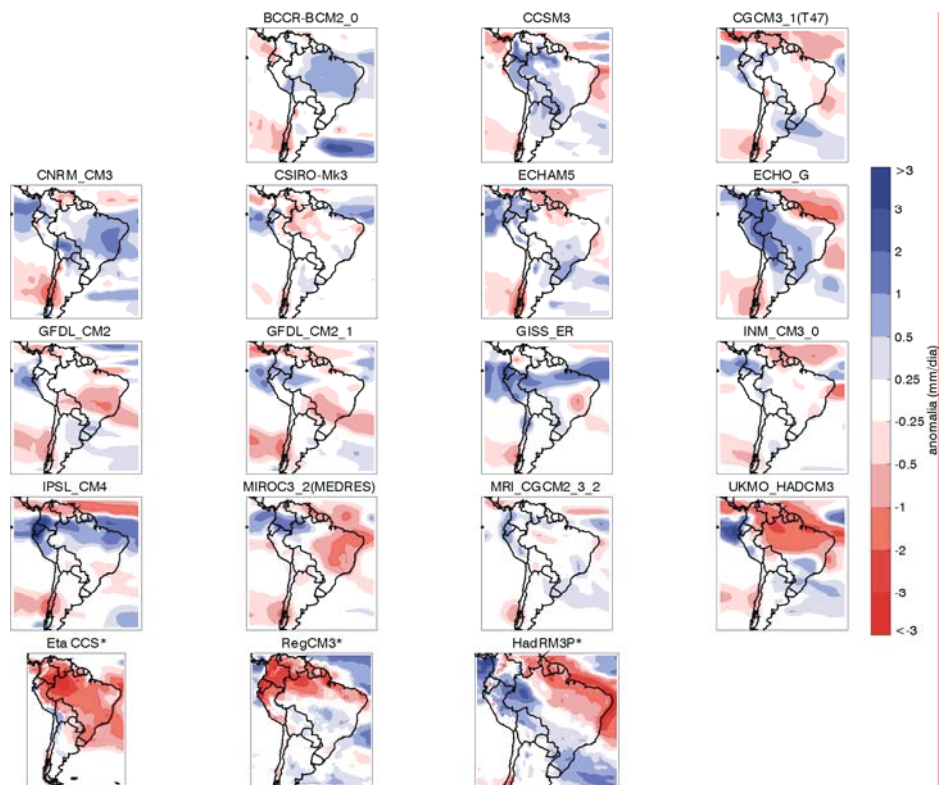


Figura 4.24 Anomalias de precipitação média anual (mm/dia) para o período 2070-2099 no cenário A2 em relação à própria climatologia do modelo (1961-1990), para os 15 modelos globais e os três modelos regionais (\*) analisados.



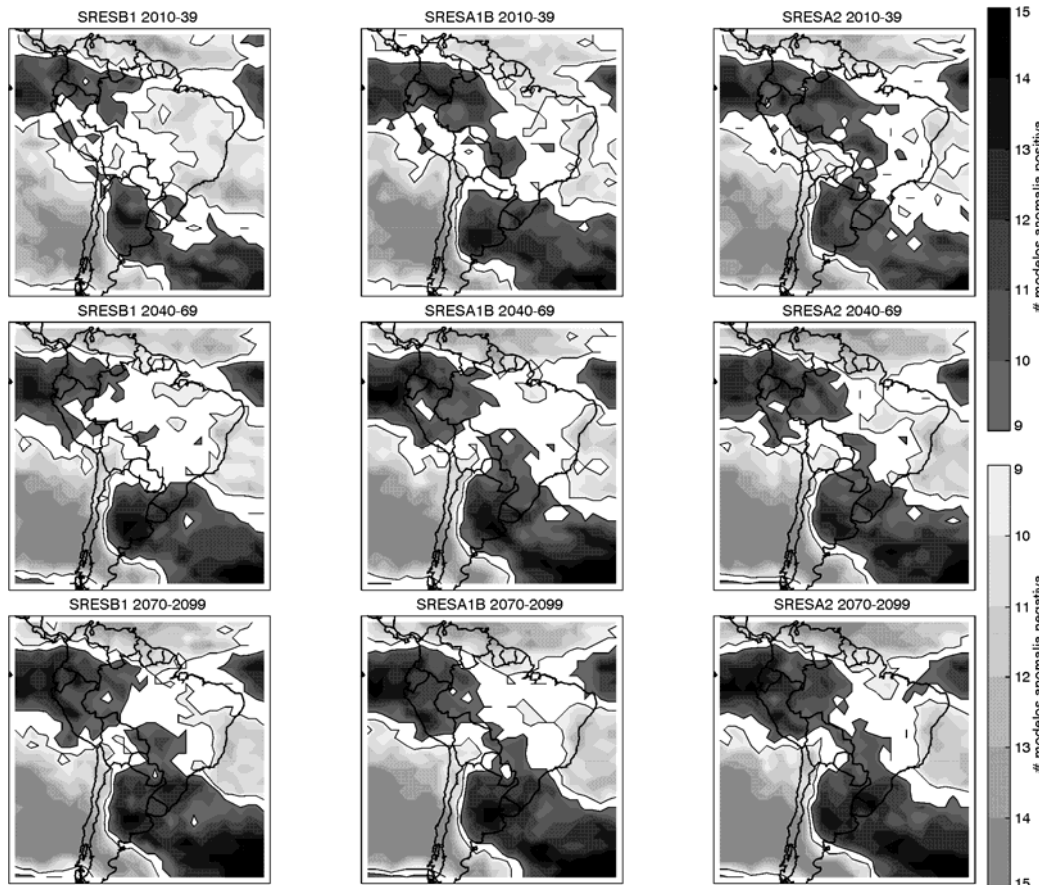


Figura 4.25 Número de modelos globais (de 15) que concordam no sinal positivo e negativo da precipitação anual. As áreas em branco representam as regiões onde existem 7 (8) modelos que colocam anomalias positivas (negativas) ou 7 (8) modelos que colocam anomalias negativas (positivas) (áreas de “não consenso”). As áreas onde mais de 11 modelos (>75% dos 15 modelos) concordam no sinal da anomalia podem ser indicadas como áreas de “consenso”. As análises são feitas para os três períodos de tempo (na vertical) e os três cenários de mudança climática (na horizontal).

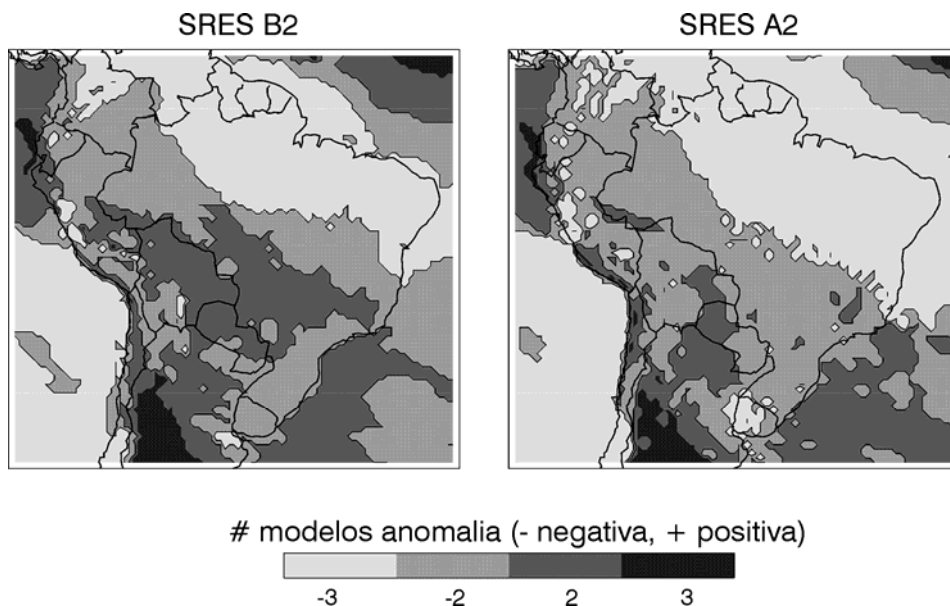


Figura 4.26 Número de modelos regionais (de três) que concordam no sinal positivo e negativo da precipitação anual. Os valores negativos (positivos) representam o número de modelos que projetam anomalias negativas (positivas) no total anual de precipitação.

Considerando às diferenças no ciclo anual de precipitação para a região norte e sul da Amazônia e o consenso das projeções futuras dos modelos globais de diminuição (aumento) da precipitação no leste (oeste) da Amazônia, a Figura 4.27 apresenta as anomalias médias mensais e os erros associados (nível de confiança de 95%) a partir dos quinze modelos globais, e para os três cenário analisados no período 2070-2099, dividindo a Amazônia em quatro quadrantes. Além disso, também são apresentadas as análises para a região nordeste do Brasil. Para a região noroeste da Amazônia, a média dos modelos projeta incrementos de precipitação estatisticamente significativos, em torno de 10% nos três primeiros meses do ano. Este trimestre está relacionado com a época de transição da estação seca para a úmida nesta região. A região sudoeste da Amazônia apresenta projeções similares, só que o primeiro trimestre do ano

nesta região corresponde ao pico de precipitação anual, o que não modifica a distribuição anual de chuva na região. Para as regiões nordeste e sudeste da Amazônia são projetadas anomalias negativas de precipitação (embora para alguns meses e cenários não sejam estatisticamente significativos), principalmente nos meses de menor precipitação (Agosto, Setembro, Outubro e Novembro para a região nordeste da Amazônia; e Junho, Julho e Agosto para a região sudeste da Amazônia). Para a região nordeste do Brasil, as projeções também apontam para diminuição de precipitação na estação seca (com confiabilidade de 95% no cenário A2 para os meses de Agosto e Setembro). Os modelos regionais projetam para estas mesmas regiões diminuição da precipitação mensal, principalmente para a estação seca (não mostrado). A exceção desta análise está relacionada com o modelo HadRM3P que coloca anomalias positivas de precipitação para as regiões Noroeste e Sudoeste da Amazônia, principalmente na época de chuvas, concordando com a análise dos modelos globais para estas duas regiões.

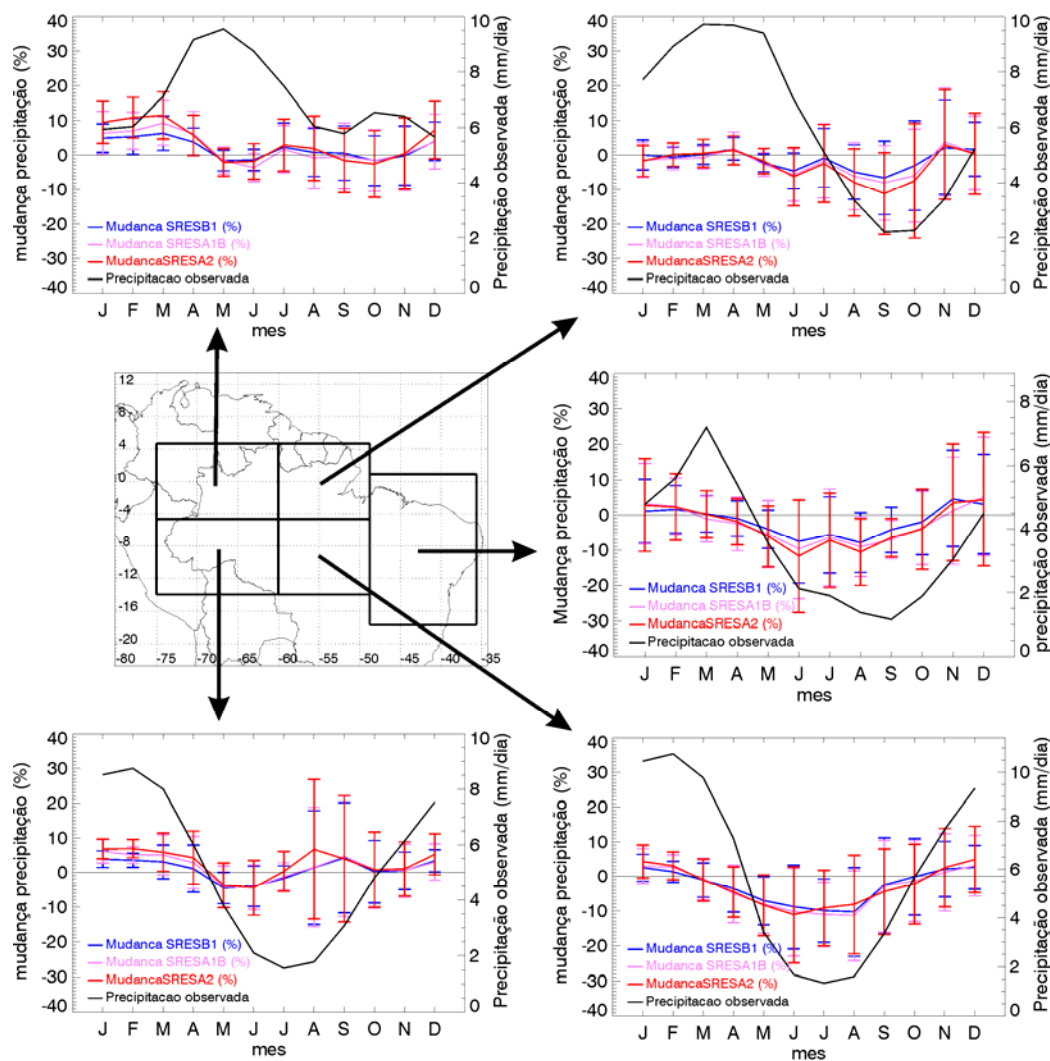


Figura 4.27 Anomalias médias (%) e erros mensais (nível de significância de 95%, segundo teste t-student) calculados a partir dos 15 modelos globais, para os cenários B1, A1B e A2 no período 2070-2099. As anomalias dos modelos foram calculadas em relação aos valores de precipitação observada (linha preta).

### 4.3.2 Anomalias nas projeções da estação seca

Uma análise importante, principalmente para o estudo das possíveis

modificações na distribuição da vegetação, é a de como será modificada a duração da estação seca sob os cenários de mudança climática. Um início atrasado ou um fim adiantado na estação úmida imporiam um estresse significativo na floresta tropical (NEPSTAD et al., 1999). Segundo Nobre et al., (1991) se a duração da estação seca aumentasse, a diminuição de chuva poderia mudar a vegetação de floresta para savana. Por outro lado, se a duração da estação seca fosse menor, com aumento anual de chuva, a floresta poderia estar num equilíbrio estável e floresta secundária poderia crescer mais rapidamente. Assim, aumento da estação seca, devido ao aumento de gases de efeito estufa, poderiam levar a um processo de retroalimentação positiva, devido a perda de vegetação e maior emissão de CO<sub>2</sub>.

De modo geral, para o cálculo das mudanças entre os cenários futuros e presente é usada uma metodologia que reduz alguns erros sistemáticos nos modelos climáticos, baseada na hipótese de que as diferenças entre simulação e controle (anomalias) independem da climatologia (OYAMA, 2002). Esta metodologia consiste em calcular as anomalias do próprio modelo (projeção futura menos climatologia do modelo) e somá-las à climatologia observada, tendo então as projeções climáticas futuras com as quais é possível calcular a duração da estação seca climatológica e para os cenários futuros. Desta forma estamos calculando o efeito da anomalia da precipitação de cada um dos modelos na distribuição dos parâmetros de interesse. Esta mesma metodologia será usada para a integração do modelo de vegetação potencial com os cenários climáticos globais e regionais (Capítulos 5 e 6).

A figura 4.28 apresenta as anomalias, na duração da estação seca, projetadas pelos modelos globais e regionais. Embora alguns modelos sugiram diminuição de chuva, é importante observar a magnitude e a época do ano em que isto ocorre. Por exemplo, para a região ocidental da Amazônia, onde a estação seca é de até 2 meses (Figura 4.22) e as anomalias futuras de precipitação na maioria dos modelos globais indicam aumento de chuva, não se tem

modificações na estação seca. Outras áreas como o leste da Amazônia, onde a duração da estação seca é de 4 a 5 meses e as anomalias projetadas da precipitação indicam diminuição nos meses com menor precipitação ou nos meses de transição é possível que haja um efeito na duração da estação seca. Alguns modelos, por exemplo, o UKMO-HadCM3, apresentam mudanças significativas na precipitação nos períodos de transição entre as estações úmida e a seca, o que tem implicação direta na duração da estação seca. Para a Amazônia, a precipitação e a duração da estação seca estão fortemente influenciadas pelas temperaturas superficiais do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico. Por exemplo, segundo Li et al. (2006), as anomalias negativas de precipitação no modelo UKMO-HadCM3 estão relacionadas com condições mais frequentes de El Niño no Oceano Pacífico e aumento do gradiente norte-sul de temperaturas no oceano Atlântico (o que desloca a ZCIT para o norte e reduz a precipitação na Amazônia). Por outro lado, as anomalias positivas de precipitação no modelo GISS-ER estão relacionadas com condições de aumento de temperatura superficial do Pacífico maiores na porção oriental do que na ocidental, o que reforça a circulação de Walker; e com a diminuição do gradiente de temperatura norte-sul no Atlântico tropical, o que aumenta a precipitação no norte do nordeste do Brasil e leste da Amazônia, devido ao aumento de advecção de umidade oceânica para estas regiões. As análises anteriores são exemplos da dependência da forte interação oceano-clima na Amazônia (além de outras fortes interações com a vegetação) que demonstram que incertezas nas projeções das temperaturas superficiais do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico têm uma repercussão muito grande nas estimativas das anomalias de precipitação e na duração da estação seca para esta região no futuro.

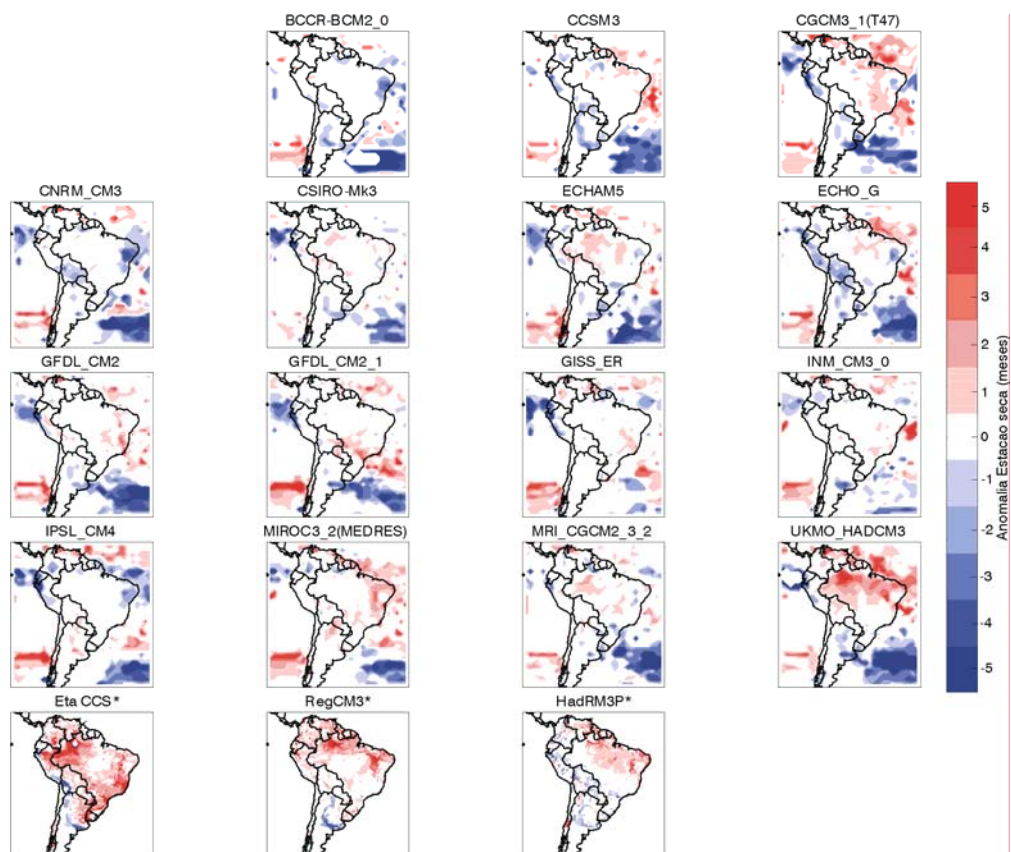


Figura 4.28 Anomalias da duração da estação nos modelos globais e regionais para o cenário A2 e período 2070-2099, em relação à duração da estação seca obtida da climatologia observada.

#### 4.4 Conclusões e discussão

Foram analisados os modelos climáticos globais e regionais e suas representações das condições climáticas atuais, como base para determinar incertezas relacionadas com as projeções de mudanças climáticas futuras. Embora os modelos climáticos tenham avançado muito nos últimos anos na representação do clima e de suas variações espaço-temporais, algumas regiões como a Amazônia representam um grande desafio devido à forte interação oceano-superfície-atmosfera. Este acoplamento de processos

também dificulta as projeções de mudanças futuras da precipitação. Em razão da grande diversidade de projeções provenientes dos modelos climáticos globais, é importante fazer uma análise detalhada da destreza dos modelos para simular o clima atual, para se conhecer e medir o grau de incerteza das projeções climáticas futuras, sem deixar de lado a importância da análise conjunta de todos os modelos disponíveis. Sob esta perspectiva de análise, os modelos globais MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3 e CNRM-CM3 e o modelo regional HadRM3P são os que melhor representam o clima atual para América do Sul nos contextos global e regional, respectivamente (embora apresentem alguns erros sistemáticos). Neste ponto é importante destacar a relevância dos modelos regionais para simular características climáticas na região dos Andes, onde os globais, devido a sua baixa resolução espacial, apresentam algumas dificuldades.

Em termos da variável temperatura os modelos conseguem representar as características observadas e todos sugerem aumentos de temperatura para América do Sul no futuro (de até 6°C para algumas regiões, em alguns modelos). A região da Amazônia central apresenta as maiores anomalias positivas de temperatura.

As projeções na precipitação apresentam muita divergência de resultados para algumas áreas, o que torna muito importante fazer a análise de consenso dos diferentes modelos para determinar as regiões onde a maior quantidade de simulações apontam para uma determinada anomalia, seja ela positiva ou negativa. Em geral, os modelos globais apontam para anomalias anuais positivas de precipitação na região sul do Brasil (isto não é caso dos 3 modelos regionais, onde 2 destes apresentaram diminuição), Uruguai, norte da Argentina, norte do Peru, Equador, sul da Colômbia e oeste da Amazônia. As anomalias negativas anuais estão concentradas no norte da Venezuela, parte leste do nordeste do Brasil, Chile e sul da Argentina. As áreas com maior divergência nas projeções de precipitação estão localizadas no interior do



continente, principalmente no sul e no leste da Amazônia, norte da Bolívia e no Paraguai.

Para a determinação das possíveis modificações na duração da estação seca é importante a análise das projeções futuras sazonais de precipitação. Neste caso, os resultados se mostraram bastante interessantes, considerando a localização da anomalia. O oeste da Amazônia apresenta aumento de precipitação estatisticamente significativo no período Janeiro, Fevereiro e Março (período de menos (mais) chuva na região noroeste (sudoeste) da Amazônia). Para o leste da Amazônia, as anomalias negativas de precipitação estão concentradas no período seco (principalmente no sudeste da Amazônia). Para o norte do nordeste do Brasil, as anomalias de precipitação estão concentradas nos meses de transição da estação chuvosa para a seca (JJA). A análise de significância estatística de mudanças na duração da estação seca permite apontar o noroeste da Venezuela (leste do Peru) como uma área de aumento (diminuição) da duração da estação seca. A análise das outras áreas não permite determinar, com significância estatística, possíveis mudanças na duração da estação seca devido às mudanças na precipitação.

## **5 CONSEQUÊNCIAS DA MUDANÇA CLIMÁTICA NA DISTRIBUIÇÃO DOS BIOMAS NA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DE CENÁRIOS GLOBAIS**

Neste capítulo é feita uma avaliação da representação da vegetação pelo modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM (cf. seção 3.1) a partir da climatologia dos modelos de circulação geral (cf. seção 4.1.1). As projeções da mudança na vegetação, quando integrado o modelo CPTEC-PVM para os diferentes períodos de tempo (2010-2039, 2040-2069, 2070-2099) e para os cenários de mudança climática A2, A1B e B1, serão analisadas individualmente e também em termos do consenso dos modelos (apontar as áreas onde a maioria dos modelos indica um determinado comportamento nas projeções da distribuição da vegetação). Também é utilizado o modelo CPTEC-PVM2.0 para o estudo das consequências da mudança climática até o ano 2200 com o cenário A1B para diferentes condições do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>.

### **5.1 Representação da vegetação natural atual com a climatologia dos modelos**

Os modelos de vegetação potencial são uma ferramenta útil para a validação de climatologias produzidas pelos modelos de circulação geral, uma vez que, através destes, se pode transladar um clima simulado para uma distribuição de vegetação, que pode ser comparada diretamente com a vegetação natural potencial (COOK E VIZY, 2008). Sob esta perspectiva, foi integrado o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM com as climatologias do clima presente para os 15 modelos globais (cf. Capítulo 4, seção 4.1.1), resultando nas respectivas distribuições da vegetação em equilíbrio com cada uma destas climatologias (Figura 5.1).

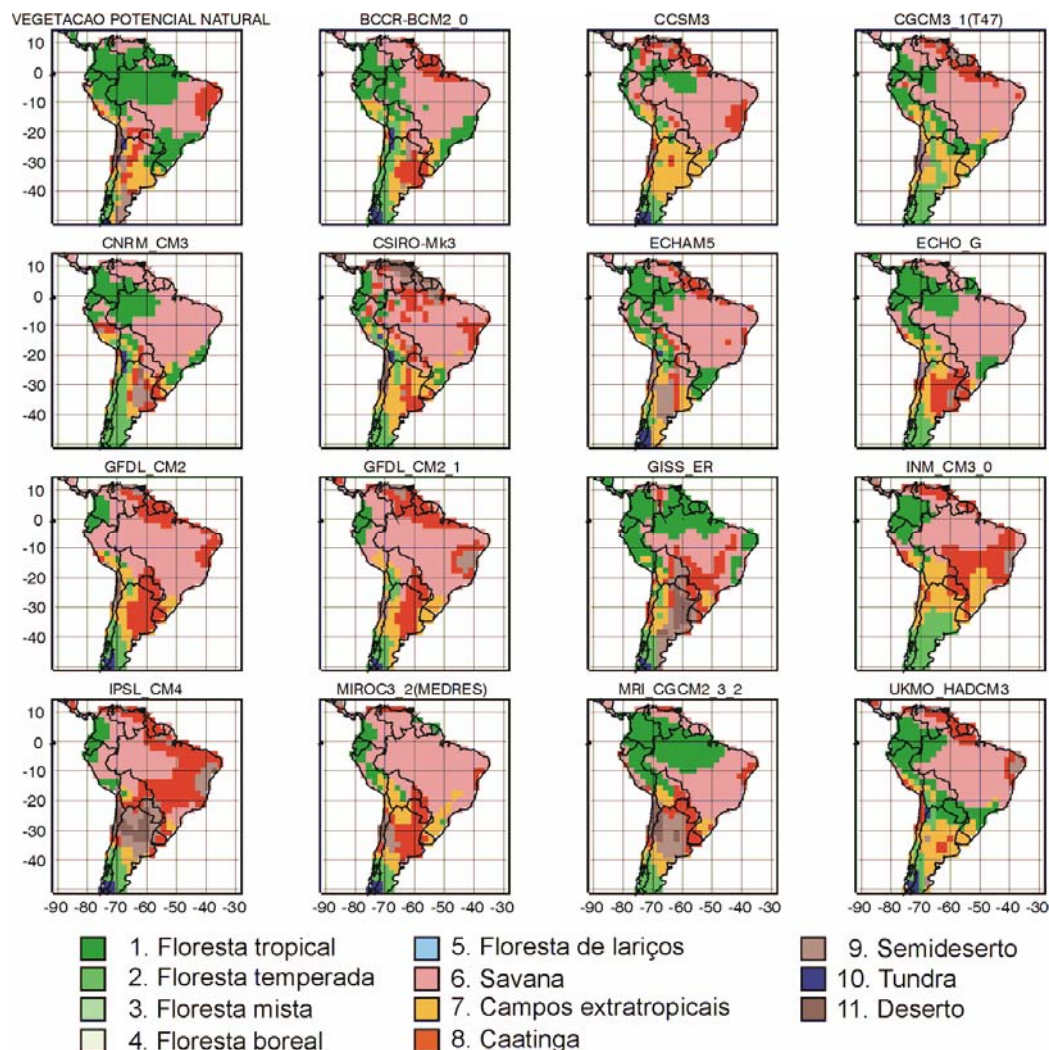


Figura 5.1 - Distribuição dos biomas potenciais na América do sul de acordo com a climatologia do período entre 1961-1990, segundo o CPTec-PVM para cada um dos 15 modelos globais utilizados. Acima e a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural.

A distribuição da vegetação, a partir das climatologias dos modelos, é um reflexo dos erros sistemáticos descritos no Capítulo 4: Subestimação de precipitação em varias regiões da Amazônia (em equilíbrio com vegetação de savana ou caatinga, diferente da vegetação de floresta observada naturalmente), no norte da América do Sul (norte da Venezuela e Guianas), em

que o equilíbrio se apresenta com uma vegetação mais seca (caatinga) ao invés das florestas e savanas observadas; e no sudeste do Brasil. Também é possível observar que alguns modelos colocam condições mais úmidas (vegetação de savana) e outros, condições mais secas (vegetação de semi-deserto) para o norte do nordeste do Brasil. Para considerar o viés da climatologia dos modelos na representação da vegetação resultante do PVM, foram calculados o grau de concordância (índice de acerto) e a estatística  $\kappa$  entre os mapas obtidos e o mapa de vegetação natural atual (Tabelas 5.1 e 5.2). Esta análise permite concluir que os a climatologia dos modelos globais que melhor representam a distribuição da vegetação na América do Sul (e portanto tem uma melhor climatologia) são MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3, ECHO-G, CNRM-CM3 e ECHAM5 (como foi descrito no Capítulo 4). Localmente, o modelo que melhor representa o bioma caatinga é o GFDL-CM2 (embora tenha um viés muito grande na representação do bioma floresta tropical). O MRI-CGCM2.3.2., que é o modelo que melhor representa os biomas floresta tropical e deserto (poucos modelos conseguem representar o bioma deserto no norte do Chile), tem dificuldades na representação dos biomas ao sul do continente, principalmente para o bioma campos. O maior valor da estatística  $\kappa$  ( $\kappa = 0.39$ ) pertence ao mapa obtido a partir da climatologia do modelo MRI-CGCM2.3.2, ressaltando que esse valor é considerado como um desempenho ruim segundo a tabela de Monserud e Leemans (1992) (Tabela 3.2).

Tabela 5.1 - Índice de acerto (%) para cada bioma e a média de todos os biomas entre os mapas de vegetação obtidos a partir da climatologia dos modelos e o mapa de vegetação potencial natural.

	Floresta Tropical	Floresta Temp.	Savana	Campos	Caatinga	Semides.	Tundra	Deserto	Média
<b>Modelo</b>									
GFDL_CM2	9.8	73	71	29	61	8.7	25	75	44
UKMO_HADCM3	45	60	73	58	23	13	75	0	43
MRI_CGCM2.3.2	65	73	70	13	26	8.7	0	75	41
CSIRO-Mk3	16	80	68	33	35	4.3	0	75	39
CNRM_CM3	45	93	81	13	16	0	50	0	37

CCSM3	24	67	72	80	21	8.7	25	0	37
BCCR-BCM2.0	39	87	71	16	4.7	0	75	0	37
ECHAM5	41	60	77	40	12	30	25	0	36
GISS_ER	57	73	46	20	21	35	25	0	35
ECHO_G	48	73	85	20	19	4.3	0	0	31
MIROC3.2 (MEDRES)	15	60	73	29	21	22	25	0	31
CGCM3_1(T47)	30	67	75	49	2.3	17	0	0	30
GFDL_CM2.1	7.7	67	61	36	28	13	25	0	30
IPSL_CM4	10	73	19	11	35	13	25	50	30
INM_CM3.0	24	80	24	36	35	0	0	0	25

Tabela 5.2 Concordância (segundo a estatística  $\kappa$ ) para cada bioma e a média de todos os biomas entre os mapas obtidos a partir da climatologia dos modelos e o mapa de vegetação potencial natural.

	Floresta Tropical	Floresta Temp.	Savana	Campos	Caatinga	Semides.	Tundra	Deserto	Mapa Geral
<b>Modelo</b>									
MRI-CGCM2.3.2	0,59	0,60	0,46	0,09	0,15	0,00	0,00	0,29	0,39
UKMO-HADCM3	0,37	0,43	0,42	0,39	0,11	0,13	0,49	0,00	0,35
ECHO-G	0,45	0,47	0,40	0,12	0,09	0,03	0,00	0,00	0,33
ECHAM5	0,37	0,53	0,35	0,36	0,03	0,18	0,16	0,00	0,31
CNRM-CM3	0,41	0,38	0,38	0,07	0,12	0,00	0,50	0,00	0,31
GISS-ER	0,41	0,56	0,29	0,17	0,06	0,21	0,28	0,00	0,28
CCSM3	0,20	0,54	0,30	0,47	0,09	0,08	0,21	0,00	0,27
CGCM3.1(T47)	0,24	0,30	0,34	0,30	0,00	0,15	0,00	0,00	0,24
BCCR-BCM2.0	0,30	0,40	0,35	0,05	0,00	0,00	0,46	0,00	0,23
CSIRO-Mk3	0,15	0,48	0,37	0,17	0,12	0,00	0,00	0,16	0,22
GFDL-CM2	0,10	0,50	0,24	0,21	0,22	0,09	0,21	0,75	0,21
MIROC3.2 (MEDRES)	0,12	0,55	0,19	0,15	0,06	0,24	0,21	0,00	0,16
GFDL-CM2.1	0,07	0,44	0,15	0,23	0,03	0,08	0,28	0,00	0,13
INM-CM3.0	0,26	0,30	0,00	0,13	0,06	0,00	0,00	0,00	0,11
IPSL-CM4	0,08	0,56	0,00	0,10	0,01	0,00	0,21	0,14	0,03

## **5.2 Efeitos da mudança climática na distribuição dos biomas**

### **5.2.1 Resultados do modelo CPTEC-PVM**

A metodologia da análise, para os cenários climáticos futuros, considera as anomalias do próprio modelo somadas à climatologia observada (redução de erros sistemáticos nos modelos). A análise feita na seção anterior serve para avaliar a habilidade dos modelos na representação do clima atual por intermédio da vegetação; já a análise realizada nesta seção visa avaliar os impactos das anomalias projetadas pelos diferentes modelos na distribuição da vegetação natural. Para isto, foi integrado o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM para condições médias mensais de três períodos de tempo no futuro (2010-2039, 2040-2069 e 2070-2099) dos 15 modelos e dos três cenários analisados. As Figuras 5.2 e 5.3 apresentam, respectivamente, as distribuições da vegetação para o cenário B1 no período 2010-2039 (cenário e período com menores anomalias de precipitação e temperatura) e para o cenário A2 no período 2070-2099 (cenário e período com maiores anomalias de precipitação e temperatura (posteriormente, é feita uma análise em termos das mudanças consensuais na vegetação para cada período e cenário considerado neste trabalho). Os resultados mostram que existe maior variabilidade nos resultados quando são comparados os diferentes modelos para o mesmo cenário e período do que para o mesmo modelo nos diferentes cenários. Uma análise geral destes resultados permite observar que os modelos BCCR-BCM2.0 e IPSL-CM4 apresentam as menores modificações da vegetação e os modelos UKMO-HadCM3, MRI-CGCM2.3.2, MIROC3.2(MEDRES), e GFDL-CM2 apresentam as maiores modificações na distribuição da vegetação quando comparadas à vegetação natural potencial (os modelos UKMO-HadCM3 e MRI-CGCM2.3.2 foram os que apresentaram melhor desempenho na simulação do clima atual para América do Sul). A maioria dos modelos indica substituição da vegetação de floresta por savana no sudeste da Amazônia, e de caatinga para semi-deserto ou deserto na região do interior do nordeste do Brasil. As regiões menos afetadas estão localizadas

no noroeste da Amazônia (compreendendo o sul da Colômbia, o norte do Peru e o leste do Equador) e na região da Mata Atlântica. Mesmo no cenário em que existem as menores anomalias de precipitação e temperatura (cenário B1, período 2010-2039), já são observadas algumas mudanças da vegetação na direção descrita acima (Figura 5.2).

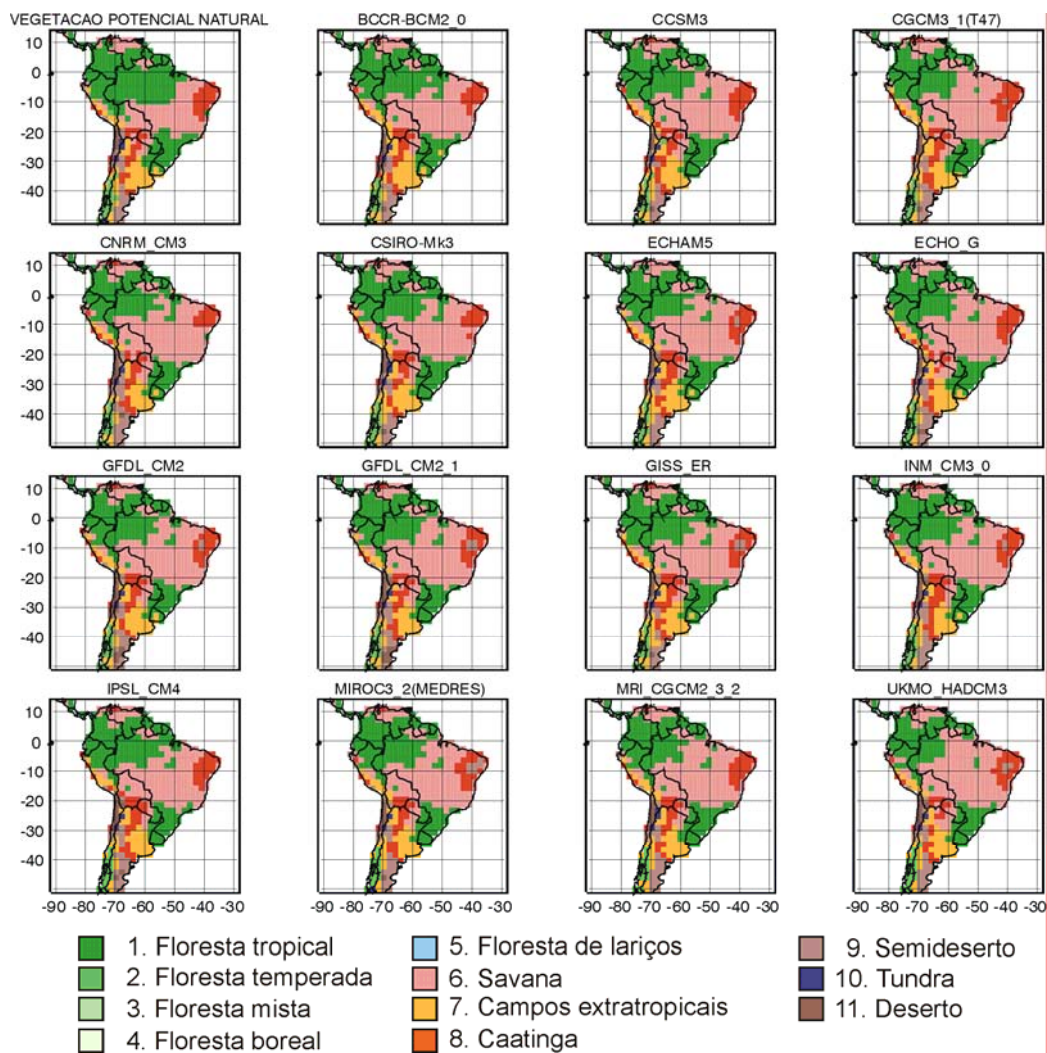


Figura 5.2 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2010-2039 no cenário B1, segundo o CPTEC-PVM para cada um dos 15 Modelos globais utilizados. Acima a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural atual.

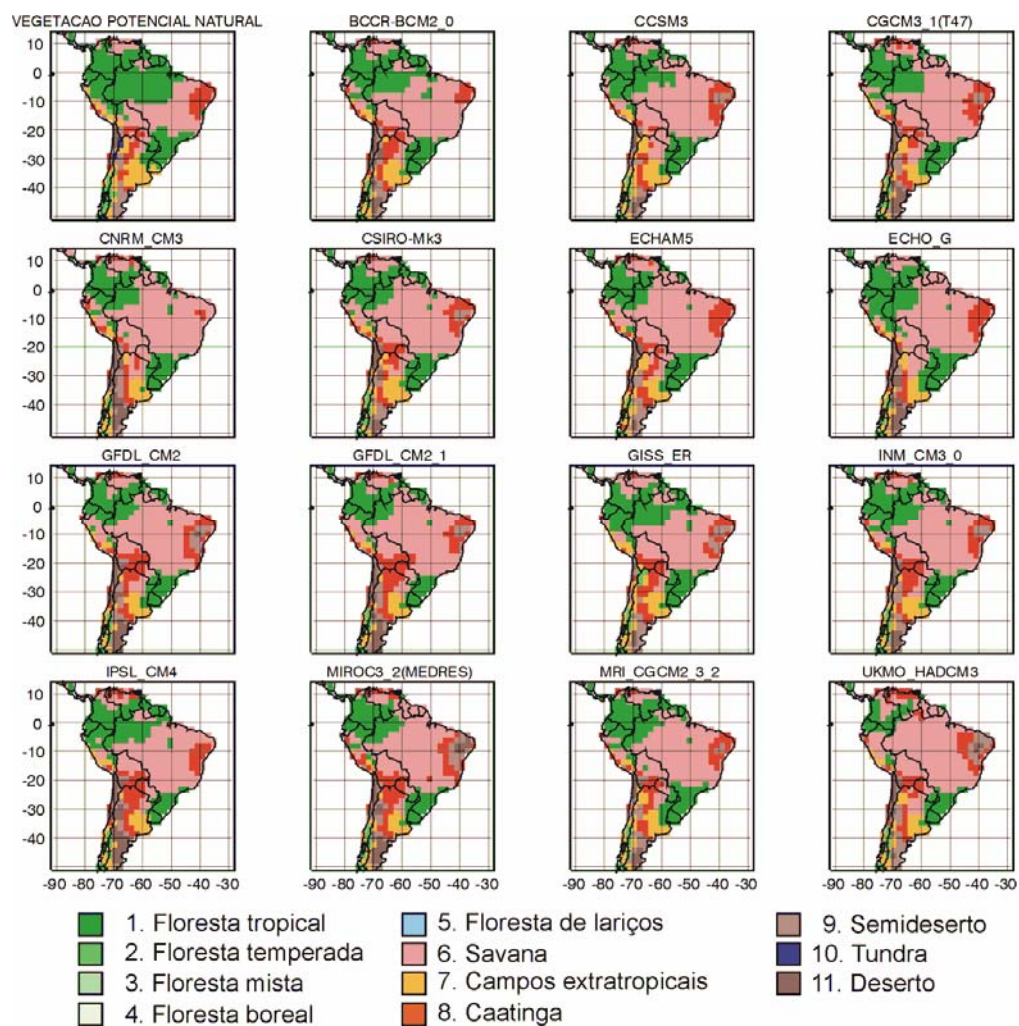


Figura 5.3 Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2070-2099 no cenário A2, segundo o CPTEC-PVM para cada um dos 15 Modelos globais utilizados. Acima a esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial natural atual.

Para entender quais processos levam a essas mudanças de vegetação no CPTEC-PVM para o período 2070-2099, no cenário A2, são examinados os critérios (limiares) para cada tipo de bioma especificado na Figura 3.1. Os processos descritos a seguir também se aplicam às mudanças da vegetação nos outros cenários e períodos analisados.



Um dos critérios climáticos para a existência da floresta tropical (considerando regiões subtropicais) é que a temperatura do mês mais frio ( $T_c$ ) seja maior a  $11^\circ\text{C}$ . Portanto, considerando as anomalias positivas de temperatura projetadas pelos modelos, o critério adotado a partir de  $T_c$  não está relacionado com possíveis mudanças do bioma floresta tropical. Da mesma forma, na região sul da América do Sul, as anomalias de temperatura no inverno não são suficientes para ultrapassar esse limiar (Figura 5.4), mantendo as condições para biomas extratropicais. As únicas regiões em que se observam mudanças no parâmetro  $T_c$  é no sul do Brasil e norte do Uruguai, o que significa que, dependendo do valor dos parâmetros de umidade ( $H$ ) e de sazonalidade ( $D$ ), essa região poderia ter outros tipos de vegetação no futuro (não é o caso como veremos depois porque os parâmetros  $H$  e  $D$  permanecem altos, o que favorece a manutenção do bioma floresta tropical).

Com relação às mudanças nos parâmetros de umidade ( $H$ ), a Figura 5.5 apresenta as regiões onde, segundo este parâmetro, existiria o bioma deserto ( $H < 0,17$ ), semi-deserto ( $0,17 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,84$ ) e floresta tropical ( $H \geq 0,84$ ). Esta análise exclui os biomas extratropicais que poderiam ter vegetação para limiares diferentes de  $H$ , quando o parâmetro  $T_c < 6^\circ\text{C}$ . Nas simulações com a climatologia atual, observam-se condições de umidade favoráveis para florestas na região tropical da América do Sul (exceto no norte da Venezuela), no sudeste do Brasil (região da Mata Atlântica), Uruguai e sul do Chile. Para as simulações com as projeções climáticas, as áreas favoráveis, considerando este parâmetro, são reduzidas ao sul e leste da floresta Amazônica e ao sul da Mata Atlântica, isto é, observa-se uma diminuição das áreas com condições suficientes de umidade para a manutenção de florestas. Essas mudanças neste parâmetro favorecem o critério para a ocorrência de vegetação de savanas nas regiões antes favoráveis a florestas. Além disso, as áreas favoráveis para a vegetação de caatinga (com valores de  $0,32 \leq H < 0,6$ ) aumentam, em geral, na direção

sul e oeste do nordeste do Brasil (onde naturalmente existem savanas). No interior da área de caatinga, no nordeste do Brasil, o parâmetro chega a valores tão baixos ( $H < 0,32$ ) que alguns modelos sugerem a alocação do bioma semi-deserto ou deserto.

Em relação às mudanças no parâmetro de sazonalidade ( $D$ ), associado à determinação das regiões de caatinga ( $D < 0,51$ ), savanas ( $0,51 \leq D < 0,86$ ) e florestas ( $D \geq 0,86$ ), é possível observar na Figura 5.6 que se a análise fosse somente baseada neste parâmetro, as mudanças nos biomas seriam menores que as projetadas pelo parâmetro  $H$ . Para a região sudeste da floresta Amazônica, ambos os parâmetros ( $H$  e  $D$ ) são limitadores de existência de floresta tropical no futuro. Já para outras regiões da bacia amazônica, o fator limitador é apenas o parâmetro de umidade.

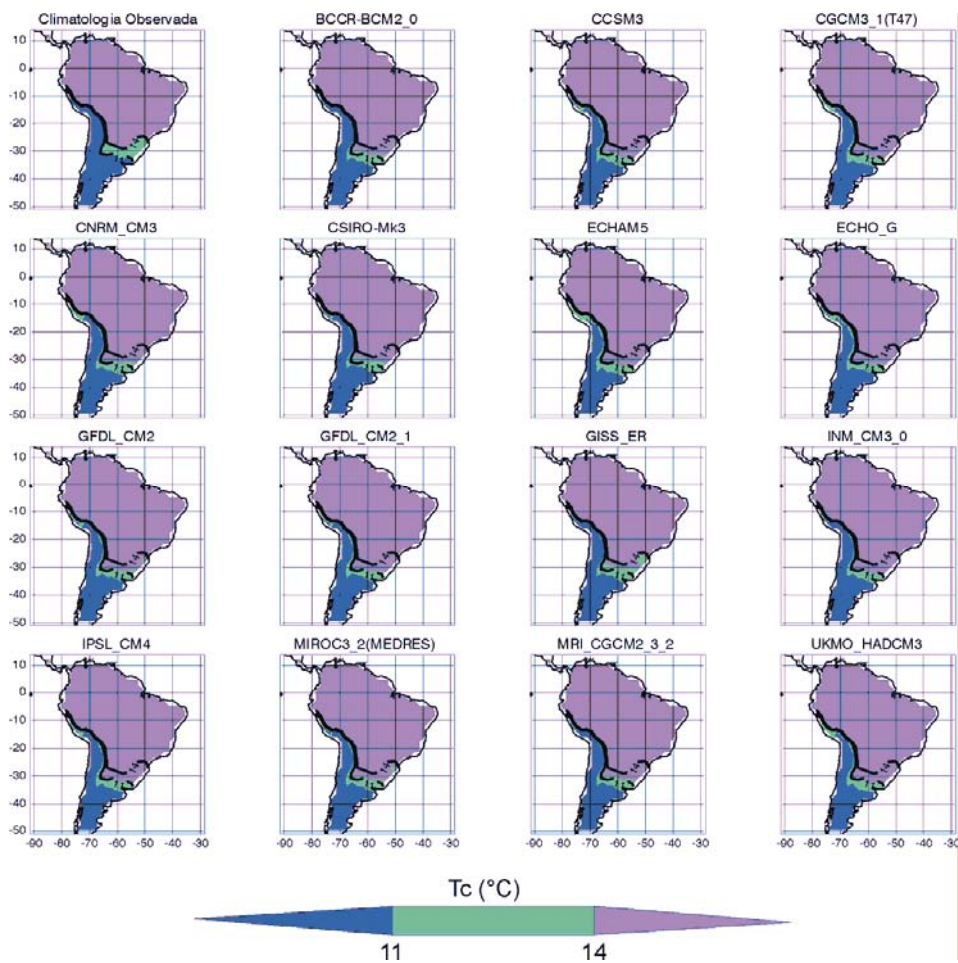


Figura 5.4 - Temperatura do mês mais frio ( $T_c$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares dos biomas tropicais ( $T_c > 11^\circ\text{C}$ ) e extratropicais ( $T_c \leq 11^\circ\text{C}$ ) na climatologia observada. O limiar de ( $11^\circ\text{C} < T_c < 14^\circ\text{C}$ ) indica as regiões onde, dependendo das condições de umidade e sazonalidade, pode ocorrer o bioma campos.

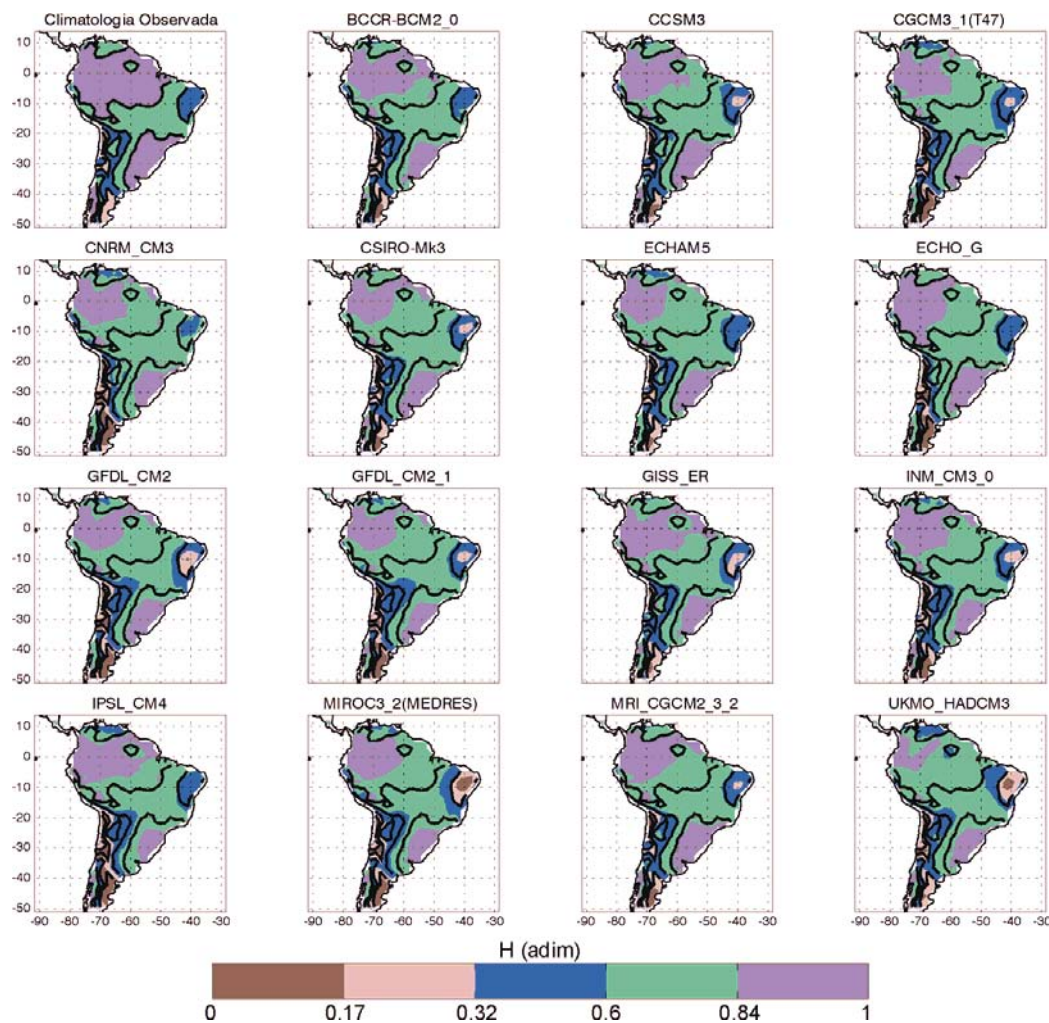


Figura 5.5 - Índice de umidade ( $H$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,17$ ), semi-deserto ( $0,17 \leq H < 0,32$ ), Caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,84$ ) e floresta tropical ( $H \geq 0,84$ ), baseados na climatologia observada.

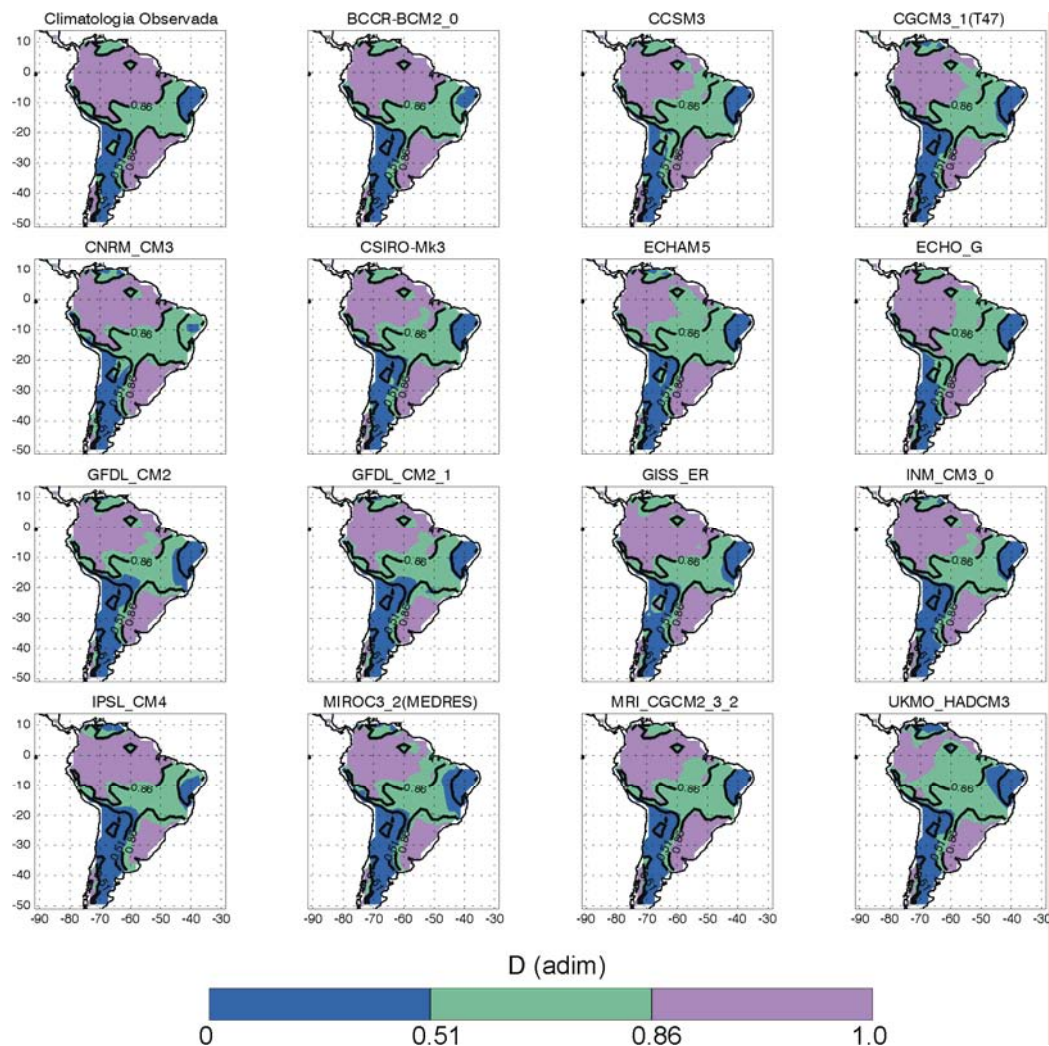


Figura 5.6 - Índice de sazonalidade ( $D$ ) para a climatologia atual e para os 15 modelos globais no período 2070-2099 do cenário A2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,51$ ), savana ( $0,51 \leq D < 0,86$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,86$ ), baseados na climatologia observada.

A Figura 5.7 apresenta conjuntamente os valores dos parâmetros  $H$  e  $D$  para cada uma das simulações, para observar a dominância dos parâmetros na determinação dos biomas futuros (principalmente nos biomas de floresta tropical, savana e caatinga). No caso do valor dos limiares para florestas, é apreciável a dominância do parâmetro  $H$ , uma vez que a área ocupada sempre

é menor que a determinada pelo parâmetro  $D$  (lembrando que a área de determinação de florestas deve cumprir os requisitos de  $H \geq 0,84$  e  $D \geq 0,86$ ). Isto significa que se somente considerarmos o valor do parâmetro  $D$  na determinação das florestas, estas teriam uma mudança menor em relação às condições atuais. A análise, para a região sul da floresta Amazônica, indica que esta é notadamente mais afetada pelas mudanças nas condições de umidade do que por mudanças das condições de sazonalidade (como apresentado na Figura 4.22). O mesmo padrão é observado nas regiões norte das florestas do sudeste e sul do Brasil. No caso da caatinga, as análises de  $H$  e  $D$  mostram que o parâmetro de sazonalidade restringe um pouco o avanço da caatinga para o norte e para o oeste da região original (os baixos valores nas condições de umidade favoreceriam a vegetação de caatinga nestas regiões, porém as condições de sazonalidade não são baixas o suficiente). Este padrão de mudanças nos parâmetros  $H$  e  $D$ , refletidos na distribuição da vegetação são similares para todos os cenários e períodos de tempo analisados. Isto indica que o fator de limitação para a manutenção de florestas é o parâmetro  $H$ , afetado principalmente pelo aumento da temperatura. Isso é evidente porque, mesmo no período 2010-2039 para o cenário B1, onde se têm poucas mudanças na precipitação e um pequeno aumento de temperatura, o modelo de vegetação já coloca algumas regiões com substituição de florestas por savanas.

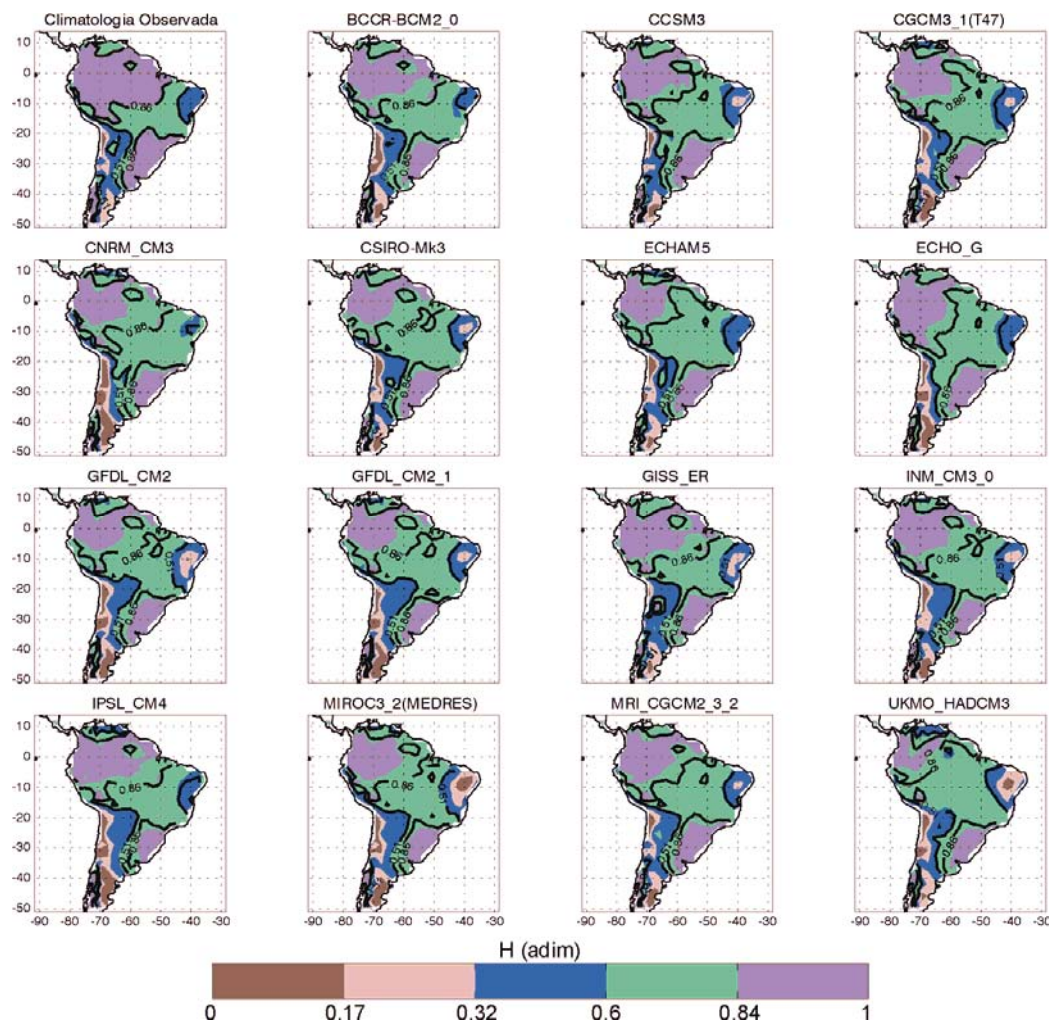


Figura 5.7 - Figura conjunta dos parâmetros  $H$  (sombreada) e  $D$  (isolinhas) para a climatologia e para cada um dos 15 modelos globais para o período 2070-2099 no cenário A2. As áreas sombreadas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,17$ ), semi-deserto ( $0,17 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,84$ ) e floresta tropical ( $H \geq 0,84$ ), baseados na climatologia de cada modelo. As isolinhas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,51$ ), savana ( $0,51 \leq D < 0,86$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,86$ ), baseados na climatologia de cada modelo. No caso da caatinga, savana e floresta tropical o valor dos parâmetros deve cumprir os limiares de  $H$  e  $D$ , simultaneamente.

As mudanças no parâmetro  $H$  na floresta Amazônica estão relacionadas principalmente com o aumento da temperatura e, portanto da evapotranspiração máxima e real (aquecimento leva a aumento do déficit de pressão de vapor de saturação, o que diminui a resistência estomática e, portanto, aumenta a evapotranspiração). Como o aumento da evapotranspiração máxima é maior que o aumento da evapotranspiração real, o índice hídrico ( $H$ ) diminui. A Figura 5.8 apresenta as anomalias na evapotranspiração máxima e real nos pontos de grade em que originalmente se tem floresta tropical (algumas dessas áreas apresentam mudança do bioma, sob diferentes anomalias de precipitação). Observa-se que a anomalia da evapotranspiração máxima é maior que a anomalia de evapotranspiração real em todos os pontos (o que leva a diminuição de  $H$ ). De modo geral, no caso dos pontos com mudança do bioma, observa-se que a razão entre a evapotranspiração real e a máxima é menor nos pontos com diminuição da precipitação do que nos pontos com aumento. Provavelmente, estas regiões estão localizadas na fronteira dos biomas floresta-savana. Maior evapotranspiração e diminuição da precipitação, principalmente nos meses de menor volume de chuva, levam também a diminuição do parâmetro  $D$ , o que limita ainda mais a possibilidade de manutenção de florestas tropicais nestas regiões. Para o Nordeste do Brasil, onde a evapotranspiração é fortemente limitada por água, as climatologias dos modelos que apresentam equilíbrio com a aridização em partes do nordeste coincidem com regiões de projeção de diminuição de precipitação, o que leva a diminuição da evapotranspiração real e, portanto, diminuição do parâmetro  $H$  (uma vez que a evapotranspiração máxima aumenta).



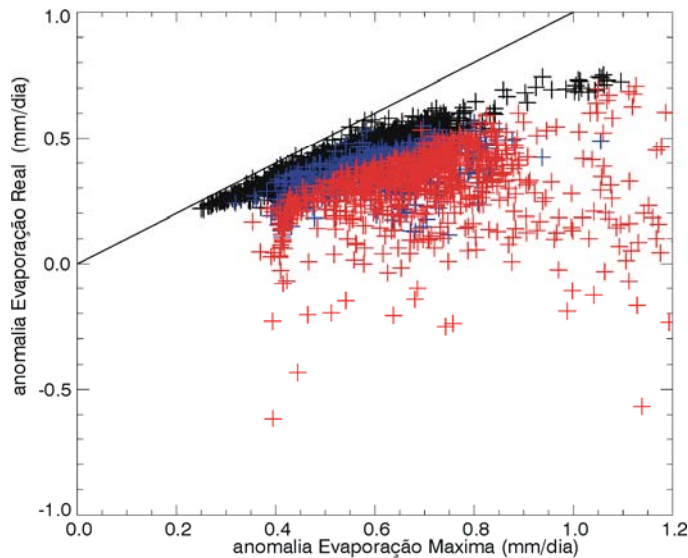


Figura 5.8 - Anomalias da evaporação máxima e da evaporação real no período 2070-2099 no cenário A2, nos pontos de grade de floresta tropical no mapa de vegetação potencial natural. Em preto estão representados os pontos de grade em que os modelos colocam permanência futura do bioma floresta tropical e em azul (vermelho) os pontos onde colocam substituição de floresta a savana com projeções positivas (negativas) de precipitação. A linha divide as regiões em que a anomalia de evaporação real é maior ou menor da anomalia de evaporação máxima.

Para se ter uma visão geral das mudanças que os modelos apontam para os diferentes cenários e períodos analisados, são apresentadas na Figuras 5.9, 5.10 e 5.11 as mudanças na vegetação apontadas pela **maioria** dos modelos (> 50% dos modelos) e pelo **consenso** dos modelos (> 75% dos modelos) nos cenários B1, A1B e A2, respectivamente. A classificação de “não consenso” está relacionada com os pontos em que não é atingida a classificação de permanência ou substituição do bioma por mais de 75% dos modelos para um mesmo ponto de grade. Em geral a análise é similar para os três cenários, variando um pouco as áreas de algumas mudanças na vegetação, conforme muda o tempo e o cenário. A **maioria** dos modelos aponta para a substituição da floresta por savana no sul e leste da Amazônia, e no norte da Mata Atlântica; mudança de vegetação de caatinga para semi-deserto ou/e deserto

no interior da área de caatinga no nordeste do Brasil (essa mudança é mais notável no final do século XXI para os cenários A1B e A2); e mudança de vegetação de semi-deserto para deserto no sul da Argentina. Quando feita a análise, a partir do **consenso** dos modelos observa-se, ainda, substituição de floresta tropical no sul e leste da Amazônia, assim como no norte da Mata Atlântica (o que significa um resultado robusto a partir dos 15 modelos analisados, embora a área de mudança seja menor que a apontada pela **maioria** dos modelos, uma vez que a área de “não consenso” em relação ao estado futuro da floresta tropical aumenta em direção ao centro da bacia Amazônica). No interior da região de caatinga no nordeste do Brasil, a análise da **maioria** dos modelos apresenta mudanças no interior da região. Já na análise de **consenso**, há uma grande área de “não consenso” na condição futura (a área de “não consenso” aumenta no decorrer do tempo ao longo do século XXI nos três cenários analisados), refletindo a grande variabilidade nas projeções de precipitação apontadas pelos modelos para esta região.

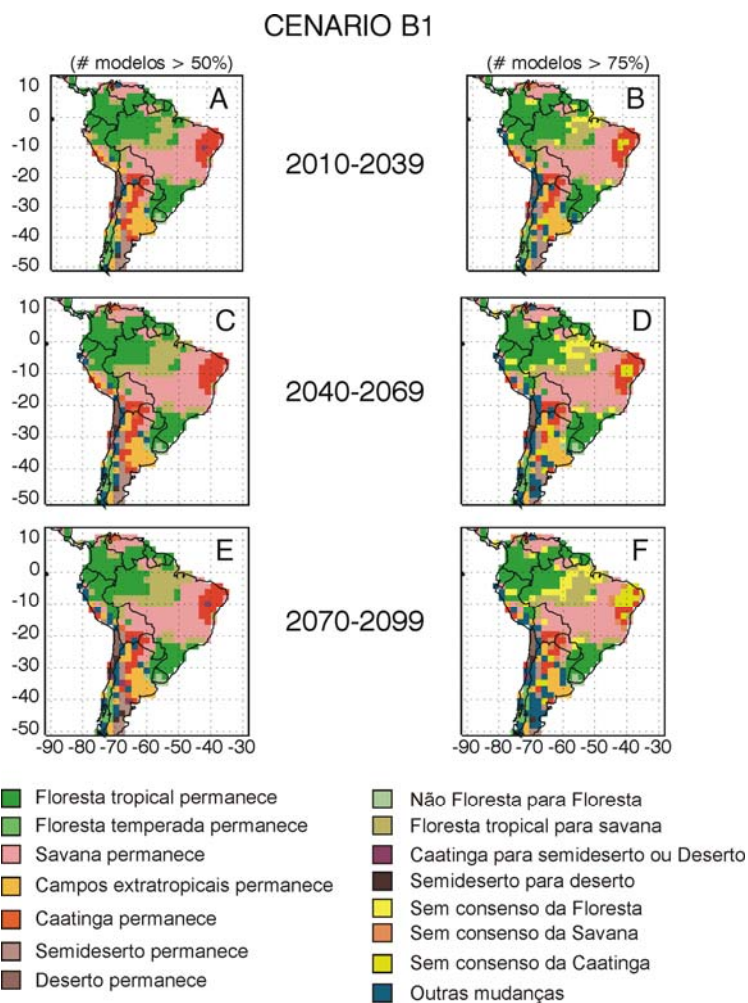


Figura 5.9 - Pontos de grade onde a maioria dos modelos (> 50% dos modelos; painéis: A, C, E) e o consenso dos modelos (> 75% dos modelos; painéis: B, D, F), indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, para o cenário B1 nos períodos de tempo 2010-2039 (A, B), 2040-2069 (C, D) e 2070 – 2099 (E, F). Também são apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos.

Cenário: SRESA1B

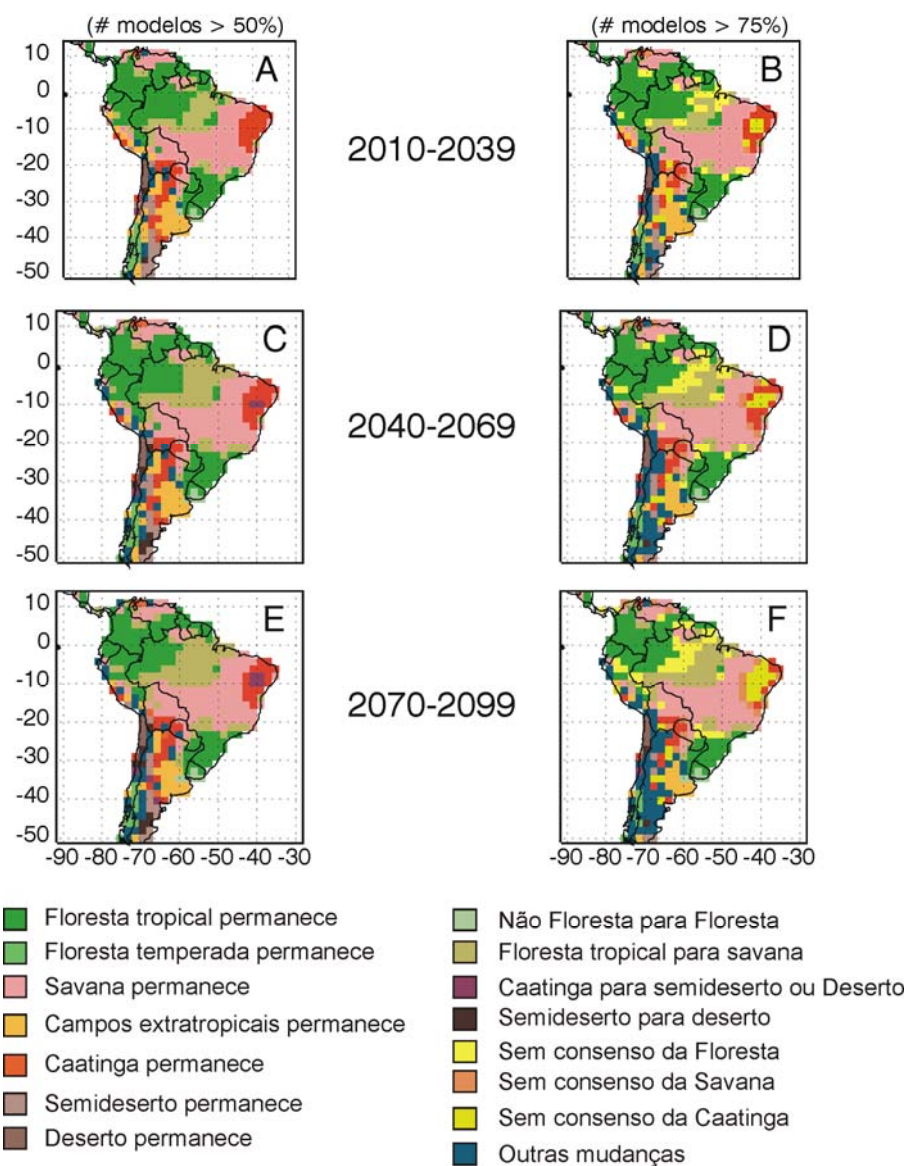


Figura 5.10 - Igual que Figura 5.9 para o cenário A1B.

Cenário: SRESA2

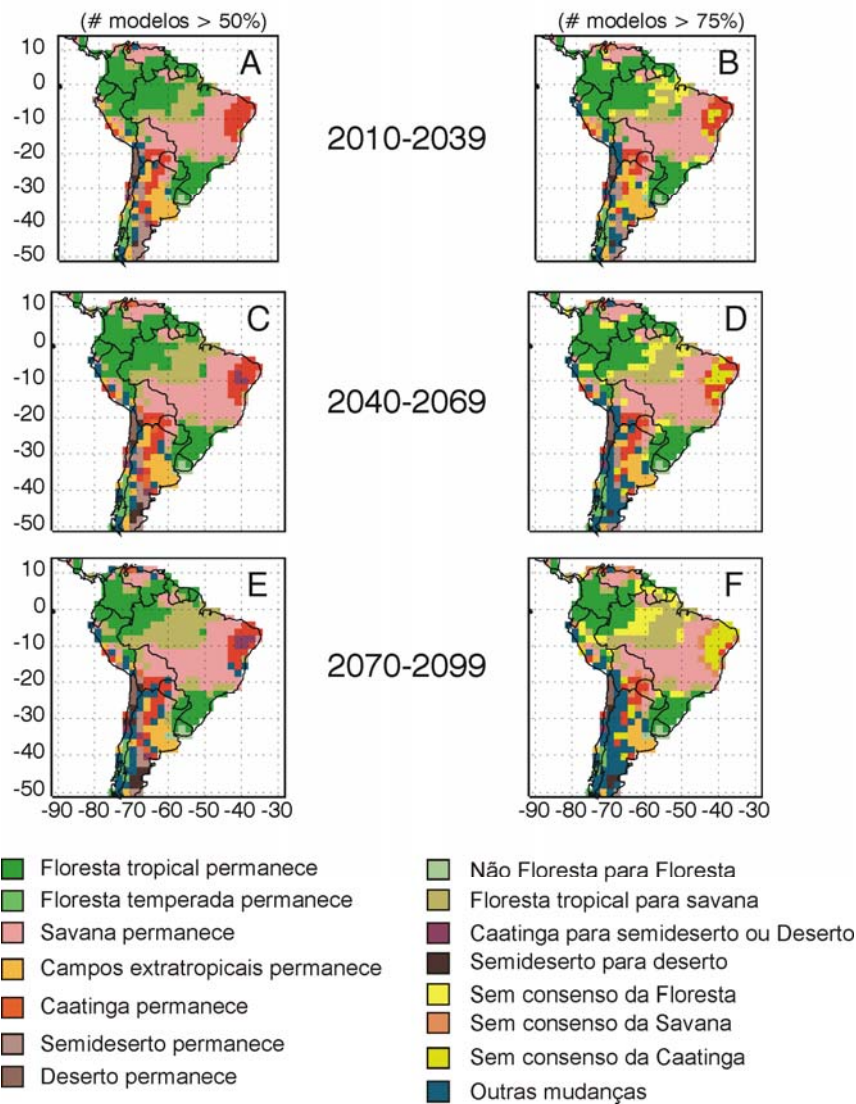


Figura 5.11 - Igual que Figura 5.9 para cenário A2.

A Figura 5.12 apresenta a porcentagem de permanência do bioma floresta tropical e a porcentagem de aparecimento do bioma savana nos cenários e períodos analisados, em comparação com a área de florestas e savanas do mapa de vegetação natural potencial. A análise é realizada segundo as áreas de consenso dos modelos (>75% dos modelos) e segundo os modelos UKMO-

HadCM3 e BCCR-BCM2.0 que apresentam as maiores e menores mudanças em relação a substituição da floresta tropical por savanas, respectivamente. Em geral, as áreas de permanência de florestas diminuem e as áreas de aparecimento de savanas aumentam ao longo do tempo nos três cenários analisados. Não são observadas mudanças significativas na porcentagem de permanência de florestas entre os diferentes cenários para os modelos otimista (BCCR-BCM2.0) e pessimista (UKMO-HadCM3). A porcentagem da área de consenso de permanência de florestas é de aproximadamente 70% no período 2010-2039 nos três cenários, chegando a ser de 58%, 49% e 46% no período 2070-2099 nos cenários B1, A1B e A2, respectivamente. Se considerarmos que as áreas de “não consenso” manteriam a vegetação de floresta tropical, as áreas de permanência no final do século seriam de 75%, 70%, 65% nos cenários B1, A1B e A2, respectivamente (segundo um comportamento muito similar ao modelo mais otimista). Segundo o consenso dos modelos, as áreas de savana poderiam aumentar em torno de 50% (segundo o modelo mais pessimista, a área de savana poderia dobrar em extensão) até finais do século XXI, principalmente substituindo regiões de floresta tropical.

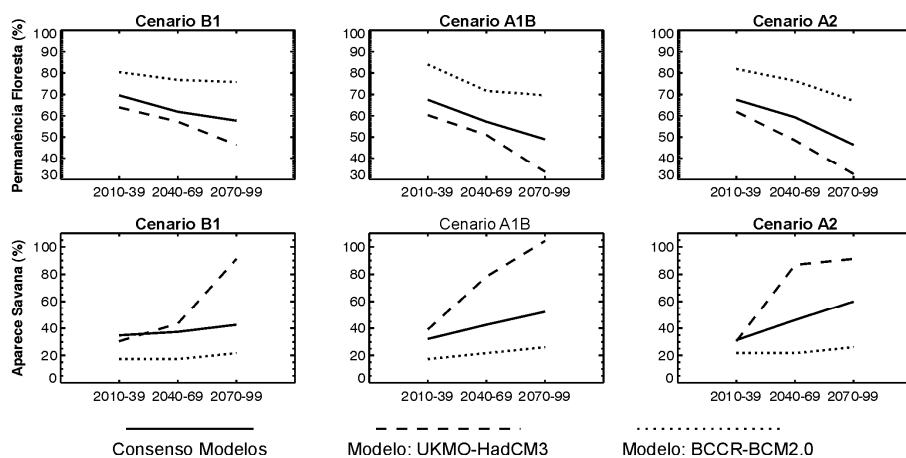


Figura 5.12 Porcentagem da área de permanência de floresta tropical e aparecimento de savana nos cenários climáticos A2, A1B e B1 para os períodos 2010-2039, 2040-2069, 2070-2099 segundo o consenso dos modelos, o modelo UKMO-HadCM3 (pessimista) e o modelo BCCR-BCM2.0 (otimista).

### 5.2.2 Resultados do modelo CPTEC-PVM2.0

A análise da distribuição da vegetação a partir dos cenários globais de mudança climática e do modelo CPTEC-PVM2.0 foi realizada em Lapola (2007) e Lapola et al. (2009), usando a mesma metodologia de consenso realizada neste trabalho. As principais diferenças nas conclusões dos trabalhos citados acima em relação às obtidas neste trabalho com o modelo CPTEC-PVM são:

- As áreas apontadas como de “não consenso” neste trabalho são preenchidas por floresta tropical ombrófila, quando o efeito de fertilização de 100% é considerado em Lapola et al. (2009).
- As áreas apontadas como consenso de savanização neste trabalho são indicadas em Lapola et al. (2009) como áreas de “não consenso”, quando o efeito de fertilização de 100% é considerado.
- Em Lapola (2007), quando o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> de 25% é considerado, as áreas de “não consenso” da condição futura da floresta Amazônica no leste da bacia aumentam em relação ao que ocorre considerando 100% de fertilização. De qualquer forma, nenhum dos experimentos de Lapola (2007) mostraram áreas de consenso para substituição de floresta tropical por savana.

As diferenças nos resultados estão relacionadas com a inclusão do ciclo de carbono no CPTEC-PVM2.0, devido ao fato de que o aumento na concentração de CO<sub>2</sub> favorece uma mudança para biomas de maior porte, contrabalanceando o efeito do aumento de temperatura e até mesmo de pequena redução na precipitação. Com o modelo CPTEC-PVM2.0 a redução da precipitação teria que ser maior para savanizar significativamente a Amazônia (LAPOLA, 2007). Estas diferenças entre os modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 serão discutidas no Capítulo 6, quando integrados com os cenários regionais.

Surge então a pergunta de qual seria a distribuição da vegetação num cenário de estabilização da concentração de CO<sub>2</sub> depois do ano 2100 e considerado

diferentes valores na capacidade de fertilização pelo CO<sub>2</sub>. Para responder esta pergunta foram feitas integrações do modelo CPTEC-PVM2.0 para o cenário A1B até o ano 2200 segundo as projeções de 13 modelos globais do IPCC (Tabela 4.1) e para diferentes valores do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>. O cenário de emissões A1B mantém constante o valor de 717 ppmv, a partir do ano 2100, isto é, as simulações para os “*time-slice*” 2120 (período 2110-2139), 2150 (período 2140-2169) e 2180 (2170-2199) mantêm a mesma concentração (Figura 4.1). As mudanças na vegetação foram estudadas considerando diferentes efeitos de fertilização por CO<sub>2</sub>: (i) considerando só o efeito das alterações climáticas (experimento de fertilização igual a 0%), (ii) um cenário de fertilização de 25% e (iii) um cenário de fertilização ótima pela vegetação (efeito de fertilização igual a 100%). Para incluir o efeito da capacidade de fertilização de 25% nos períodos futuros, assume-se que o aumento de CO<sub>2</sub> entre o presente (350 ppmv) e o futuro é 25% do projetado pelos modelos globais.

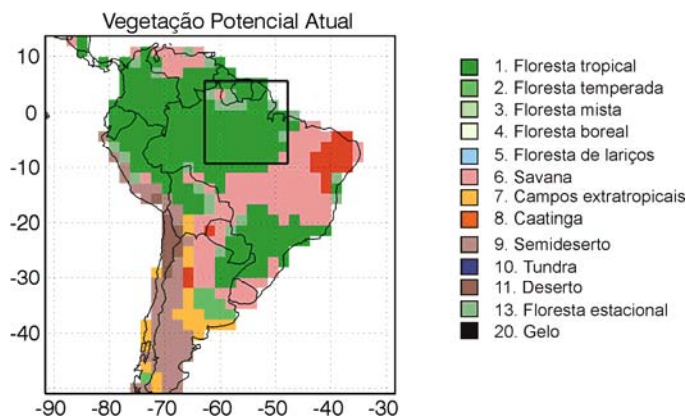


Figura 5.13 - Vegetação potencial atual segundo o CPTEC-PVM2.0 e região leste da Bacia amazônica selecionada (9,3°S – 5,6°N, 62,8°W – 47,8°W) para a análise das mudanças na vegetação.

As Tabelas 5.3 a 5.8 apresentam as anomalias de precipitação e temperatura projetadas pelos modelos globais e a porcentagem de floresta tropical que permanece segundo o modelo CPTEC-PVM2.0 para a região leste da Amazônia (Figura 5.13) em todos os experimentos realizados. Esta área foi



selecionada devido ao fato de que diferentes estudos têm mostrado que ela apresenta maior risco de substituição de biomas devido à mudança climática.

Tabela 5.3 - Anomalias de precipitação (%) anuais e sazonais, anomalias de temperatura anual (°C) e porcentagem da área de floresta tropical que permanece na região leste da Amazônia para o *time-slice* “2020” (período 2010-2039) no cenário A1B, segundo as projeções de cada um dos 13 modelos analisados e considerando os três experimentos de fertilização (0%, 25% e 100%).

	<i>Anomalia precipitação (%)</i>					<i>Anomalia Temp. (°C)</i>	<i>% permanência da floresta tropical</i>		
	<i>Anual</i>	<i>DJF</i>	<i>MAM</i>	<i>JJA</i>	<i>SON</i>	<i>Anual</i>	<i>Fert 0%</i>	<i>Fert 25%</i>	<i>Fert 100%</i>
<b>Modelo</b>									
CGCM3.1(T47)	-0,47	-1,5	-1,0	-17,8	19,2	1,6	26	40	74
CNRM-CM3	0,02	1,2	-0,8	-4,2	3,6	1,5	44	72	100
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>-1,21</b>	<b>-2,6</b>	<b>-2,3</b>	<b>-0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,9</b>	<b>76</b>	<b>88</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-2,46</b>	<b>-0,5</b>	<b>-1,2</b>	<b>0,3</b>	<b>-18,4</b>	<b>1,5</b>	<b>34</b>	<b>52</b>	<b>88</b>
ECHO-G	-0,64	2,6	-1,4	-8,0	-0,1	1,2	46	64	96
GFDL-CM2	-0,24	1,5	-1,3	-2,1	-0,3	1,4	46	68	100
GFDL-CM2.1	-1,09	-3,4	1,8	-5,2	-1,5	1,5	36	64	100
<b>GISS-ER</b>	<b>1,96</b>	<b>3,4</b>	<b>0,6</b>	<b>3,7</b>	<b>5,2</b>	<b>1,1</b>	<b>74</b>	<b>88</b>	<b>100</b>
INM-CM3.0	-0,50	0,7	-1,3	0,3	-3,5	1,3	48	70	100
<b>IPSL-CM4</b>	<b>2,16</b>	<b>4,5</b>	<b>0,2</b>	<b>5,2</b>	<b>4,1</b>	<b>1,2</b>	<b>68</b>	<b>82</b>	<b>100</b>
MIROC3.2(MEDRES)	-2,32	-2,9	-1,8	-9,2	-1,3	1,7	20	46	94
MRI-CGCM2.3.2	0,94	2,6	4,1	-5,4	-1,3	0,8	66	80	98
<b>UKMO-HADCM3</b>	<b>-5,90</b>	<b>-9,3</b>	<b>-1,7</b>	<b>-8,4</b>	<b>-20,7</b>	<b>1,8</b>	<b>22</b>	<b>26</b>	<b>82</b>

Tabela 5.4 - O mesmo que na tabela 5.3 para o *time-slice* “2050” (período 2040-2069).

	<i>Anomalia precipitação (%)</i>					<i>Anomalia Temp. (°C)</i>	<i>% permanência da floresta tropical</i>		
	<i>Anual</i>	<i>DJF</i>	<i>MAM</i>	<i>JJA</i>	<i>SON</i>	<i>Anual</i>	<i>Fert 0%</i>	<i>Fert 25%</i>	<i>Fert 100%</i>
<b>Modelo</b>									
CGCM3.1(T47)	-0,42	1,9	-3,0	-17,0	20,7	2,6	10	30	88
CNRM-CM3	1,79	3,2	1,6	0,4	6,1	2,4	14	50	100
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>1,26</b>	<b>0,2</b>	<b>3,8</b>	<b>2,5</b>	<b>-2,1</b>	<b>1,5</b>	<b>38</b>	<b>92</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-3,40</b>	<b>-15,5</b>	<b>-3,6</b>	<b>-6,6</b>	<b>-24,5</b>	<b>2,9</b>	<b>12</b>	<b>18</b>	<b>90</b>
ECHO-G	-0,03	-6,7	1,7	-15,2	1,8	2,6	10	22	82
GFDL-CM2	-3,25	-4,8	-4,2	-8,1	-1,6	2,7	14	32	98
GFDL-CM2_1	-2,40	-6,1	1,4	-9,2	-3,1	2,8	12	26	100
<b>GISS-ER</b>	<b>3,01</b>	<b>8,1</b>	<b>0,2</b>	<b>7,1</b>	<b>9,2</b>	<b>1,8</b>	<b>34</b>	<b>86</b>	<b>100</b>

INM-CM3.0	-2,70	-4,1	-6,5	-3,9	-4,3	2,2	16	46	98
<b>IPSL-CM4</b>	<b>4,19</b>	<b>9,8</b>	<b>1,5</b>	<b>11,5</b>	<b>8,1</b>	<b>2,3</b>	<b>16</b>	<b>72</b>	<b>100</b>
MIROC3.2(MEDRES)	-1,05	-6,2	-0,3	-11,6	-0,7	2,8	10	20	96
MRI-CGCM2.3.2	-1,61	-11,1	1,7	-12,3	-9,9	1,7	18	48	90
<b>UKMO-HADCM3</b>	<b>-11,37</b>	<b>-24,9</b>	<b>-7,9</b>	<b>-14,1</b>	<b>-35,6</b>	<b>3,6</b>	<b>8</b>	<b>16</b>	<b>80</b>

Tabela 5.5 - O mesmo que na Tabela 5.3 para o *time-slice* “2080” (período 2070-2099).

	Anomalia precipitação (%)					Anomalia Temp. (°C)	% permanência da floresta tropical		
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON	Anual	Fert 0%	Fert 25%	Fert 100%
<b>Modelo</b>									
CGCM3-1(T47)	-1,85	-1,0	-3,5	-17,2	15,2	3,6	6	28	84
CNRM-CM3	0,81	2,3	-0,6	-3,7	8,3	3,4	10	44	100
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>-0,17</b>	<b>-2,9</b>	<b>1,5</b>	<b>1,1</b>	<b>-6,8</b>	<b>2,6</b>	<b>14</b>	<b>66</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-3,95</b>	<b>-20,2</b>	<b>0,7</b>	<b>-8,2</b>	<b>-32,3</b>	<b>4,7</b>	<b>2</b>	<b>12</b>	<b>72</b>
ECHO-G	3,51	-3,4	6,8	-12,3	5,5	3,7	8	16	82
GFDL-CM2	-4,13	-5,3	-4,4	-8,5	-2,1	3,9	10	24	98
GFDL-CM2.1	-1,63	-7,4	2,4	-11,1	-3,6	3,6	8	30	100
<b>GISS-ER</b>	<b>6,17</b>	<b>12,7</b>	<b>4,5</b>	<b>11,1</b>	<b>14,4</b>	<b>2,5</b>	<b>14</b>	<b>92</b>	<b>100</b>
INM-CM3-0	-0,94	-0,1	-8,5	-1,1	1,0	2,7	12	78	100
<b>IPSL-CM4</b>	<b>8,19</b>	<b>20,6</b>	<b>3,0</b>	<b>27,5</b>	<b>13,6</b>	<b>3,4</b>	<b>8</b>	<b>48</b>	<b>100</b>
MIROC3.2(MEDRES)	-4,04	-9,0	-5,9	-16,7	-1,3	4,5	2	10	96
MRI-CGCM2.3.2	-0,09	-10,0	4,1	-13,6	-6,3	2,2	12	58	94
<b>UKMO-HADCM3</b>	<b>-18,69</b>	<b>-38,5</b>	<b>-16,2</b>	<b>-28,5</b>	<b>-48,5</b>	<b>5,5</b>	<b>2</b>	<b>10</b>	<b>38</b>

Tabela 5.6 - O mesmo que na Tabela 5.3 para o *time-slice* “2120” (período 2110-2139).

	Anomalia precipitação (%)					Anomalia Temp. (°C)	% permanência da floresta tropical		
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON	Anual	Fert 0%	Fert 25%	Fert 100%
<b>Modelo</b>									
CGCM3-1(T47)	-0,70	3,5	-3,9	-13,2	20,3	3,9	2	14	88
CNRM-CM3	1,74	1,5	1,7	-2,6	5,6	3,9	6	24	100
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>-0,54</b>	<b>-5,5</b>	<b>1,3</b>	<b>-1,9</b>	<b>-9,1</b>	<b>3,1</b>	<b>12</b>	<b>42</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-4,31</b>	<b>-23,1</b>	<b>0,5</b>	<b>-6,1</b>	<b>-40,1</b>	<b>5,7</b>	<b>2</b>	<b>8</b>	<b>52</b>
ECHO-G	0,69	-12,3	5,2	-16,9	-7,6	4,5	4	10	62
GFDL-CM2	-2,79	-6,1	-6,1	-10,2	-2,1	4,3	8	18	98
GFDL-CM2.1	-2,39	-7,1	-0,5	-11,0	-3,2	4,2	4	20	98
<b>GISS-ER</b>	<b>7,81</b>	<b>17,0</b>	<b>6,9</b>	<b>17,7</b>	<b>16,3</b>	<b>2,9</b>	<b>10</b>	<b>82</b>	<b>100</b>
INM-CM3.0	-0,26	0,2	-8,2	-1,6	2,0	3,3	10	36	98
<b>IPSL-CM4</b>	<b>11,93</b>	<b>34,7</b>	<b>4,3</b>	<b>44,3</b>	<b>25,0</b>	<b>3,7</b>	<b>8</b>	<b>42</b>	<b>100</b>
MIROC3-2(MEDRES)	-2,72	-8,9	-4,7	-17,6	-0,2	5,5	2	6	90
MRI-CGCM2.3.2	-1,66	-16,1	3,4	-19,3	-12,8	2,6	8	40	86
<b>UKMO-HADCM3</b>	<b>-22,51</b>	<b>-42,5</b>	<b>-21,0</b>	<b>-32,4</b>	<b>-52,7</b>	<b>6,7</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>28</b>

Tabela 5.7 - O mesmo que na Tabela 5.3 para o *time-slice* "2150" (período 2140-2169).

	Anomalia precipitação (%)					Anomalia Temp. (°C)	% permanência da floresta tropical		
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON	Anual	Fert 0%	Fert 25%	Fert 100%
<b>Modelo</b>									
CGCM3_1(T47)	-1,97	-1,8	-3,4	-14,9	11,4	4,2	2	12	86
CNRM_CM3	1,79	3,3	0,5	-2,2	8,8	4,0	4	24	100
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>-1,04</b>	<b>-7,6</b>	<b>3,8</b>	<b>-2,7</b>	<b>-12,5</b>	<b>3,4</b>	<b>10</b>	<b>38</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-5,61</b>	<b>-24,2</b>	<b>-4,0</b>	<b>-8,0</b>	<b>-40,4</b>	<b>6,1</b>	<b>2</b>	<b>4</b>	<b>46</b>
ECHO_G	-0,05	-14,9	5,6	-21,7	-8,1	4,6	4	10	56
GFDL_CM2	-4,75	-6,9	-4,1	-11,3	-2,4	4,8	4	16	98
GFDL_CM2_1	-2,64	-7,8	1,8	-12,2	-3,3	4,5	4	18	98
<b>GISS_ER</b>	<b>7,83</b>	<b>18,8</b>	<b>4,7</b>	<b>21,5</b>	<b>16,1</b>	<b>3,0</b>	<b>6</b>	<b>70</b>	<b>100</b>
INM_CM3_0	-0,75	-0,6	-10,6	-1,8	0,7	3,4	10	32	98
<b>IPSL_CM4</b>	<b>14,20</b>	<b>41,8</b>	<b>5,9</b>	<b>49,5</b>	<b>34,2</b>	<b>3,9</b>	<b>6</b>	<b>42</b>	<b>100</b>
MIROC3_2(MEDRES)	-3,52	-7,9	-5,9	-15,3	-0,5	5,7	2	6	90
MRI_CGCM2_3_2	-2,44	-21,8	6,3	-21,7	-21,9	2,7	6	28	60
<b>UKMO_HADCM3</b>	<b>-25,27</b>	<b>-45,8</b>	<b>-27,1</b>	<b>-39,0</b>	<b>-52,6</b>	<b>7,5</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>22</b>

Tabela 5.8 - O mesmo que na Tabela 5.3 para o *time-slice* "2180" (período 2170-2199).

	Anomalia precipitação (%)					Anomalia Temp. (°C)	% permanência da floresta tropical		
	Anual	DJF	MAM	JJA	SON	Anual	Fert 0%	Fert 25%	Fert 100%
<b>Modelo</b>									
CGCM3.1(T47)	-1,52	-0,6	-2,9	-16,4	15,2	4,2	2	12	86
CNRM-CM3	0,78	-2,3	-0,2	-8,9	4,4	4,3	4	14	98
<b>CSIRO-Mk3</b>	<b>-1,74</b>	<b>-6,3</b>	<b>1,1</b>	<b>-2,8</b>	<b>-9,8</b>	<b>3,4</b>	<b>12</b>	<b>38</b>	<b>100</b>
<b>ECHAM5</b>	<b>-7,16</b>	<b>-29,3</b>	<b>-5,5</b>	<b>-9,3</b>	<b>-49,4</b>	<b>6,4</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>30</b>
ECHO-G	0,50	-11,6	5,1	-19,7	-3,6	4,6	4	10	54
GFDL-CM2	-3,42	-6,4	-5,0	-10,9	-1,9	4,7	4	16	98
GFDL-CM2.1	-1,66	-7,4	-0,2	-11,7	-3,0	4,4	4	20	98
<b>GISS-ER</b>	<b>7,03</b>	<b>14,1</b>	<b>5,8</b>	<b>18,2</b>	<b>10,0</b>	<b>3,2</b>	<b>6</b>	<b>48</b>	<b>100</b>
INM-CM3-0	-2,00	-1,1	-11,3	-4,1	1,9	3,6	8	28	98
<b>IPSL-CM4</b>	<b>15,96</b>	<b>47,5</b>	<b>7,3</b>	<b>56,8</b>	<b>38,3</b>	<b>3,9</b>	<b>6</b>	<b>44</b>	<b>100</b>
MIROC3.2(MEDRES)	-1,46	-7,8	-1,0	-15,0	-0,6	5,6	2	6	94
MRI-CGCM2.3.2	-1,50	-18,9	5,4	-18,8	-18,9	2,8	8	24	64
<b>UKMO-HADCM3</b>	<b>-23,83</b>	<b>-45,3</b>	<b>-25,0</b>	<b>-37,8</b>	<b>-52,8</b>	<b>7,5</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>22</b>

Para o período 2010-2039 (Tabela 5.3), a anomalia de temperatura projetada no cenário A1B para a região leste da Amazônia é desde 0,8°C (modelo MRI-CGCM2.3.2) até 1,8°C (modelo UKMO-HadCM3). Os modelos que projetam a

maior porcentagem de perda de floresta tropical são o UKMO-HadCM3 (entre 18% e 78%), o ECHAM5 (entre 12% e 66%), e o CGCM3.1-T47 (entre 26% e 74%) nos diferentes experimentos de fertilização. No experimento que não considera o efeito de fertilização (Fert 0%) existe uma correlação negativa entre o aumento de temperatura e a porcentagem de floresta tropical que permanece na região. As maiores anomalias negativas de precipitação anual são projetadas pelos modelos UKMO-HadCM3 (-5,9%) e ECHAM5 (-2.5%). Sazonalmente, no período SON, esses modelos apresentam anomalias de -18,4% e -20,7%, respectivamente. O modelo CGCM3.1(T47), que projeta a menor permanência de floresta tropical no experimento de 100% de fertilização, apresenta a maior anomalia negativa de precipitação (-17.8%) para o período JJA. Em geral, a substituição de floresta tropical no sudeste da Amazônia (nordeste da Amazônia) está relacionada principalmente ao aumento de temperatura (aumento da temperatura e diminuição da precipitação) nos meses de JJA e/ou SON, o que aumenta a duração da estação seca nesta região. Em termos gerais, a diminuição da PPL devido ao aumento da temperatura e à diminuição da água no solo é balanceado pelo efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> quando este é considerado 100% e parcialmente balanceado quando considerado 25%. Assim, as anomalias de precipitação na estação seca ou nas estações de transição são determinantes para a mudança do bioma neste período. Anomalias de temperatura de até 1,5°C e pequenas mudanças na precipitação ainda permitiriam a permanência de floresta tropical, no caso do efeito de fertilização ser de 100%. Para fertilização de 25%, aumentos de até 1,2°C manteriam mais de ¾ da floresta tropical nesta região. Observa-se ainda que, para modelos que projetam um pequeno aumento na precipitação como o modelo GISS-ER, a anomalia de temperatura de 1,1°C já é suficiente para diminuir a área de floresta tropical sob condições limitadas de fertilização (12% de diminuição para fertilização de 25%). As menores mudanças na vegetação são projetadas pelas saídas do modelo CSIRO-MK3 que apresentam pouca diminuição da precipitação e aumento de temperatura de até 1°C.

Para o período 2040-2069 (Tabela 5.4) no modelo CGCM3.1(T47), o aumento da anomalia de temperatura de 1°C em relação ao período 2010-2039, mantendo quase as mesmas mudanças na precipitação, diminui a área de floresta tropical entre 90% sem efeito de fertilização e 12% com ótimo efeito de fertilização. Para o mesmo modelo, o aumento da área de permanência de floresta em relação ao período 2010-2039 no experimento de 100% de fertilização mostra que o aumento na concentração de CO<sub>2</sub> tem um papel de manutenção de biomas de maior porte, com anomalias de temperatura de até 2,6°C. Quando se considera o efeito de fertilização de 25%, o saldo líquido de PPL afetado pelas anomalias climáticas (que diminuem a PPL) e pelo aumento na concentração de CO<sub>2</sub> (que aumentam a PPL) é negativo. Neste período e considerando a fertilização ótima, o modelo UKMO-HadCM3 projeta perda de vegetação de 20% com anomalias positivas de temperatura de 3,6°C e diminuição da precipitação anual (SON) de -11,4% (-35,6%). No período 2070-2099 (Tabela 5.5), o modelo que apresenta maior redução de floresta tropical em relação ao período anterior (de 20% para 62% de redução) é o UKMO-HadCM3 que projeta anomalias de temperatura de 5,5°C e diminuição anual de precipitação de -18.7%.

No século XXII (Tabelas 5.6 a 5.8), quando a concentração de CO<sub>2</sub> é mantida constante (717 ppmv), com exceção do modelo UKMO-HadCM3, os modelos apresentaram pequenas mudanças na temperatura e na precipitação em relação ao período 2070-2099. Para o experimento de fertilização ótima, as anomalias negativas de precipitação, principalmente nos períodos JJA e SON, são determinantes para a redução de floresta tropical. Por exemplo, o modelo MIROC3.2(MEDRES) apresenta permanência de floresta tropical de 94% no período 2170-2199 com anomalias de temperatura de 5,6°C e anomalias de precipitação em SON de -15%, enquanto o modelo MRI-CGCM2.3.2 apresenta permanência de 64% para anomalias positivas de temperatura de 2,8°C e anomalias negativas de precipitação em JJA e SON de -19%.

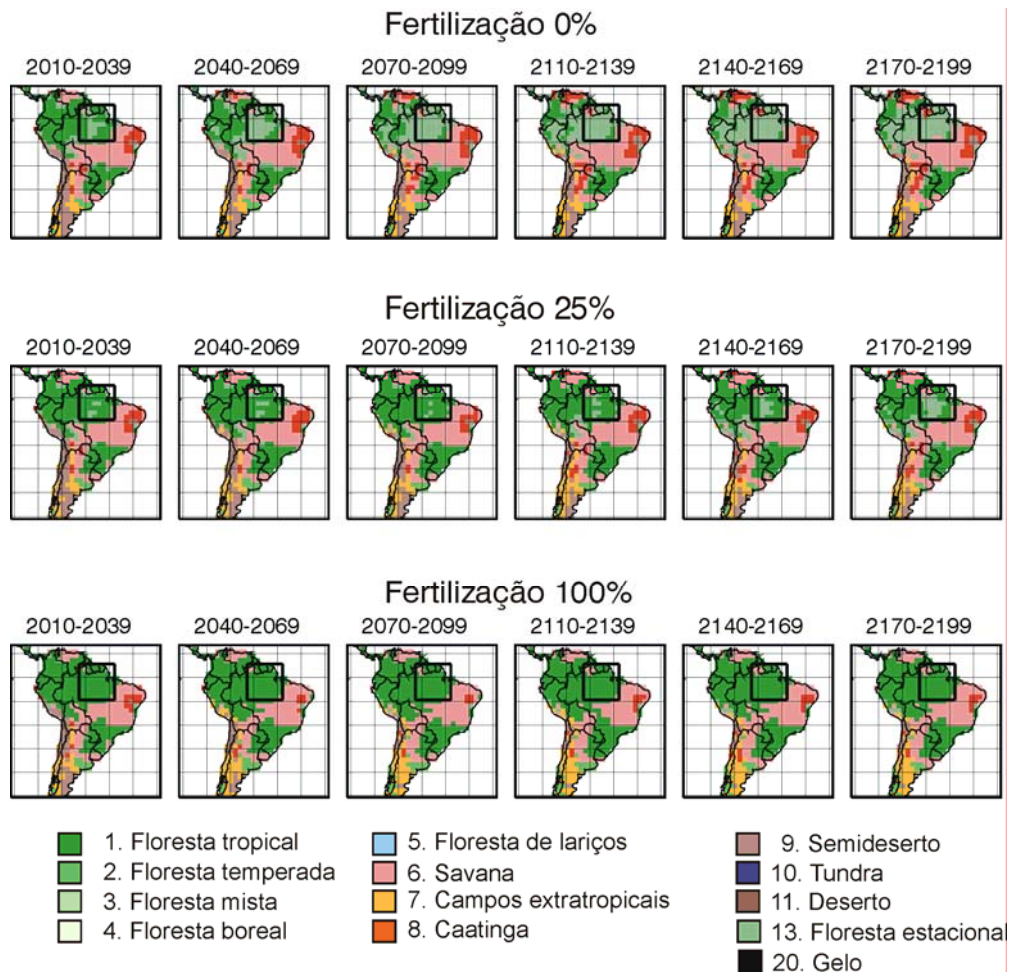


Figura 5.14 - Distribuição da vegetação segundo o CPTEC-PVM2.0 para as projeções do modelo GISS-ER nos séculos XXI (2010-39, 2040-69 e 2070-99) e XXII (2110-2139, 2140-2169, 2170-2199) para três condições de efeito de fertilização do CO<sub>2</sub> (0%, 25% e 100%).

As Figuras 5.14 e 5.15 apresentam a evolução da vegetação segundo o CPTEC-PVM2.0 com as saídas dos modelos GISS-ER e UKMO-HadCM3, apresentando cenários contrastantes. Embora o modelo GISS-ER tenha apresentado aumento da precipitação, a anomalia de temperatura é suficiente para mudar a vegetação de floresta tropical por floresta estacional nesta região

da Amazônia, quando se considera o efeito de fertilização em 25%. Já para o modelo UKMO-HadCM3, o efeito combinado de aumento de temperatura e diminuição de precipitação anual e principalmente nas estações JJA e SON leva a savanização do leste da Amazônia a partir do período 2070-2099, mesmo no experimento que considera o efeito ótimo de fertilização.

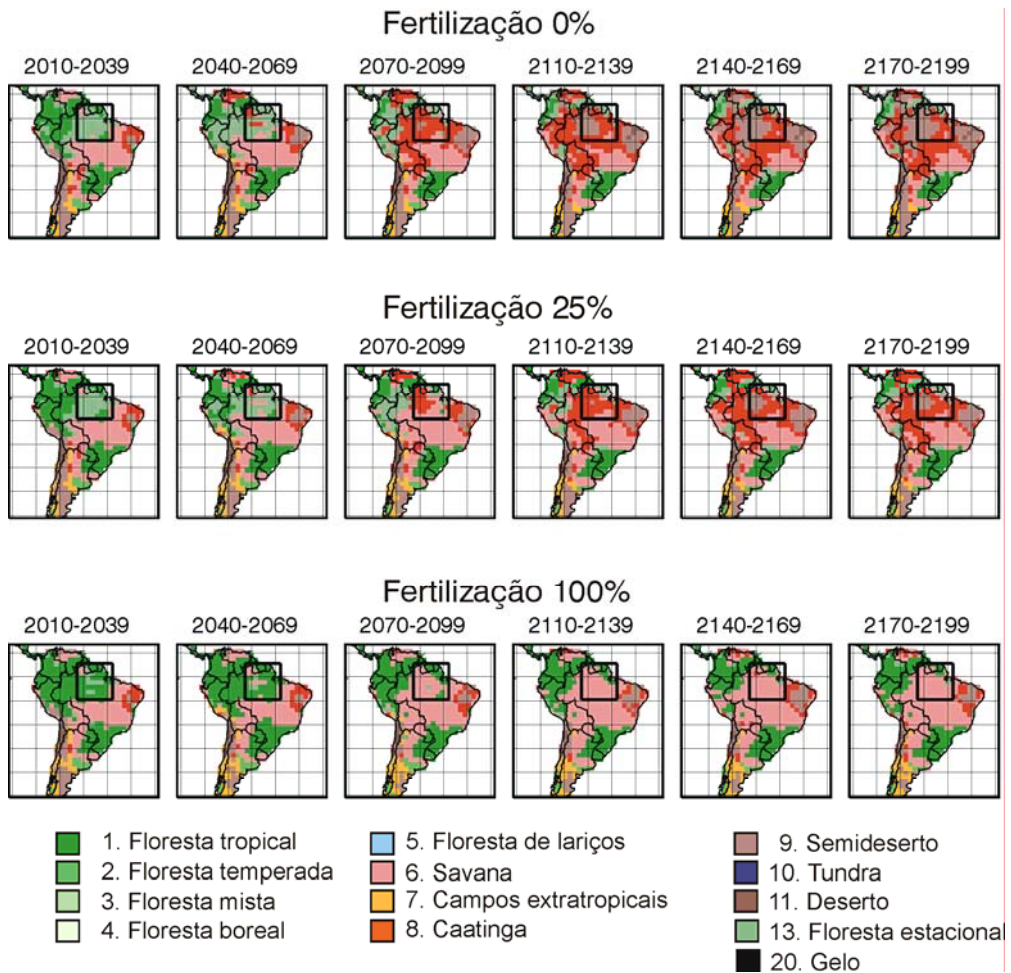


Figura 5.15 - Distribuição da vegetação segundo o CPTEC-PVM2.0 para as projeções do modelo UKMO-HadCM3 nos séculos XXI (2010-39, 2040-69 e 2070-99) e XXII (2110-2139, 2140-2169, 2170-2199) para três condições de efeito de fertilização do CO<sub>2</sub> (0%, 25% e 100%).

A porcentagem da presença de outros biomas na região de estudo para cinco modelos que apresentam diferentes projeções de precipitação e temperatura nos séculos XXI e XXII é mostrada na Figura 5.16. Os modelos GISS-ER e IPSL-CM4 projetam aumento da precipitação em todas as estações do ano, enquanto os modelos ECHAM5 e UKMO-HadCM3 apresentam diminuição anual, especialmente no período SON. O modelo CSIRO-MK3 apresenta, junto com o modelo GISS-ER, as menores mudanças na temperatura. Como foi apresentado no Capítulo 4, estes modelos representam adequadamente a precipitação observada do período 1961-1990.

Os modelos GISS-ER e IPSL-CM4, que projetam aumento da precipitação em todas as estações do ano para o século XXI e grande parte do XXII, e anomalias de temperatura de até 4°C para finais do século XXII, apresentam substituição crescente da floresta tropical por floresta estacional desde o *time-slice* 2080, para níveis de fertilização de até 25%, devido ao efeito do aumento da temperatura na sazonalidade da PPL. Quando se considera o efeito ótimo de fertilização, a floresta tropical da região leste da Amazônia se mantém totalmente (100%). A distribuição da vegetação no modelo CSIRO-MK3 é muito similar à do IPSL-CM4, projetando poucas anomalias de precipitação, o que ressalta o efeito dominante da anomalia de temperatura para a substituição da floresta tropical por floresta estacional. Os modelos ECHAM5 e UKMO-HadCM3, que projetam as maiores anomalias positivas de temperatura e negativas de precipitação, apresentam presença de caatinga e savanas a partir do *time-slice* “2050” (“2080”) no modelo UKMO-HadCM3 (GISS-ER), quando não se considera o efeito de fertilização, e a partir do *time-slice* “2080” (“2120”) no experimento com 25% de fertilização. No experimento com 100% de fertilização não há presença de caatinga, e a partir do *time-slice* “2080” (“2120”) no modelo UKMO-HadCM3 (GISS-ER) o bioma dominante da região é de savana.



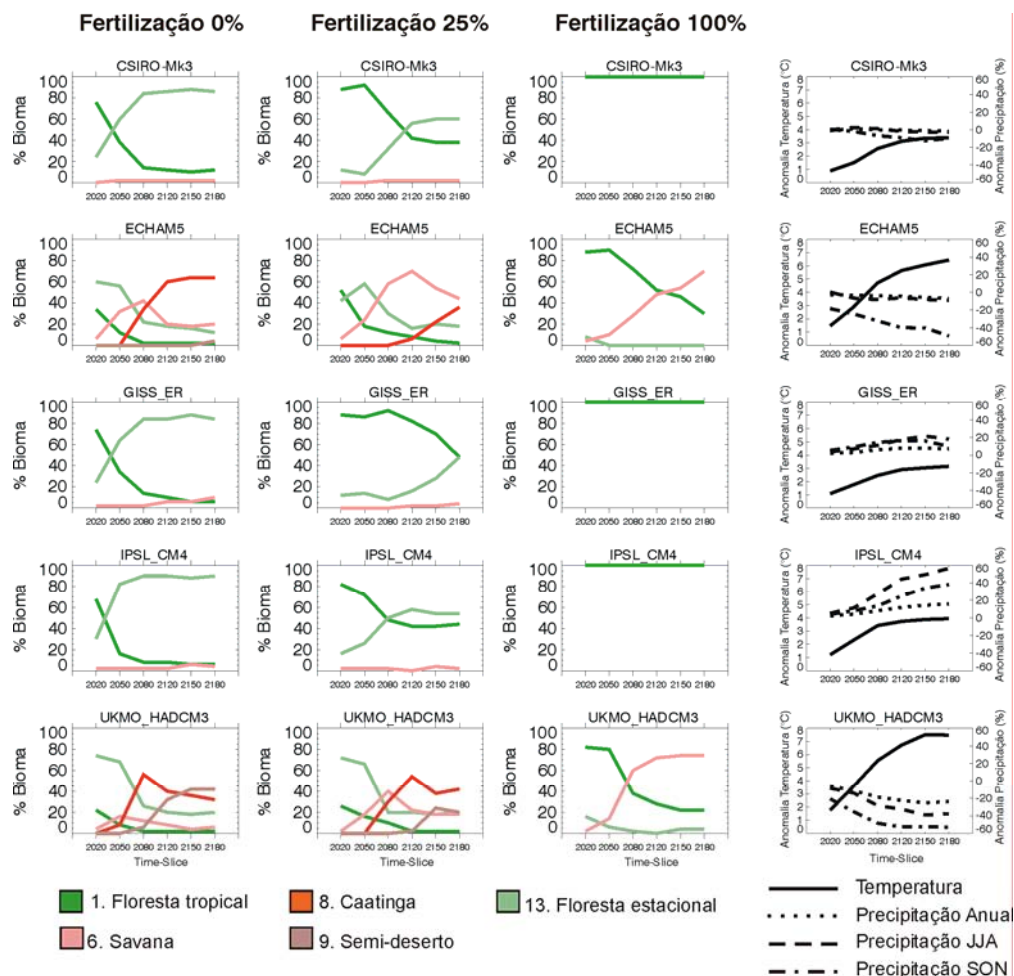


Figura 5.16 - Porcentagem dos biomas, anomalias de precipitação (anual, JJA e SON) e anomalias da temperatura anual para os modelos CSIRO-MK3, ECHAM5, GISS-ER, IPSL-CM4 e UKMO-HadCM3 na região leste da Amazônia, para três condições de fertilização (0%, 25% e 100%) nos séculos XXI e XXII sob o cenário A1B.

### 5.3 Sumário

O modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM foi integrado com os cenários globais de mudança climática. A vantagem do uso deste tipo de modelo simples (modelos de equilíbrio) é permitir o estudo das possíveis

redistribuições da vegetação para diferentes projeções de precipitação e temperatura, além de facilitar (devido a sua simplicidade) o entendimento de processos que ocorrem no longo prazo. Além disso, os modelos de vegetação podem ser usados para testar a destreza das climatologias dos modelos, uma vez que se pode transladar um clima simulado para uma distribuição de vegetação, que pode ser comparada com a vegetação natural potencial. Neste caso, os resultados obtidos com esta análise, refletem os erros sistemáticos analisados nas climatologias: subestimação da precipitação na Amazônia, no norte da Venezuela, nas Guianas e no sudeste do Brasil; e superestimação no nordeste do Brasil. Segundo esta análise, os modelos que melhor representam a distribuição da vegetação atual e, portanto, tem uma melhor representação climatológica, são MRI-CGCM2.3.2, UKMO-HadCM3, ECHO-G, CNRM-CM3 e ECHAM5. Estes erros, nas climatologias dos modelos, justificam o uso da metodologia de eliminação de erros sistemáticos utilizada neste trabalho.

A análise da distribuição da vegetação com os cenários globais mostram que existe maior variabilidade nos resultados quando comparados os diferentes modelos para o mesmo cenário e período do que para o mesmo modelo nos diferentes cenários. Os modelos BCCR-BCM2.0 e IPSL-CM4 apresentaram as menores modificações e os modelos UKMO-HadCM3, MIROC3.2(MEDRES), MRI\_CGCM2.3.2 e GFDL-CM2 maiores modificações na distribuição da vegetação quando comparadas à vegetação natural potencial. A análise conjunta dos modelos permitiu identificar as áreas com maior probabilidade de mudança na vegetação e as áreas em que não há consenso. As principais regiões de mudança estão localizadas no sudeste da floresta Amazônica e no interior da região de caatinga do nordeste do Brasil. As mudanças da floresta tropical e da caatinga estão relacionadas principalmente com as mudanças no parâmetro de umidade  $H$ . O avanço da região de caatinga para a região de savana está limitado principalmente pelas condições de sazonalidade. Estudos anteriores com o modelo CPTEC-PVM2.0 que inclui o ciclo de carbono, e os mesmos 15 modelos globais utilizados neste trabalho, apresentam resultados

diferentes, em termos das áreas de “consenso” e de “não consenso” (em geral com menores modificações nos biomas), indicando a importância da incorporação do efeito de fertilização do CO<sub>2</sub> nas simulações (embora ainda existam grandes incertezas em relação à resposta do bioma floresta tropical para altas concentrações de CO<sub>2</sub>). A integração do modelo CPTEC-PVM2.0 para o cenário A1B até finais do século XXII mostrou a possibilidade de savanização da região leste da Amazônia, dependendo do nível de fertilização de CO<sub>2</sub> e das alterações climáticas projetadas. Os vários experimentos mostraram que o comportamento futuro da vegetação para altas concentrações do CO<sub>2</sub> será determinante para a manutenção da floresta tropical, uma vez que supondo que este efeito seja de 100%, serão necessárias anomalias negativas de precipitação de até 40% para obter um clima em equilíbrio com biomas de menor porte. Se o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> fosse similar aos 25% observado nas florestas temperadas do experimento FACE, as anomalias climáticas projetadas para finais do século XXI no cenário A1B teriam o potencial de substituir a floresta tropical por floresta sazonal no leste da Amazônia e no caso de alterações climáticas muito altas a mudança poderia ser para savana e até caatinga.

## **6 CONSEQUÊNCIAS DA MUDANÇA CLIMÁTICA NA DISTRIBUIÇÃO DOS BIOMAS NA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DE CENÁRIOS REGIONAIS**

Nesta seção é feita uma avaliação da representação da vegetação a partir da climatologia dos modelos regionais (cf. seção 4.1.2), assim como são feitas análises da distribuição da vegetação para os cenários A2 e B2 individualmente, e também em termos do consenso dos modelos (quando os 3 modelos apontam para a mesma condição futura da vegetação). As análises são feitas considerando os modelos CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 (versões regionais dos modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2, respectivamente).

### **6.1 Representação da vegetação natural atual com a climatologia dos modelos**

Para avaliar a representação da vegetação a partir da climatologia atual dos modelos regionais, foram integrados os modelos de vegetação CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 com a climatologia do período 1961-1990 dos três modelos regionais ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P (Figuras 6.1 e 6.2). A análise do desempenho dos modelos, mediante o índice de acerto e a estatística  $\kappa$  (tabelas 6.1 e 6.2), mostra que o modelo que melhor representa a climatologia da América do Sul, ao ser avaliada através dos modelos de vegetação potencial, é o HadRM3P, embora tenha algumas deficiências para simular a caatinga no norte da Argentina e a mata atlântica do sudeste do Brasil. O modelo ETA CCS apresenta condições mais secas que as observadas, principalmente no nordeste da América do Sul e no interior do continente (refletindo numa vegetação de caatinga e semi-deserto). A comparação das integrações entre os dois modelos de vegetação potencial (CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0) para a mesma climatologia dos modelos regionais não apresenta diferenças significativas, apenas as florestas

estacionais da transição floresta Amazônica-savana são melhor representadas pelo modelo CPTEC-PVMReg (possivelmente devido ao fato que esta vegetação pode ser melhor classificada em termos da sazonalidade climática, e não do valor de PPL).

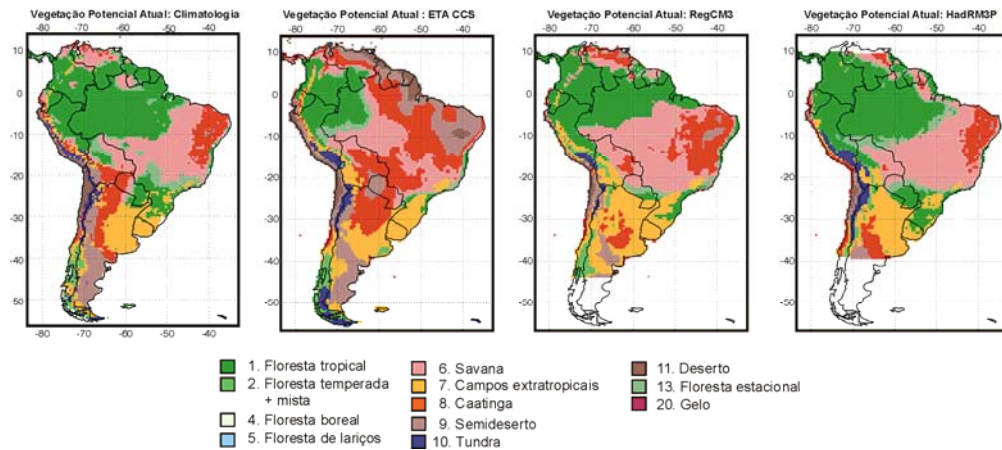


Figura 6.1 - Mapas de vegetação potencial atual obtidos com o CPTEC-PVMReg para a climatologia observada e para as climatologias dos modelos ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P.

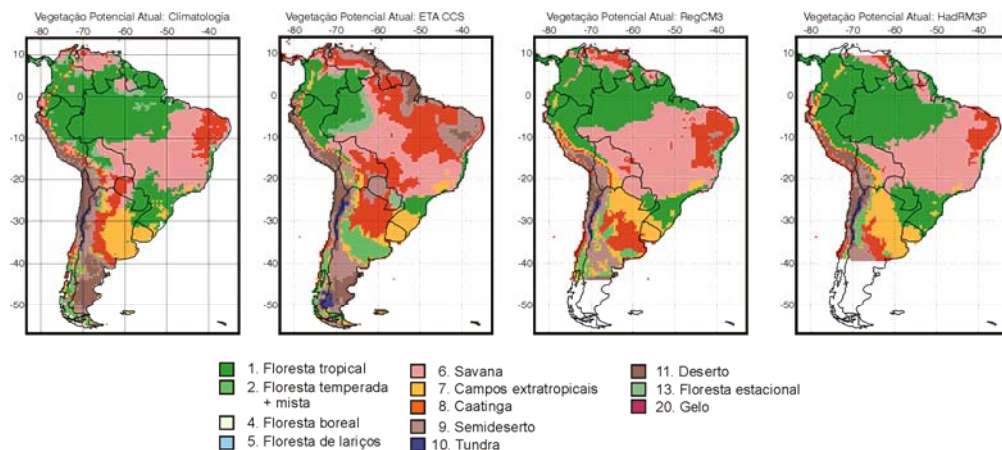


Figura 6.2 - Mapas de vegetação potencial atual obtidos com o CPTEC-PVMReg2.0 para a climatologia observada e para as climatologias dos modelos ETA CCS, RegCM3 e HadRM3P.

Tabela 6.1 - Índice de acerto (%) entre o mapa de vegetação potencial atual (integrado com a climatologia observada) e os mapas de vegetação potencial obtidos a partir das climatologias dos modelos regionais (o índice é calculado para cada bioma separadamente e para o mapa geral). As integrações foram feitas com os modelos de vegetação CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0.

	Floresta Tropical	Floresta Temp. + mista	Savana	Campos	Caatinga	Semides.	Tundra	Deserto	Floresta Estacion	Mapa Geral
<b>MODELO VEGETAÇÃO: CPTEC-PVMReg</b>										
<b>Modelo Regional</b>										
ETA CCS	31.6	44.6	24.4	64.6	30.4	48.2	50.8	76.6	5.1	41.8
RegCM3	59.4	63.1	49.4	68.6	39.5	30.5	22.3	46.8	9.0	43.2
HadRM3P	74.1	32.6	73.2	55.9	46.2	23.5	57.4	44.7	7.9	46.2
<b>MODELO VEGETAÇÃO: CPTEC-PVMReg2.0</b>										
<b>Modelo Regional</b>										
ETA CCS	36.5	31.5	35.0	37.0	29.1	35.4	20.8	95.7	6.7	36.4
RegCM3	63.4	45.6	67.8	37.0	47.7	44.9	13.8	78.7	2.5	44.6
HadRM3P	80.0	11.6	77.8	45.9	38.1	36.5	18.6	55.3	0.2	40.5

Tabela 6.2 - Estatística  $\kappa$  entre o mapa de vegetação potencial atual (integrado com a climatologia observada) e os mapas de vegetação potencial obtidos a partir das climatologias dos modelos regionais (o índice é calculado para cada bioma separadamente e para o mapa geral). As integrações foram feitas com os modelos de vegetação CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0.

	Floresta Tropical	Floresta Temp. + mista	Savana	Campos	Caatinga	Semides.	Tundra	Deserto	Floresta Estacion	Mapa Geral
<b>MODELO VEGETAÇÃO: CPTEC-PVMReg</b>										
<b>Modelo Regional</b>										
ETA CCS	0.34	0.52	0.12	0.42	0.02	0.25	0.38	0.24	0.02	0.23
RegCM3	0.55	0.47	0.23	0.36	0.25	0.34	0.29	0.55	0.09	0.35
HadRM3P	0.62	0.23	0.52	0.39	0.44	0.33	0.45	0.59	0.01	0.46
<b>MODELO VEGETAÇÃO: CPTEC-PVMReg2.0</b>										
<b>Modelo Regional</b>										
ETA CCS	0.39	0.20	0.20	0.35	0.03	0.17	0.25	0.14	0.05	0.21
RegCM3	0.57	0.34	0.32	0.27	0.33	0.44	0.22	0.41	0.03	0.38
HadRM3P	0.65	0.07	0.48	0.38	0.38	0.40	0.28	0.21	0.00	0.46

## **6.2 Conseqüências da mudança climática na distribuição dos biomas a partir dos modelos regionais**

Para estudar o efeito da mudança climática na distribuição da vegetação, em escala regional, são integrados os modelos CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 para as condições médias mensais do período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 dos três modelos regionais. Algumas características importantes observadas nestes experimentos apresentam muitas semelhanças com os resultados obtidos pelo modelo global UKMO-HadCM3 (Figura 6.3), uma vez que as saídas climáticas deste modelo foram usadas como condições de contorno nos modelos regionais (AMBRIZZI et al., 2007; MARENGO et al., 2009).

### **6.2.1 Resultados com o modelo CPTEC-PVMReg**

A integração do modelo de vegetação CPTEC-PVMReg com as saídas dos modelos regionais do período 2070-2099 no cenário A2 e B2 apresentaram os seguintes resultados (Figura 6.3):

- A distribuição da vegetação obtida com as saídas dos modelos regionais ETA CCS e HadRM3P não apresentam maiores diferenças entre os dois cenários (A2 e B2).
- As integrações feitas com as saídas do modelo RegCM3 apresenta condições de permanência da floresta (e alguns locais de mudança para floresta estacional) na região sudeste da Amazônia no cenário B2 o que não acontece no cenário A2.
- Em geral todas as integrações apresentam substituição da floresta por savanas na região leste da Amazônia e de caatinga por desertos e semi-desertos, no interior da região de caatinga no nordeste do Brasil. Em razão das condições mais secas nos cenários regionais, o modelo de vegetação coloca caatinga na região de savanas na fronteira entre Brasil e Guiana. Os campos no Uruguai e no norte da Argentina são mantidos assim como

também a área de florestas da Mata Atlântica (principalmente nos modelos RegCM3 e HadRM3P).

- As integrações feitas com as saídas do modelo ETA CCS são as que apresentam as maiores mudanças da vegetação no norte do América do Sul, por causa das grandes anomalias negativas de precipitação e positivas de temperatura ( $>4^{\circ}\text{C}$ ) presentes em seus cenários (Figura 4.17 e 4.18). A questão da substituição da floresta tropical Amazônica para outro tipo de bioma será estudada em detalhe no capítulo 7.

As Figuras 6.4 a 6.7 apresentam as mudanças nas variáveis ambientais que explicam as mudanças de vegetação apresentadas na Figura 6.3. Poucas mudanças são observadas na temperatura do mês mais frio ( $T_c$ , figura 6.4). Há somente um avanço para sul da isolinha de  $15^{\circ}\text{C}$  no sul do Brasil (o que têm incidência direta na diminuição do bioma campos no Brasil, principalmente no cenário A2).

O parâmetro de umidade ( $H$ , Figura 6.5) não apresenta maiores diferenças na região sudoeste da América do Sul, quando se comparam os cenários futuros e a climatologia. Observa-se que  $H$  atinge o limiar de caatinga (savana) na região de savanas do Brasil e Venezuela (leste da Amazônia), principalmente no modelo ETA CCS (lembrando que para alguns biomas a mudança do bioma requer também mudanças no parâmetro de sazonalidade). Além disso, o clima do modelo HadRM3P força o parâmetro  $H$  para o limiar de caatinga na região leste da Amazônia. Observa-se também que o parâmetro atinge o limiar de semi-deserto em algumas áreas do nordeste do Brasil.

As mudanças no índice de sazonalidade ( $D$ ), que ajuda na determinação das mudanças nos biomas floresta (tropical e estacional), savana e caatinga, são apresentadas na Figura 6.6. Observa-se uma diminuição do parâmetro para o limiar de savana e floresta estacional (caatinga) na região leste da Amazônia (na região de savana próxima ao nordeste do Brasil e no norte da Venezuela).



Os modelos RegCM3 e HadRM3P não apresentam mudanças neste parâmetro para a região de florestas no sul do Brasil, no entanto, o modelo ETA CCS apresenta diminuição para limiares de floresta estacional e savana.

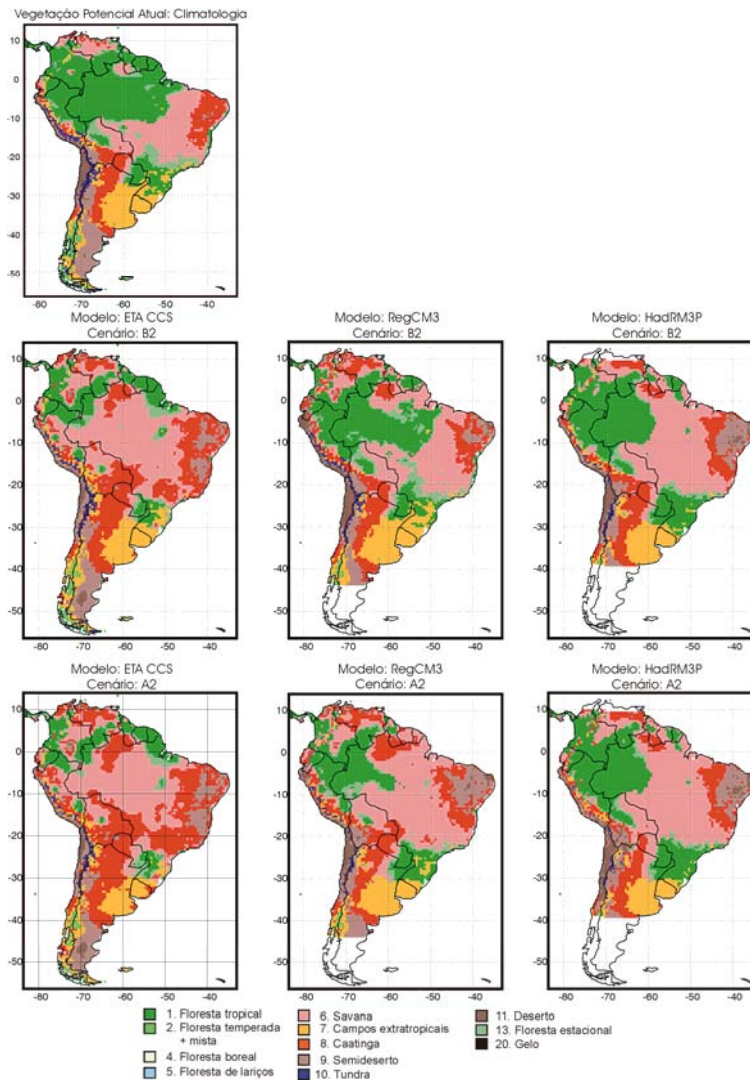


Figura 6.3 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul no período de 2070-2099 segundo o CPTEC-PVMReg nos cenários A2 e B2, para cada um dos três modelos regionais utilizados. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada 1961-1990) segundo o CPTEC-PVMReg.

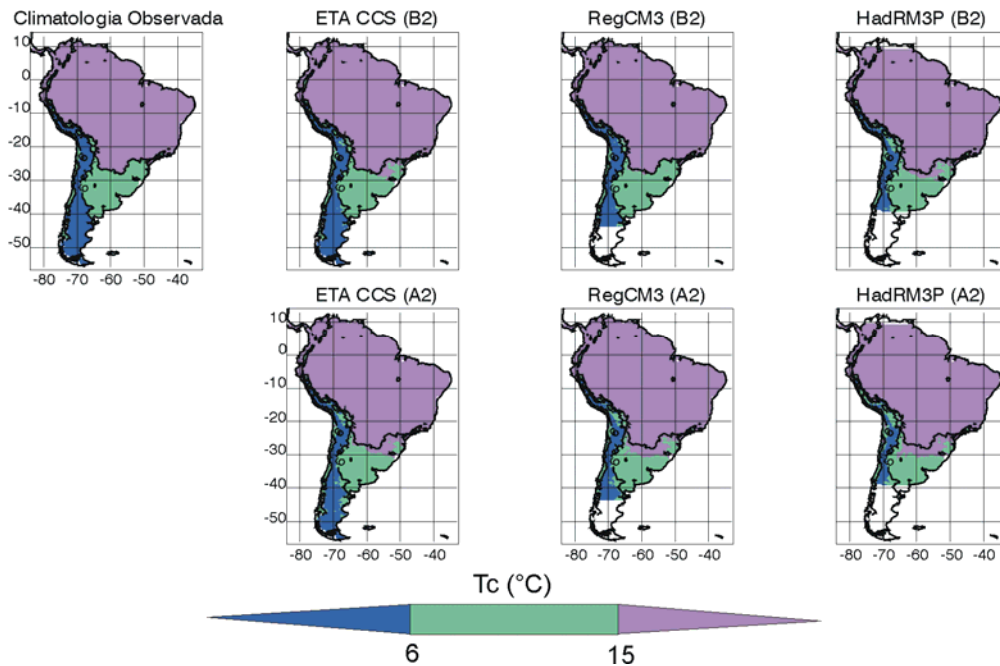


Figura 6.4 - Temperatura do mês mais frio ( $T_c$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares dos biomas tropicais ( $T_c > 15\text{ }^\circ\text{C}$ ) e extratropicais ( $T_c \leq 6\text{ }^\circ\text{C}$ ) segundo a climatologia observada (em branco as regiões com falta de dados).

A Figura 6.7 apresenta a análise conjunta das mudanças nos dois parâmetros ( $H$  e  $D$ ) o que ajuda na análise dos fatores dominantes de mudança dos biomas. Em geral, observa-se que o fator de sazonalidade limita as maiores mudanças dos biomas. Por exemplo, para a região sudeste da Amazônia, que embora tenha em alguns cenários condições de umidade para o bioma caatinga, o parâmetro de sazonalidade não diminui o suficiente (o que leva o modelo a colocar vegetação de savana). Isto também acontece no caso do avanço da caatinga para a região de savana no nordeste do Brasil.

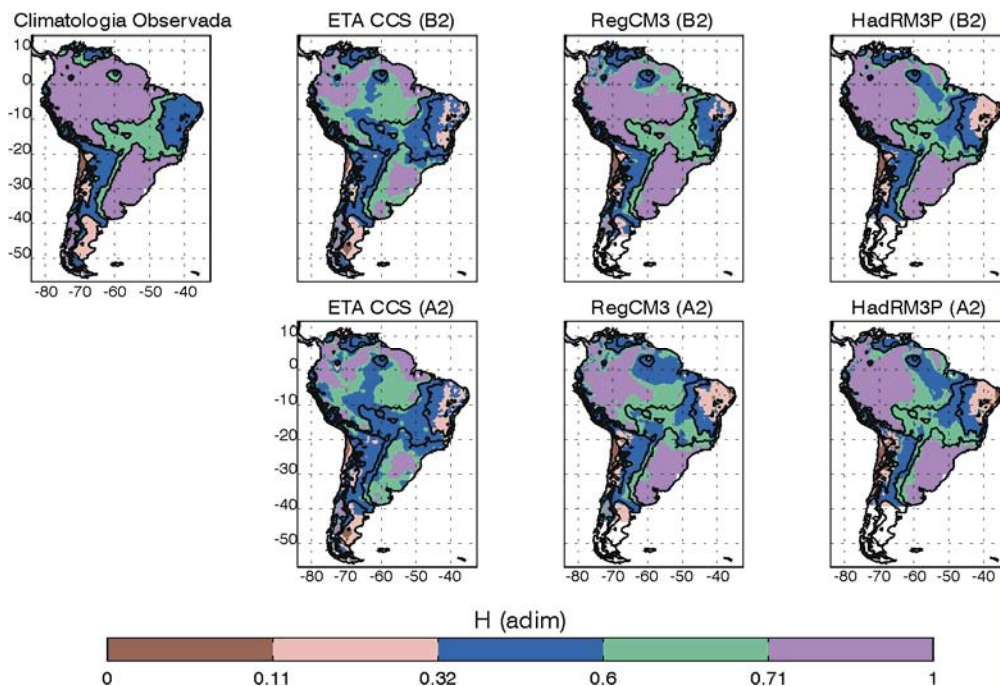


Figura 6.5 - Índice de umidade ( $H$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,11$ ), semi-deserto ( $0,11 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,71$ ), floresta tropical e estacional ( $H \geq 0,71$ ), baseados na climatologia observada.

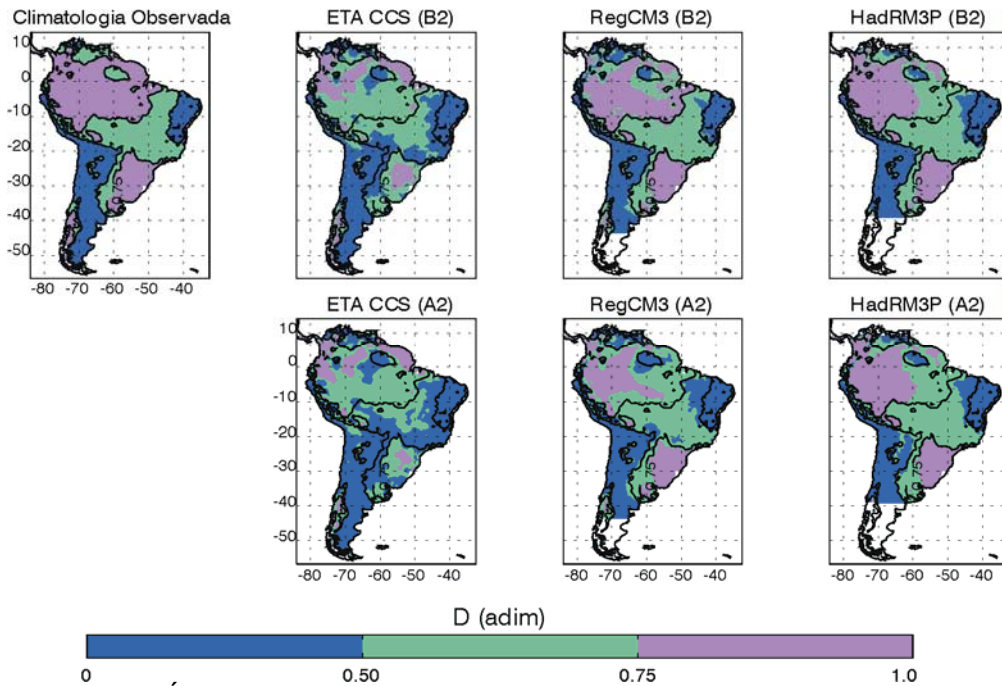


Figura 6.6 - Índice de sazonalidade ( $D$ ) para a climatologia observada e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 (sombreado). As isolinhas em todos os mapas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,5$ ), savana e floresta estacional ( $0,50 \leq D < 0,75$ ) e floresta tropical ( $D \geq 0,75$ ), baseados na climatologia observada.

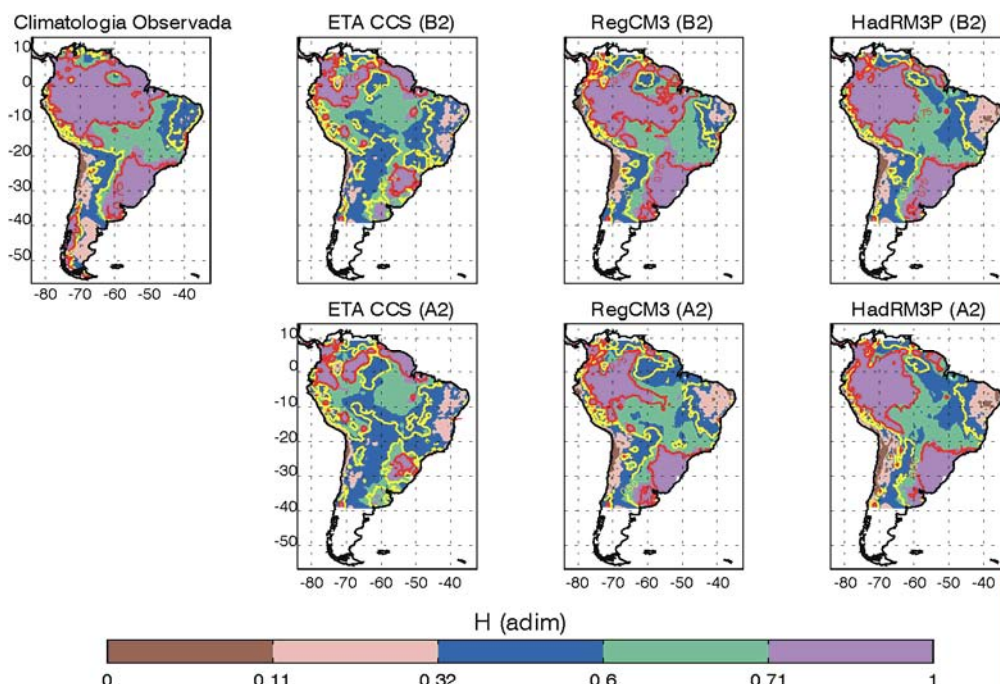


Figura 6.7 - Análise conjunta dos parâmetros  $H$  (sombreada) e  $D$  (isolinhas) para a climatologia e para cada um dos três modelos regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2. As áreas sombreadas indicam os limiares de deserto ( $H < 0,11$ ), semi-deserto ( $0,11 \leq H < 0,32$ ), caatinga ( $0,32 \leq H < 0,6$ ), savana ( $0,6 \leq H < 0,71$ ), floresta tropical e sazonal ( $H \geq 0,71$ ), baseados na climatologia de cada modelo. As isolinhas indicam os limiares da caatinga ( $D < 0,5$ ; Isolinha amarela); savana e floresta sazonal ( $0,5 \leq D < 0,71$ ); e floresta tropical ( $D \geq 0,71$ ; Isolinha vermelha), baseados na climatologia de cada modelo. No caso da caatinga, savana, floresta tropical e sazonal, o valor dos parâmetros deve cumprir os limiares de  $H$  e  $D$ , simultaneamente.

As mudanças no parâmetro de umidade  $H$  estão relacionadas ao aumento da evapotranspiração máxima (devido à elevação projetada da temperatura) em relação ao pequeno aumento (ou até diminuição) da evapotranspiração real (limitada pelas mudanças na precipitação). Ao contrário dos resultados obtidos com os modelos globais no capítulo 5 (onde todos os modelos apresentam aumento da evapotranspiração real para a Amazônia), algumas regiões da Amazônia apresentam diminuição da evapotranspiração (Figura 6.8) devido às grandes anomalias negativas de precipitação que os modelos regionais

projetam para essas áreas (Figura 4.18). Ressalta-se ainda que o sub-modelo de balanço hídrico entre os modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVMReg é diferente (sendo este último mais realista pelo fato de considerar os tipos de solo e suas características associadas).

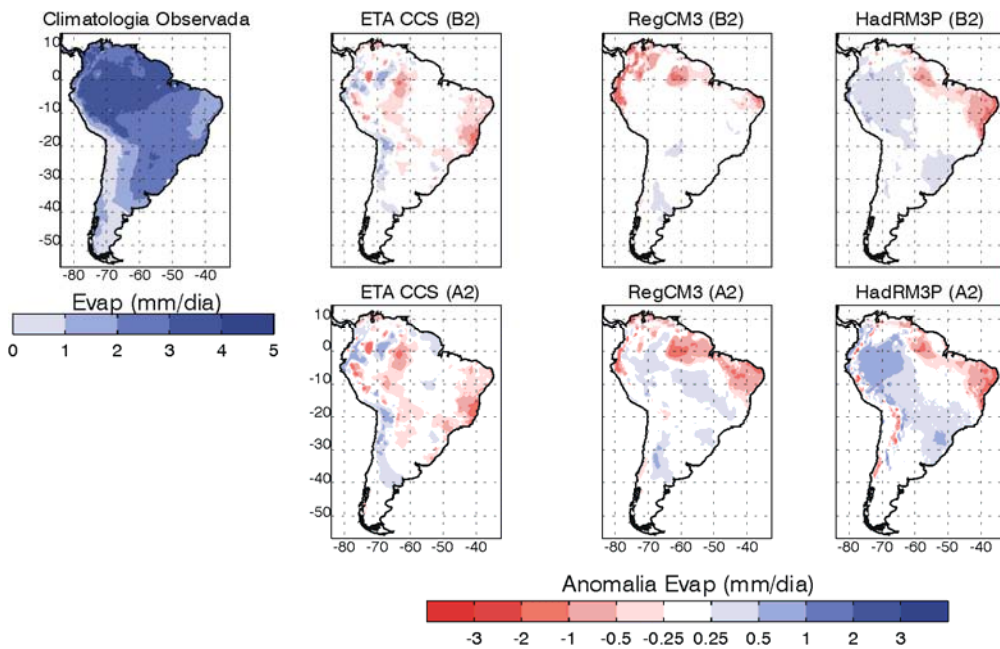


Figura 6.8 - Anomalias da evapotranspiração real (mm/dia) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos modelos regionais, em relação à evapotranspiração calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg.

A diminuição na quantidade de água no solo apresentada na Figura 6.9 deve-se principalmente ao fato dos modelos regionais projetarem fortes anomalias negativas de precipitação na região norte da América do Sul. Em regiões com altos valores de precipitação e altas temperaturas, por um lado, projeções de diminuição da precipitação não necessariamente levam à diminuição da evapotranspiração (como se observa em algumas regiões do oeste da Amazônia). Por outro lado, projeções de aumento da precipitação nestas

regiões não levam necessariamente ao aumento da quantidade de água no solo, uma vez que essas regiões apresentam um grau de saturação do solo muito alto, e decorrente aumento da evapotranspiração (esta situação se observa no cenário regional HadRM3P).

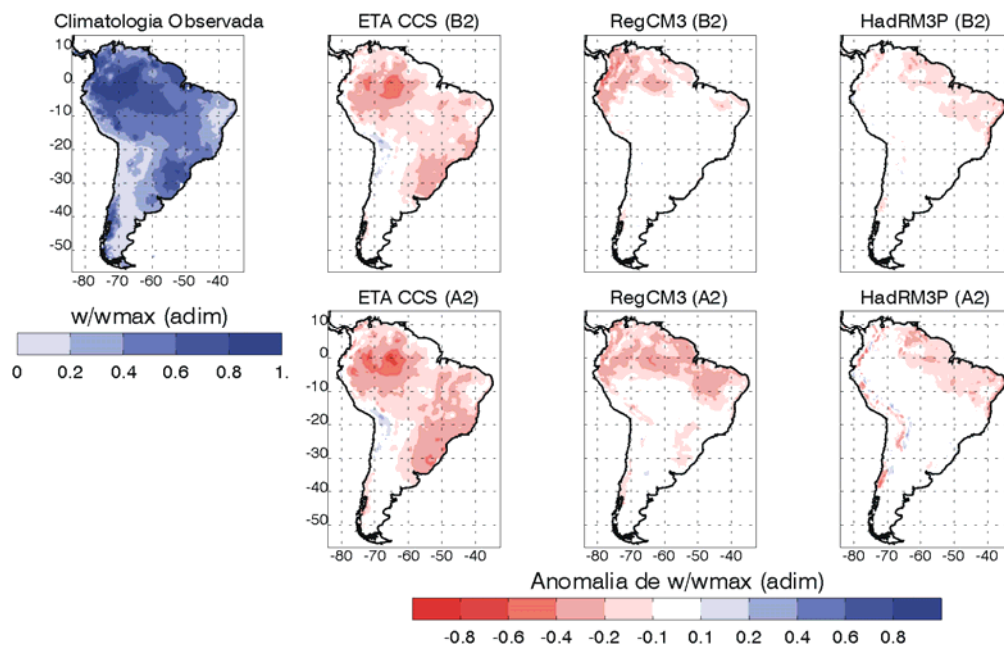


Figura 6.9 - Anomalias do grau de saturação de água no solo (adimensional) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação ao grau de saturação calculado a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg.

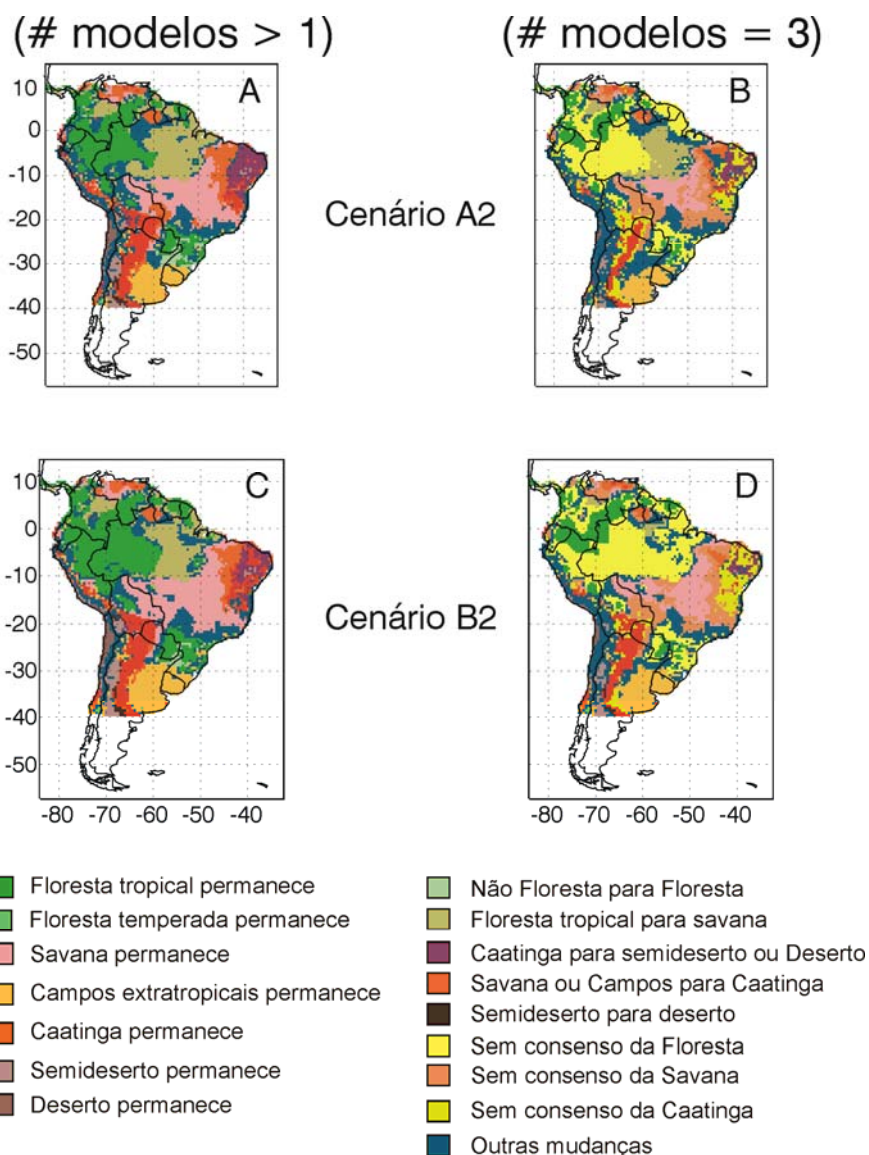


Figura 6.10 - Pontos de grade onde a **maioria dos modelos** (> 1 modelo; painéis A e C) e o **consenso dos modelos** (3 modelos; painéis B e D) indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, nos cenários A2 e B2 para o período de 2070 – 2099. Também são apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos. Simulações feitas com o modelo CPTEC-PVMReg.



A Figura 6.10 apresenta a análise conjunta dos mapas de vegetação apresentados na Figura 6.3, mostrando que, em grande parte da floresta Amazônica, os modelos não apontam para a mesma condição futura do bioma (isto é, permanência ou substituição para outro tipo de bioma). Quando a análise é realizada considerando a condição futura apontada por mais de um modelo (**maioria dos modelos**), a região oeste da Amazônia apresenta permanência e a região leste mudança para savana (a área de permanência é maior no cenário B2). Já quando é considerado o total dos modelos (**consenso dos modelos**), no cenário A2 observa-se consenso na substituição de floresta tropical por savana no leste e uma grande área de não consenso no oeste da floresta tropical. Para o Nordeste do Brasil, quando considerados a **maioria dos modelos**, os cenários apresentam mudanças na vegetação de caatinga para semi-desertos e desertos em algumas áreas do interior, e avanço da região de caatinga para o oeste sobre a área de savana. Estes resultados são reflexo de que o modelo ETA CCS apresenta algumas projeções futuras do clima diferentes aos modelos RegCM3 e HadRM3P (mesmo sendo usadas as mesmas condições de contorno nos três cenários).

### 6.2.2 Resultados com o modelo CPTEC-PVMReg2.0

A Figura 6.11 apresenta as projeções de distribuição da vegetação com o modelo CPTEC-PVMReg2.0 para as saídas dos três modelos regionais no período 2070-2099 para os cenários A2 e B2 considerando o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> de 100%. O modelo HadRM3P apresenta poucas diferenças entre as simulações para os cenários A2 e B2 (com “savanização” no leste da Amazônia e “aridização” do interior do nordeste do Brasil), diferente do modelo RegCM3 que apresenta grandes diferenças entre os cenários, principalmente no leste da Amazônia e nordeste do Brasil. O modelo ETA CCS apresenta mudanças importantes no sudoeste da Amazônia, onde os outros dois modelos mantêm o bioma floresta tropical até o final do Século XXI. Em geral, as mudanças são menores que as projetadas pelo modelo CPTEC-

PVMReg, ressaltando a importância do efeito de fertilização do CO<sub>2</sub> nas simulações, uma vez que o modelo CPTEC-PVMReg2.0 considera o ciclo de carbono.

A Figura 6.12 apresenta as mudanças nos parâmetros que determinam o tipo de vegetação, para as regiões com  $T_c > 15^\circ\text{C}$  (biomas tropicais). Em regiões com baixa sazonalidade de PPL ( $S \leq 0.125$ ) o parâmetro  $R$  determina as regiões de floresta sazonal e tropical. Comparando-se a área de abrangência do parâmetro  $S \leq 0.125$  na simulação e na climatologia observada, os cenários regionais mostram áreas com aumento da sazonalidade (para valores  $S > 0.125$ ) o que impede alocação de florestas tropicais e sazonais nestas regiões. Somente no modelo ETA CCS observa-se diminuição do parâmetro  $R$  (associado à  $PPL$ ) até atingir limiares de floresta estacional. Para as regiões tropicais com  $S > 0.125$ , as principais diferenças em comparação com a climatologia atual é que a PPL aumenta na região de savanas no cenário B2 e em algumas regiões no cenário A2. Em conclusão para o cenário B2, a substituição de floresta tropical a savana no sudeste da Amazônia está relacionada com o aumento da sazonalidade, ainda mantendo altos níveis de PPL. Para o cenário A2 há aumento da sazonalidade e diminuição de PPL, simultaneamente (Figura 6.13). Algumas áreas do nordeste do Brasil apresentam diminuição da PPL, atingindo valores de semi-deserto nos modelos HadRM3P (cenários A2 e B2) e RegCm3 (cenário A2), devido principalmente à diminuição da umidade no solo (Figuras 6.13 e 6.15). Segundo Friedlingstein et al. (2006) a  $PPL$  é fortemente dependente da umidade na região tropical. É interessante ressaltar que as anomalias projetadas pelos modelos RegCM3 e HadRM3P no cenário B2 (A2) levam ao aumento (diminuição) de PPL em algumas regiões do sudeste da Amazônia, o que indica que projeções de precipitação e temperatura entre esses dois cenários produzem uma mudança no comportamento da PPL, ou seja, um ponto onde o efeito das mudanças climáticas domina sobre o efeito de fertilização pelo aumento do CO<sub>2</sub>. Esse

limiar é estudado em detalhe no capítulo 7.

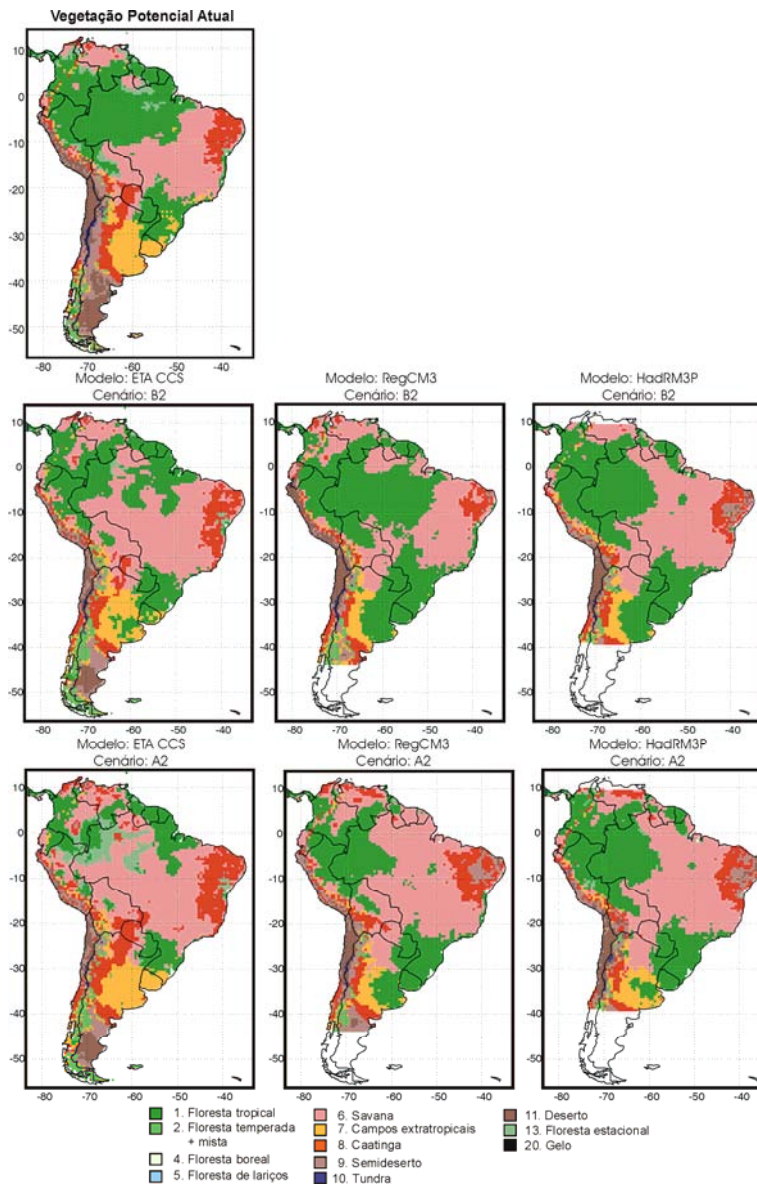


Figura 6.11 - Distribuição dos biomas potenciais na América do Sul em 2070-2099 segundo o CPTEC-PVMReg2.0 nos cenários A2 e B2 para cada um dos três modelos regionais utilizados, considerando o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> de 100%. Acima à esquerda é mostrado o mapa de vegetação potencial atual (vegetação em equilíbrio com a climatologia observada de 1961-1990) segundo o CPTEC-PVMReg2.0.

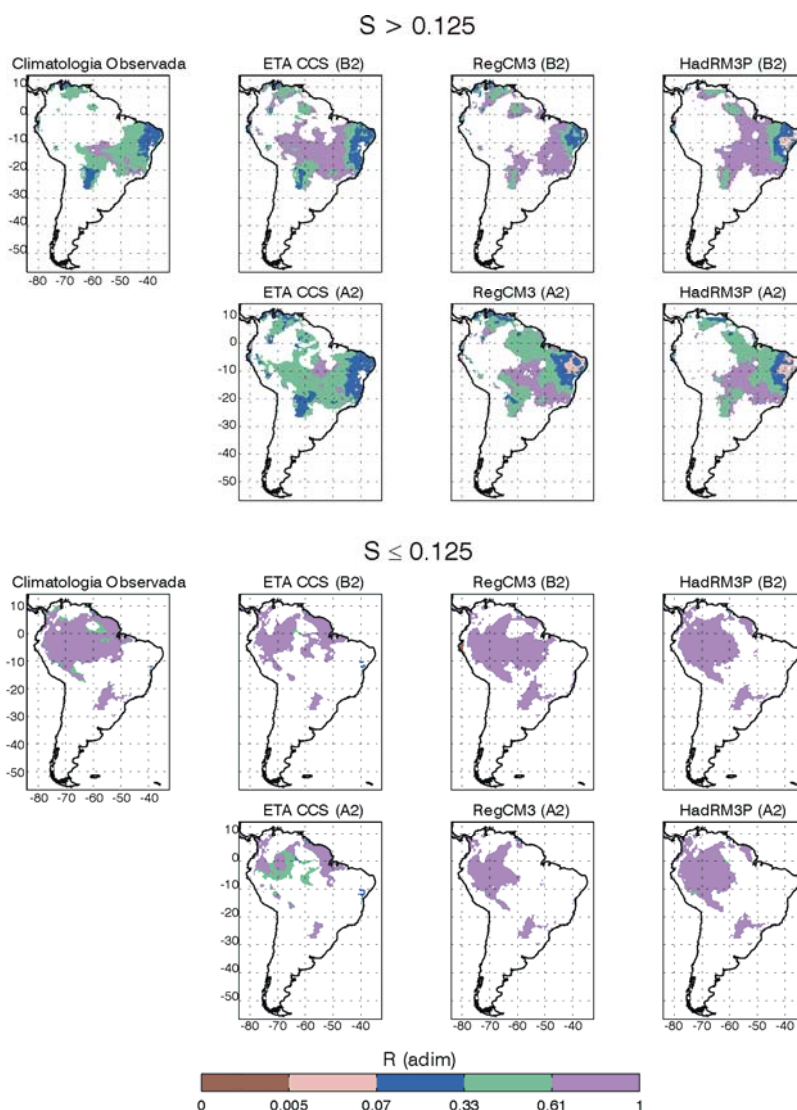


Figura 6.12 - Análise conjunta dos parâmetros de sazonalidade da NPP ( $S$ ) e da NPP ( $R$ ) para a climatologia e para cada um dos três cenários regionais no período 2070-2099 nos cenários A2 e B2. O limiar de  $S = 0.125$  ajuda na determinação dos biomas com  $T_c > 15^\circ\text{C}$ . Para  $S > 0.125$ , e dependendo do parâmetro  $R$ , tem-se a possibilidade do bioma savana ( $R > 0.33$ ) e caatinga ( $0.07 < R \leq 0.33$ ). Para  $S \leq 0.125$ , tem-se a possibilidade do bioma floresta tropical ( $R > 0.61$ ) e florestas estacionais ( $R \leq 0.61$ ). Os limiares de  $R \leq 0.005$  e de  $0.005 < R \leq 0.07$  identificam as regiões como desertos e semi-desertos “tropicais” (com  $T_c > 15^\circ\text{C}$ ), respectivamente (independente do valor de  $S$ ).

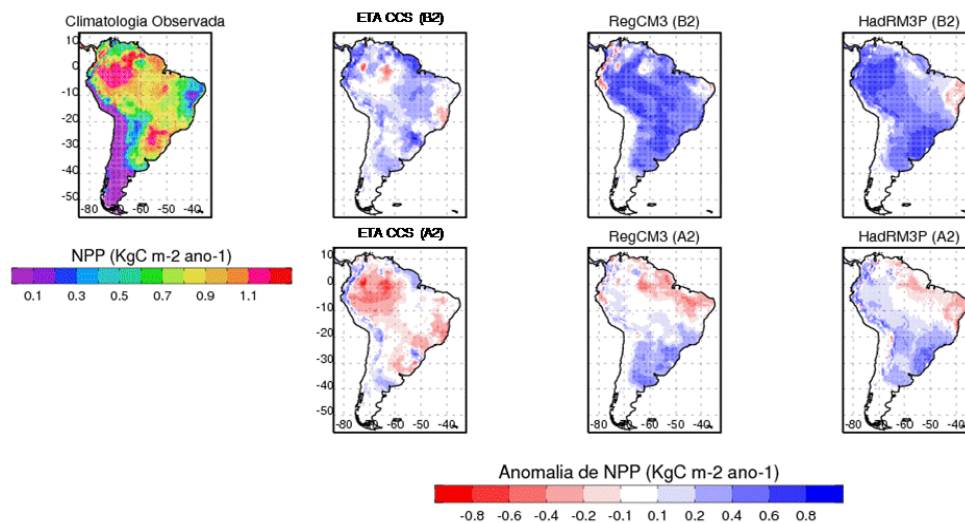


Figura 6.13 - Anomalias de NPP ( $\text{kgC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$ ) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à NPP calculada a partir da climatologia observada (à esquerda), utilizando o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0.

As simulações com o modelo CPTEC-PVMReg2.0 incluem o ciclo de carbono e portanto, o aumento da concentração de  $\text{CO}_2$  ocasiona aumento das taxas de fotossíntese (efeito de fertilização do  $\text{CO}_2$ , MOONEY et al., 1999) . Por um lado, esse aumento nas taxas de fotossíntese diminui a abertura estomática (num ambiente com maior concentração de  $\text{CO}_2$  as plantas conseguem mais rapidamente o carbono de que precisam) e aumenta a resistência estomática ocasionando diminuição da evapotranspiração. Por outro lado, o aumento da PPL tende a diminuir a resistência do dossel e conseqüentemente aumenta a evapotranspiração. Se considerarmos que o efeito do aumento de temperatura se anula frente ao efeito do aumento de  $\text{CO}_2$  na Amazônia (LAPOLA et al, 2009), as regiões com diminuição da precipitação apresentam diminuição da evapotranspiração (devido à menor quantidade disponível de água no solo). Como a evaporação e a umidade da água no solo estão acopladas, nas regiões onde as duas diminuem é porque a diminuição da precipitação é o fator dominante (Figuras 6.14 e 6.15). Nestas análises é evidente a forte

dependência dos resultados com os altos valores de anomalias negativas de precipitação projetada pelos modelos para a região sudeste da Amazônia (Figura 4.18). A análise das mudanças da vegetação na Amazônia para diferentes projeções climáticas será estudada no Capítulo 7, o que ajudará na determinação dos processos dominantes sob diferentes cenários de mudança de precipitação, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub>.

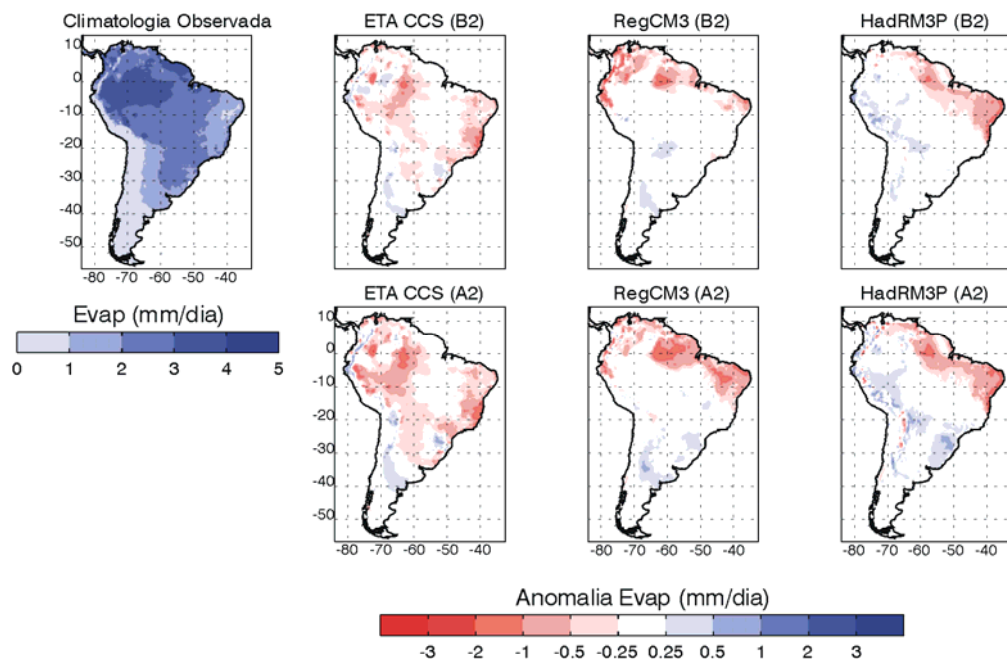


Figura 6.14 - Anomalias da evapotranspiração real (mm/dia) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à evapotranspiração calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0.

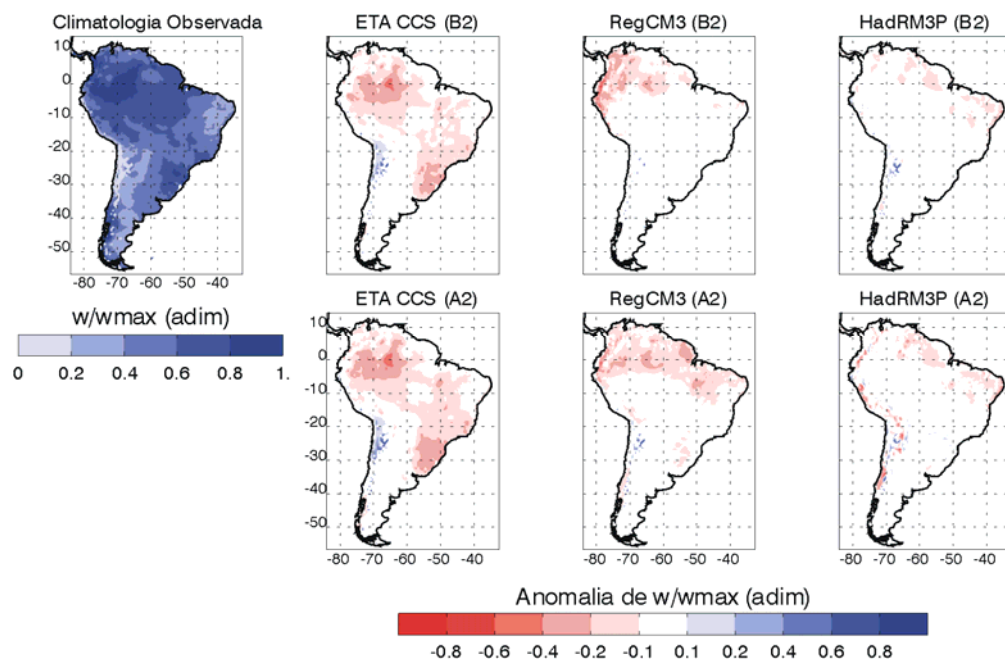


Figura 6.15 - Anomalias do grau de saturação de água no solo (adimensional) para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 para cada um dos cenários regionais, em relação à saturação calculada a partir da climatologia observada (à esquerda) com o modelo de vegetação CPTEC-PVMReg2.0.

A Figura 6.16 apresenta a análise conjunta dos mapas de vegetação potencial apresentados na Figura 6.11, mostrando poucas mudanças nos biomas no cenário B2 (somente substituição de campos por florestas no sul do Brasil e Uruguai) e substituição de florestas por savanas no sudeste da Amazônia no cenário A2, quando se considera a análise para mais de um modelo (**maioria dos modelos**). Neste cenário também é observada uma substituição da caatinga do norte da Argentina por vegetação de savana (devido às condições mais úmidas projetadas pelos cenários regionais). A análise do consenso dos modelos (3 modelos conjuntamente) mantém a área de substituição de florestas por savanas no leste da Amazônia e de “não consenso” nas outras áreas da Amazônia no cenário A2. O cenário B2 apresenta permanência de florestas no oeste da Amazônia e “não consenso” no leste e sul da Amazônia. A “aridização” do nordeste do Brasil não é consenso nos modelos regionais,

ainda que dois modelos apontem para isto no cenário A2.

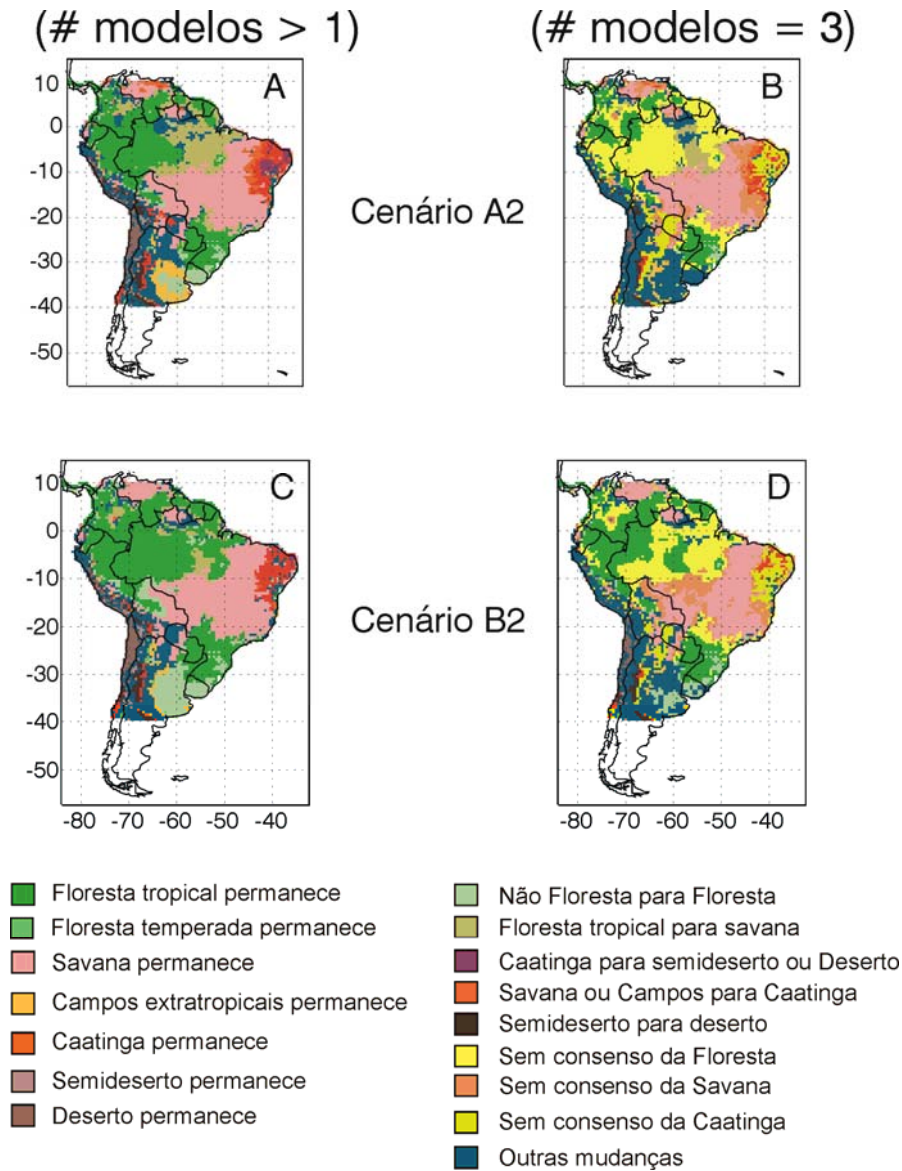


Figura 6.16 - Pontos de grade onde a maioria dos modelos (> 1 modelo; painéis A e C) e o consenso dos modelos (3 modelos; painéis B e D) indicam a permanência ou mudança dos biomas da América do Sul, nos cenários A2 e B2 do período de 2070 – 2099. Também são apresentadas as áreas de “não consenso” na condição futura (permanência ou substituição) dos biomas mais representativos. Simulações feitas como o modelo CPTEC-PVMReg2.0



### 6.3 Sumário

Os modelos de vegetação potencial CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 foram integrados utilizando os cenários regionais de mudança climática. A principal diferença entre estes dois modelos é a presença do ciclo de carbono no CPTEC-PVMReg2.0 (este modelo, mesmo incluindo o ciclo de carbono é um modelo de equilíbrio). A integração dos modelos de vegetação potencial com as climatologias atuais dos modelos regionais mostrou que o modelo que melhor representa a distribuição da vegetação atual é o HadRM3P (e portanto, uma climatologia mais similar com a observada), embora, tenha algumas deficiências para simular as savanas da Venezuela e da Colômbia e a Mata Atlântica do Sudeste do Brasil. O modelo ETA CCS apresenta condições mais secas que as observadas, principalmente, no nordeste da América do Sul e no interior do continente (refletindo numa vegetação de caatinga e de semi-deserto).

A análise de distribuição da vegetação para as projeções futuras dos modelos regionais mostrou um consenso na substituição de floresta tropical por savanas na região sudeste da Amazônia, para o cenário A2. O modelo que projeta as maiores mudanças é o ETA CCS devido aos altos valores de anomalias de precipitação e temperatura derivados de seus cenários. Diferente do observado com os cenários globais, onde se projetaram aumentos da evapotranspiração real em todos os modelos globais, neste caso, as anomalias de precipitação e temperatura, além da inclusão da variabilidade espacial da água no solo, não permitem tirar conclusões gerais do comportamento desta variável. Em geral, se observa diminuição da evapotranspiração real e do grau de saturação de água no solo nas regiões de diminuição de precipitação, o que indica que esta última variável sobrepuja o efeito do aumento da evapotranspiração devido ao aumento da temperatura. As mudanças na evapotranspiração real e no grau de saturação da água no solo levam, em algumas regiões, à diminuição dos parâmetros  $H$  e  $D$  no modelo CPTEC-PVMReg, o que favorece a possibilidade

de mudança de bioma. O modelo CPTEC-PVMReg2.0 apresenta anomalias de evapotranspiração real e saturação de água no solo um pouco menores que as obtidas com o modelo CPTEC-PVMReg, devido ao efeito do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na resistência do dossel. Estas diferenças levam a diferenças nas projeções de vegetação para o futuro. Enquanto, as análises feitas com o modelo CPTEC-PVMReg apresentam maiores áreas de substituição de floresta tropical por savana e de caatinga no nordeste do Brasil por semi-deserto, o modelo CPTEC-PVMReg2.0 também aponta para essas mudanças porém numa extensão menor. Além disso, o modelo CPTEC-PVMReg2.0 aponta para uma substituição dos campos e da caatinga no nordeste da Argentina por biomas de maior porte como florestas e savanas, respectivamente; o modelo CPTEC-PVMReg, por outro lado, aponta para manutenção dos biomas dessa região no futuro. Em geral, o CPTEC-PVMReg2.0 mantém a tendência de biomas de maior porte sob condições favoráveis de umidade, devido ao efeito de fertilização do CO<sub>2</sub>.



## **7 SENSIBILIDADE DA VEGETAÇÃO DA AMAZÔNIA E DO NORDESTE DO BRASIL A DIFERENTES CONDIÇÕES CLIMÁTICAS E CONCENTRAÇÕES DE CO<sub>2</sub>**

As análises dos cenários de mudanças climáticas globais e regionais com modelos de vegetação potencial mostraram que a vegetação do sudeste da Amazônia apresenta grande probabilidade de sofrer substituição por biomas de menor porte. Além disso, foi observado que as mudanças são menores quando se considera o efeito do ciclo de carbono nas simulações. Este capítulo tratará da questão dos limiares das anomalias de precipitação, temperatura e concentração de CO<sub>2</sub> críticos para a manutenção ou substituição da floresta tropical amazônica. Para isto, é feita uma análise de sensibilidade do modelo CPTEC-PVMReg2.0 (modelo de vegetação potencial regional que inclui o ciclo de carbono) a mudanças prescritas de temperatura, precipitação e concentração atmosférica de CO<sub>2</sub>, simultaneamente.

### **7.1 Experimentos de sensibilidade**

A região Amazônica pode ser considerada vulnerável devido às mudanças ambientais globais (NOBRE et al., 2005). No caso destes ecossistemas tropicais, diferentes forçantes e sua combinação sinérgica aumentam a degradação da floresta Amazônica (NEPSTAD et al., 2008). Diferentes ESTUDOS (ALO E WANG, 2007; BETTS et al., 2004; COOK E VIZZY, 2007; COX et al., 2000; 2004; SALAZAR et al., 2007; SCHOLZE et al., 2006; SITCH et al., 2008) têm mostrado, em maior ou menor grau, riscos de perda de floresta, com inevitáveis conseqüências para a biodiversidade e para o agravamento do efeito estufa pelo papel regulador deste bioma. Dependendo de certos limiares críticos de CO<sub>2</sub> atmosférico e de alterações climáticas, a floresta, que representa um sumidouro de carbono converte-se numa fonte, o que pode levar à quase total mudança da vegetação para outros tipos de

menor porte como as savanas (“savanização”), num processo denominado “Amazon Dieback”. A existência desse limiar crítico para a manutenção das florestas depende do tipo de modelo que é usado para sua representação. O uso de modelos atmosféricos globais acoplados a modelos de vegetação dinâmica permitem o estudo integrado do sistema, porém com dificuldades em realizar estudos de sensibilidade devido ao custo computacional e, algumas vezes, de estabelecer causalidade. O uso de modelos de vegetação de complexidade intermediária como o CPTEC-PVMReg2.0 apresenta-se como uma alternativa interessante para a determinação destes limiares.

Oyama e Nobre (2003) e Sampaio et al. (2009, em fase de elaboração) mostraram que o leste da Amazônia pode ter dois estados de equilíbrio vegetação-clima, e que a mudança entre eles pode depender diretamente de forçantes atmosféricas ou indiretamente através de mudanças na cobertura vegetal. A transição de um estado de equilíbrio para o outro (“tipping point”) representa o limiar que, se ultrapassado, pode mudar o sistema para outro estado de equilíbrio. Lenton et al. (2008) introduziram o termo “tipping element” que se refere a um subsistema do sistema climático de escala subcontinental que pode mudar, sob certas circunstâncias, para um estado diferente devido a pequenas perturbações. O “tipping point” é o ponto crítico em que o estado futuro do sistema é alterado. Na definição de “tipping element” não necessariamente a mudança para o outro estado é abrupta, permitindo que a transição entre estados de equilíbrio possa ser mais lenta que as causas antropogênicas que a produzem. Baseado nestas considerações, mediante diferentes condições climáticas e de concentração de CO<sub>2</sub> prescritas, integrou-se o modelo regional CPTEC-PVMReg2.0 e estudou-se os “tipping points” de mudança de vegetação da Amazônia. Além de modificar a concentração de CO<sub>2</sub>, foi feita uma integração variando a capacidade de fertilização de CO<sub>2</sub> pela vegetação para o limiar de 25% com a projeção de concentração do cenário A2. O efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> tem sido validado com experimentos para ecossistemas temperados, porém não para florestas tropicais. O experimento

FACE (NORBY et al., 2005) mostrou aumento médio de 23% na PPL para a concentração de 550 ppmv em florestas temperadas. Usando um modelo de vegetação dinâmica, Hickler et al. (2008), reproduzindo os resultados do experimento FACE para as florestas temperadas, extrapolaram a metodologia para as florestas tropicais, encontrando que o aumento de PPL para uma concentração de 550 ppmv seria de 35% (o aumento em relação às florestas temperadas se deve à dependência do efeito de fertilização com a temperatura). Para adotar um limiar conservador, e considerando o grande debate ainda neste tema (OREN et al., 2001; NORBY et al., 2006), foi considerado o valor de 25% na simulação realizada neste trabalho.

Os experimentos numéricos consistem, então, em alterar a concentração de CO<sub>2</sub> e as condições climáticas observadas atuais para aquelas apresentadas Tabela 7.1. Esses experimentos permitiram, por exemplo, estudar o efeito de aumento do CO<sub>2</sub> somente (quando considerados os experimentos com  $\Delta T = 0^{\circ}\text{C}$  e  $\Delta P = 0\%$  e CO<sub>2</sub> variável); ou o efeito de mudanças no clima considerando a concentração de CO<sub>2</sub> presente (por exemplo, para estudar o efeito das alterações climáticas devido ao desmatamento, supondo que isto não afeta concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico); ou o efeito combinado de alterações climáticas e na concentração de CO<sub>2</sub> como projetados pelos modelos do IPCC.

Tabela 7.1 Concentrações de CO<sub>2</sub> e anomalias de precipitação e temperatura utilizadas nas simulações. As anomalias de temperatura (°C) e precipitação (%) foram somadas à climatologia observada. Os experimentos foram realizados com todas as combinações possíveis entre os valores das três variáveis. Os experimentos com as concentrações de CO<sub>2</sub> correspondentes a (i), (ii) e (iii) consideram o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> como 100%.

VARIÁVEL	VALOR
Concentração de CO <sub>2</sub>	(i) Cenário Atual = 350 ppmv (ii) Ano 2080 no Cenário B1 = 535 ppmv (iii) Ano 2080 no Cenário A2 = 730 ppmv (iv) Efeito de Fertilização de 25% na concentração do ano 2080 do cenário A2
Anomalia de Temperatura ( $\Delta T$ )	0, 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 °C
Anomalia de Precipitação ( $\Delta P$ )	-50, -40, -30, -20, -10 0, 10, 20, 30, 40 e 50 %.

## 7.2 Resultados

A Figura 7.1 apresenta a distribuição da vegetação para diferentes anomalias de precipitação e temperatura, mantendo a concentração de CO<sub>2</sub> em 350 ppmv (isto representa um experimento em que o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> não é considerado). Mantendo-se o nível de CO<sub>2</sub> e a temperatura atual (CO<sub>2</sub> = 350 ppmv e  $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ ), a diminuição da precipitação leva a substituição gradual da floresta Amazônica para floresta sazonal (para  $-30\% < \Delta P < 0\%$ ) e depois para savana ( $\Delta P < -30\%$ ) na região sul e leste da bacia. No modelo, a diminuição da precipitação favorece a expansão de biomas de menor porte, que ocorre porque, por exemplo, a redução da precipitação leva a uma menor quantidade de água no solo, o que leva a redução da produtividade primária líquida, favorecendo biomas de menor porte (LAPOLA et al., 2009). Por outro lado, mantendo-se o nível de CO<sub>2</sub> e precipitação atual (CO<sub>2</sub> = 350 ppmv e  $\Delta P = 0\%$ ), o aumento da temperatura leva a substituição do bioma floresta tropical por floresta estacional, começando no leste para  $\Delta T > 1^\circ\text{C}$ , até cobrir toda a floresta Amazônica. Isto se deve ao fato de que no modelo o aquecimento leva à expansão de biomas mais abertos. Isto ocorre porque, por exemplo, o

aquecimento leva a um aumento da constante de Michaelis-Menten para o  $\text{CO}_2$ , o que leva a redução da taxa de fotossíntese limitada pela carboxilação da Rubisco (principal limitante da fotossíntese na região tropical), levando a uma diminuição da produtividade primária líquida, favorecendo biomas de menor porte (LAPOLA et al., 2009). Como o efeito do aumento da temperatura afeta o valor da *PPL*, mesmo sem modificar sua sazonalidade, não se tem savanização como no caso que se considera anomalias de precipitação com  $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ . Nos casos combinados de anomalias de precipitação e temperatura observa-se, em geral, substituição para biomas de menor porte.

As Figuras 7.2 e 7.3 apresentam a distribuição da vegetação para a concentração de  $\text{CO}_2 = 535$  ppm e  $\text{CO}_2 = 730$  ppm, respectivamente, considerando que o efeito de fertilização por  $\text{CO}_2$  é de 100%. De modo geral, o aumento na concentração de  $\text{CO}_2$ , para as mesmas anomalias de precipitação e temperatura, favorece a ocorrência de biomas de maior porte. Isto ocorre porque um aumento na concentração de  $\text{CO}_2$  leva a uma elevação na pressão parcial de  $\text{CO}_2$  no interior da folha o que induz a um aumento na taxa de fotossíntese bruta e conseqüentemente na produtividade primária líquida, favorecendo a ocorrência de biomas de maior porte (LAPOLA et al., 2009). Considerando que o efeito de fertilização por  $\text{CO}_2$  seja de 25% no cenário A2 (Figura 7.4) as anomalias de vegetação estão no meio termo entre as alterações sem considerar o efeito de fertilização, e as consideradas para o cenário B1 com fertilização de 100%.



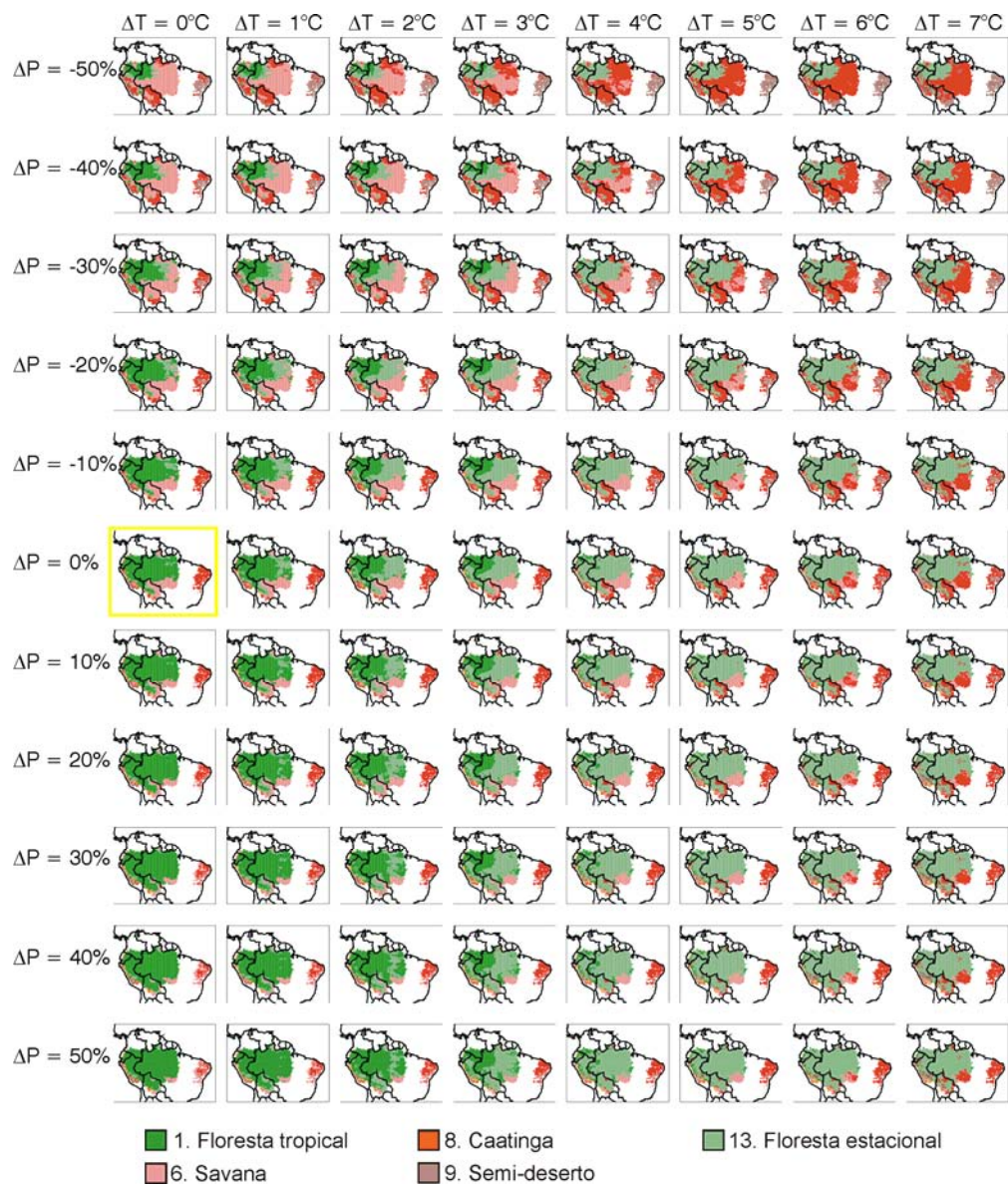


Figura 7.1 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$  [%]) e temperatura ( $\Delta T$  [ $^{\circ}\text{C}$ ]) em relação à climatologia, com a concentração de  $\text{CO}_2 = 350$  ppmv (concentração do “clima presente”) e efeito de fertilização de 100%. A vegetação para  $\Delta T = 0^{\circ}\text{C}$  e  $\Delta P = 0\%$  (quadro em amarelo) corresponde à potencial atual (Figura 3.16).

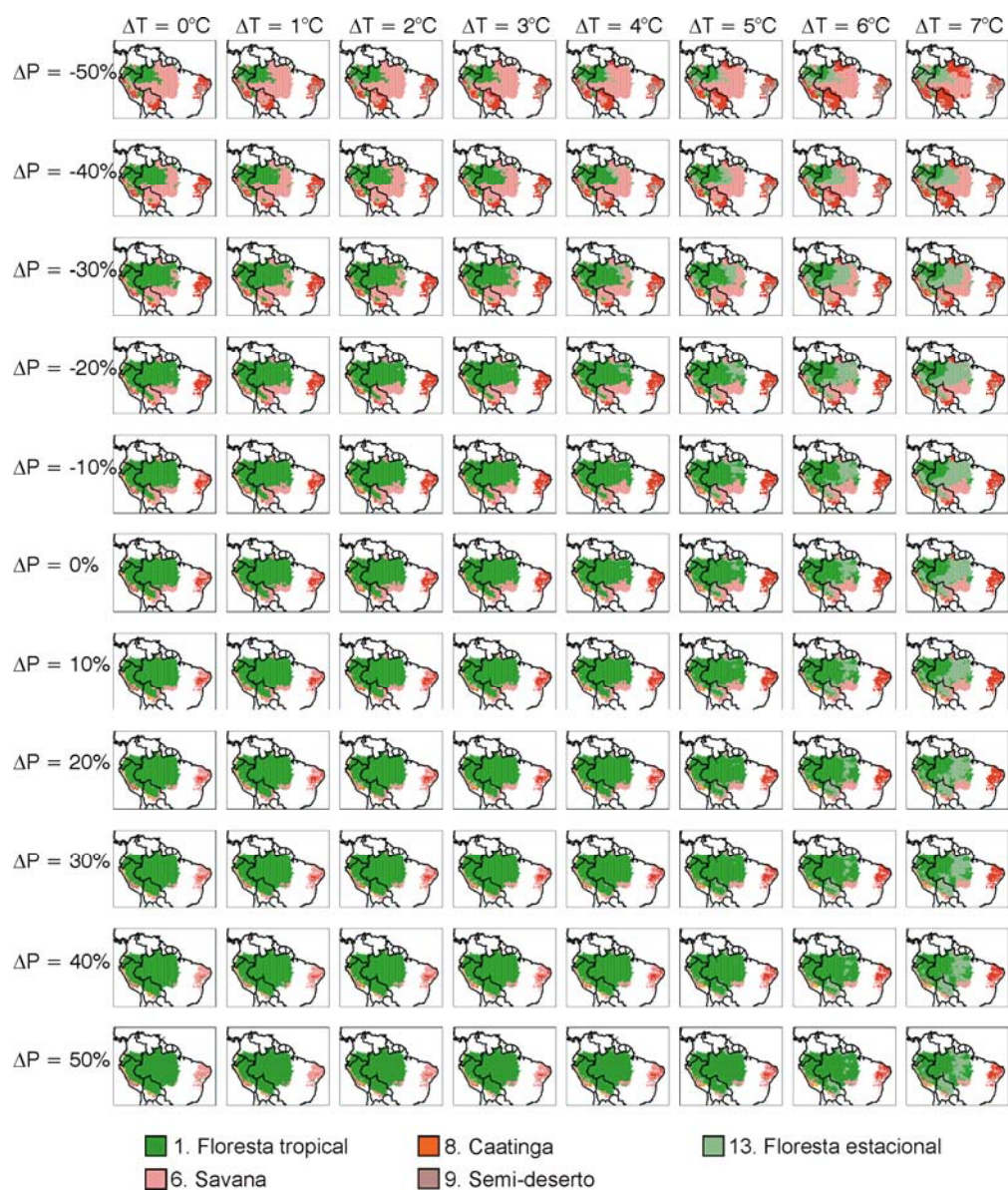


Figura 7.2 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$  [%]) e temperatura ( $\Delta T$  [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de  $\text{CO}_2 = 535$  ppm (concentração de 2080 no cenário B1) e efeito de fertilização de 100%.

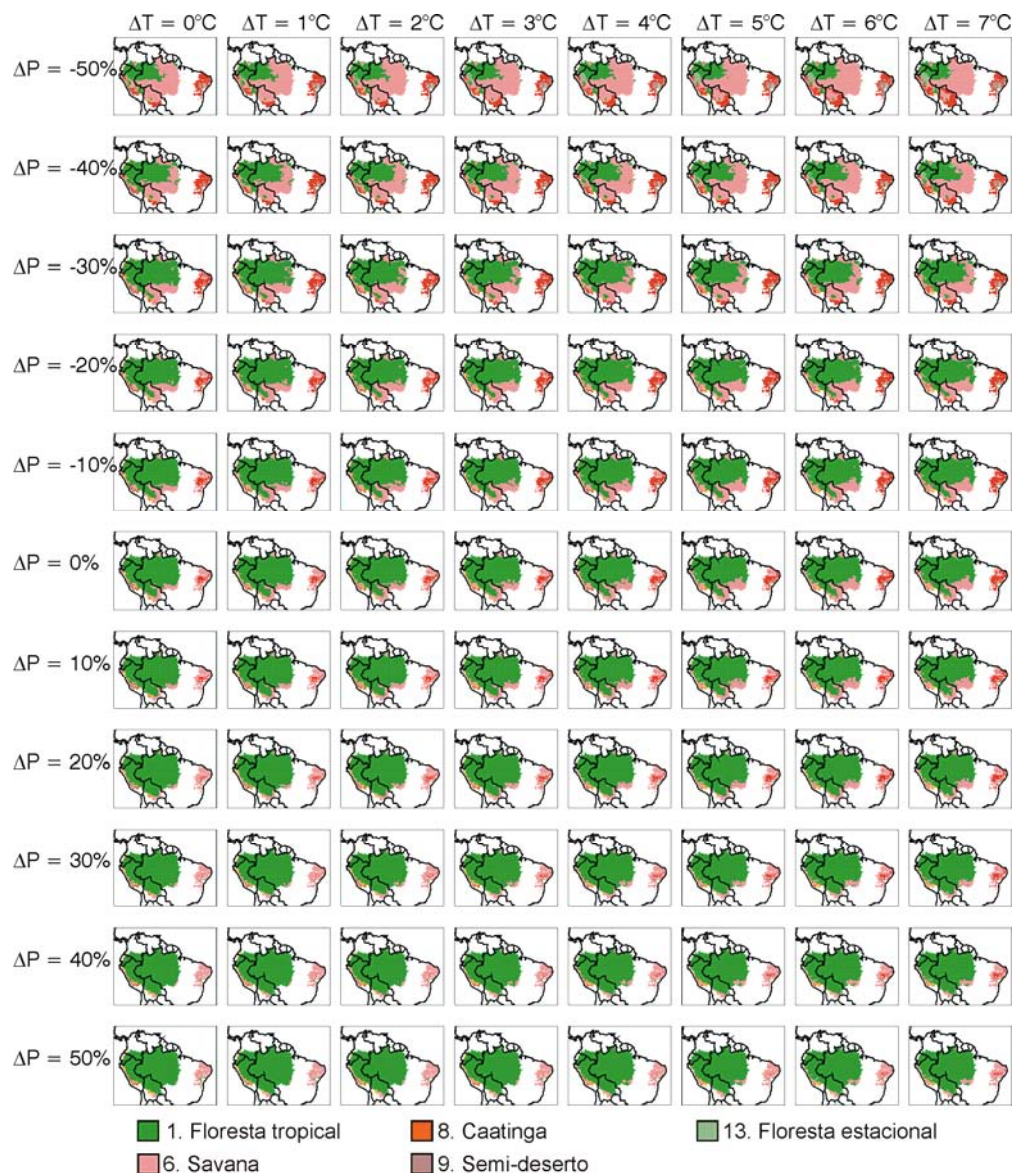


Figura 7.3 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$  [%]) e temperatura ( $\Delta T$  [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de  $\text{CO}_2 = 730$  ppm (concentração de 2080 no cenário A2) e efeito de fertilização de 100%.

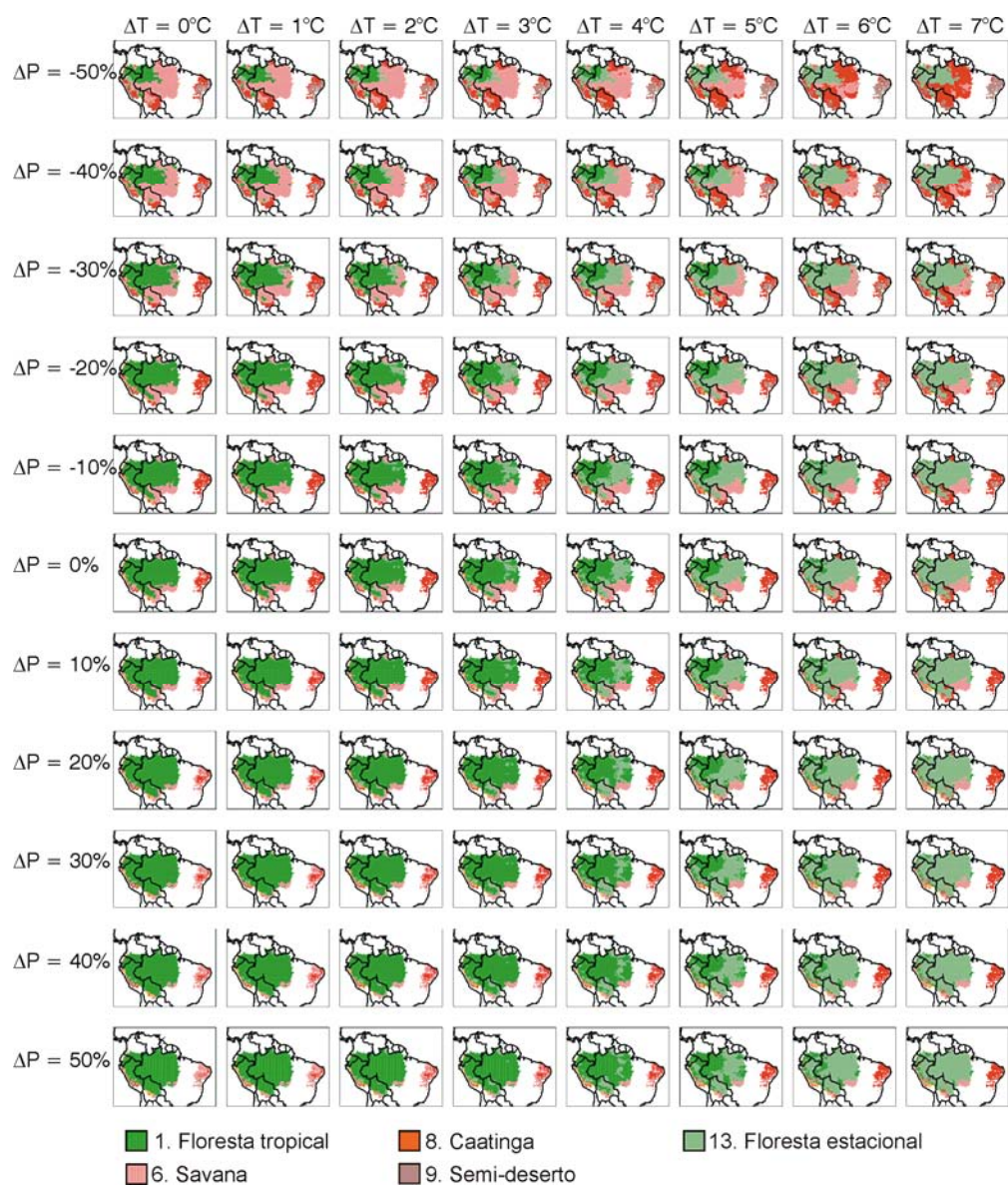


Figura 7.4 - Distribuição da vegetação na bacia Amazônica para diferentes anomalias de precipitação ( $\Delta P$  [%]) e temperatura ( $\Delta T$  [°C]) em relação à climatologia, com a concentração de  $\text{CO}_2 = 730$  ppm (concentração de 2080 no cenário A2) e efeito de fertilização de 25 %.

Para determinar os limiares de precipitação, temperatura e  $\text{CO}_2$  com potencial

de mudança de bioma, a região da Amazônia foi dividida em quatro quadrantes. As análises a seguir são realizadas somente nas áreas em que o modelo de vegetação potencial determina os biomas floresta tropical e estacional (Figura 7.5).

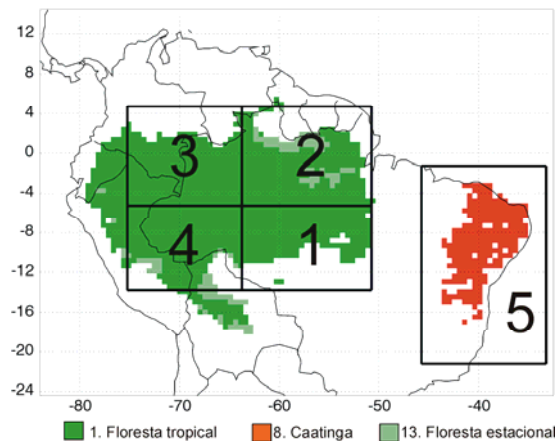


Figura 7.5 - Floresta tropical e estacional da bacia amazônica e caatinga no nordeste do Brasil segundo o mapa de vegetação potencial atual. São mostradas as divisões para a análise da mudança de bioma. Regiões: (1) sudeste da Amazônia, (2): nordeste da Amazônia, (3): sudoeste da Amazônia, (4): noroeste da Amazônia, (5) nordeste do Brasil.

### **Região 1: Sudeste da Bacia Amazônica**

O sudeste da Amazônia apresenta os valores mais baixos de precipitação e evapotranspiração e a estação seca mais prolongada (meses consecutivos com menos de 100 mm/mês) da bacia (HUTYRA et al., 2005; MARENGO, 2005; SOMBROEK, 2001). Portanto, espera-se que as mudanças climáticas tenham o potencial de modificar a vegetação desta região. A Figura 7.6 apresenta a vegetação futura em equilíbrio com as diferentes condições climáticas e de concentração de CO<sub>2</sub>, para a região sudeste da Amazônia. Mantendo-se a atual concentração de CO<sub>2</sub>, ou seja, sem considerar o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>, condições de aumento de temperatura e diminuição da precipitação levariam à transformação da floresta tropical em savana, inclusive,

com aparecimento de caatinga para anomalias extremas de clima. Nesta mesma condição de  $\text{CO}_2$ , o aumento de temperatura ( $\Delta T > 2^\circ\text{C}$ ) e de precipitação levariam a substituição da floresta tropical por floresta sazonal, devido a que o efeito do aumento de temperatura sobre a PPL (de diminuição de PPL) ser maior que o efeito do aumento da precipitação sobre a PPL (do aumento de PPL). Assim, há um decréscimo do valor de PPL sem mudar sua sazonalidade, o que leva o modelo a alocar o bioma floresta estacional e não o bioma savana. Quando se considera o efeito de fertilização de 100%, o modelo projeta substituição para savana apenas sob anomalias extremas de precipitação ( $\Delta P \leq -40\%$ ). No caso do efeito de fertilização de 25% no cenário A2, o modelo projeta mudança para floresta estacional com anomalias de temperatura  $\Delta T \geq 5^\circ\text{C}$ . Como dito anteriormente, essa projeção é o meio termo entre aquela que não considera o efeito de fertilização por  $\text{CO}_2$  e a que considera o efeito sendo de 100% no cenário B1 (Figura 7.6A). As Figuras 7.6B, C, D e E apresentam a porcentagem de ocupação dos biomas floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as anomalias de  $\Delta P = -50\%$ ,  $-20\%$ ,  $0\%$  e  $20\%$ , respectivamente (para todas as anomalias de  $\text{CO}_2$  e temperatura). Se observarmos a anomalia  $\Delta P = -20\%$  como a projetada pelos modelos globais de mudança climática para esta região (Figura 4.21) e a projeção de fertilização de 25% para o cenário A2, o aumento de temperatura maior que  $3^\circ\text{C}$  representaria o limiar para substituição de floresta tropical por floresta estacional e savanas nesta região (Figura 7.6C). Considerando 100% do efeito de fertilização para o cenário B1, o limiar de temperatura aumenta para  $4^\circ\text{C}$ . A diminuição da chuva acelera o processo para limiares de temperatura menores.

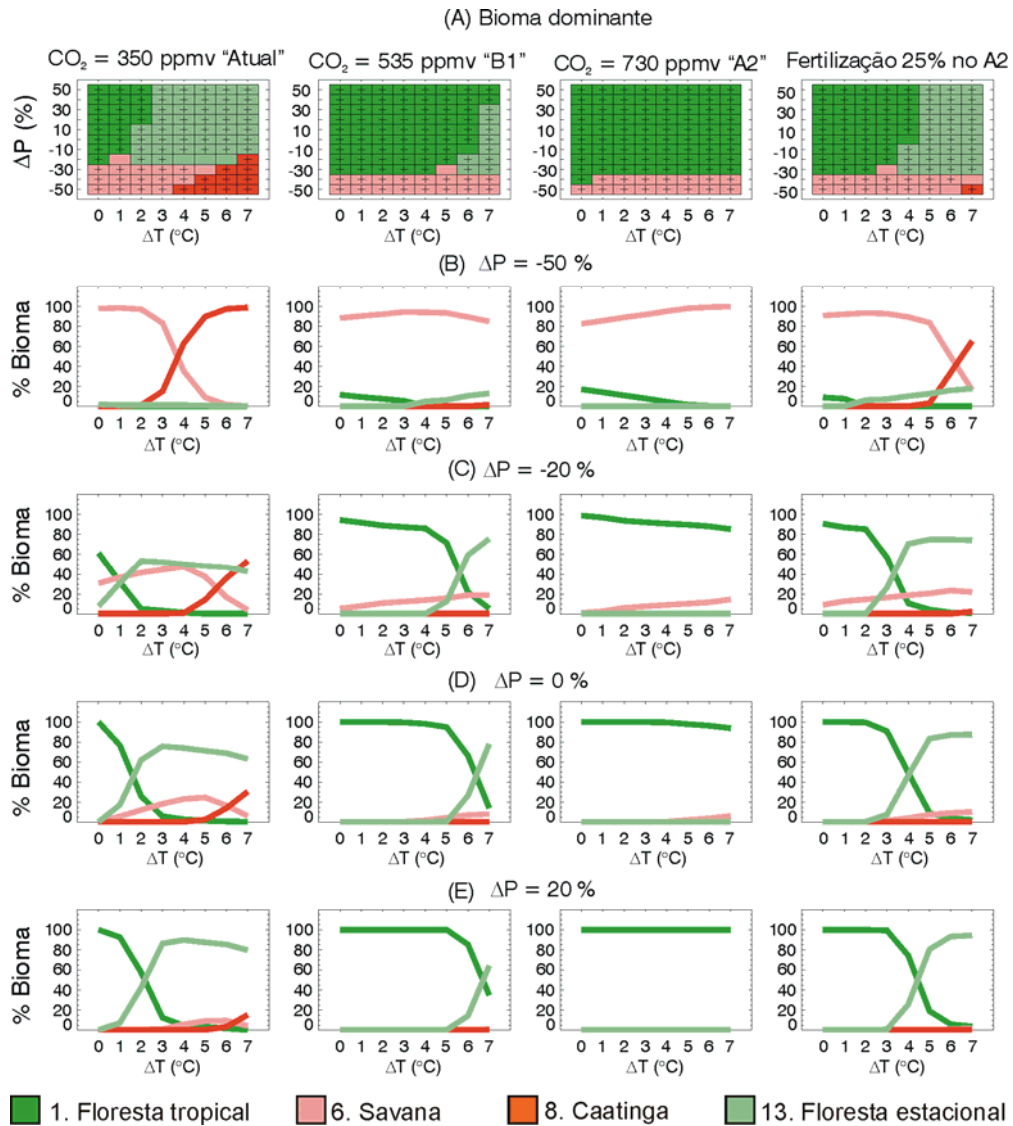


Figura 7.6 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região sudeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 7.1). **(A)** Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. **(B)** Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , **(C)**  $\Delta P = -20\%$ , **(D)**  $\Delta P = 0\%$  e **(E)**  $\Delta P = 20\%$ .

A Figura 7.7 apresenta as mudanças na evapotranspiração, no grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ ), na produtividade primária líquida (PPL), na fotossíntese e na respiração autotrófica nos diferentes experimentos para o sudeste da Amazônia. Para uma mesma anomalia de temperatura e concentração de  $CO_2$ , o aumento da precipitação aumenta a evapotranspiração, o grau de saturação de água no solo, a PPL, a fotossíntese e a respiração autotrófica. A evapotranspiração, para valores atuais de  $CO_2$ , diminui de acordo com a anomalia de temperatura, enquanto que para valores altos de  $CO_2$  (como no cenário A2) aumenta (com a taxa de aumento maior para anomalias maiores de precipitação). O grau de saturação de água diminui com a diminuição da precipitação e tem um leve aumento (diminuição) dependendo da diminuição (aumento) da evapotranspiração (cujo comportamento depende da concentração de  $CO_2$ ).

Como a fotossíntese aumenta conforme a variação do grau de saturação de água no solo e o aumento da concentração de  $CO_2$  (o aumento da temperatura não é tão importante), e a respiração autotrófica aumenta de acordo com as variações do grau de saturação de água no solo e da temperatura, a PPL (definida como a fotossíntese – respiração autotrófica) diminui com o aumento temperatura (mantendo a mesma  $\Delta P$  e  $CO_2$ ), diminui com a redução da precipitação (mantendo o mesmo  $\Delta T$  e  $CO_2$ ) e aumenta com a elevação na concentração de  $CO_2$  (mantendo o mesmo  $\Delta T$  e  $\Delta P$ ). Portanto, a diminuição ou o aumento de PPL depende do valor das anomalias climática e de concentração de  $CO_2$ . Por exemplo, considerando o experimento de fertilização por  $CO_2$  a 25% no cenário A2 e a PPL atual desta região de 0,93 kgC/m<sup>2</sup>/ano (linha vermelha na PPL na Figura 7.7), a PPL diminuiria nesta região para anomalias de temperatura maiores que 2°C quando  $\Delta P = -20\%$ , ou maiores que 3°C quando  $\Delta P = 20\%$ . Para o experimento de fertilização a 100% no cenário A2, a PPL só seria menor que em relação ao valor atual para condições extremas de clima ( $\Delta P = -50\%$  e  $\Delta T > 6^\circ C$ ). Esta Figura, portanto,



permite definir os limiares em que, para diferentes condições climáticas e de CO<sub>2</sub>, a PPL diminui em relação ao seu valor atual, o que no modelo pode levar a substituição da floresta tropical por biomas de menor porte.

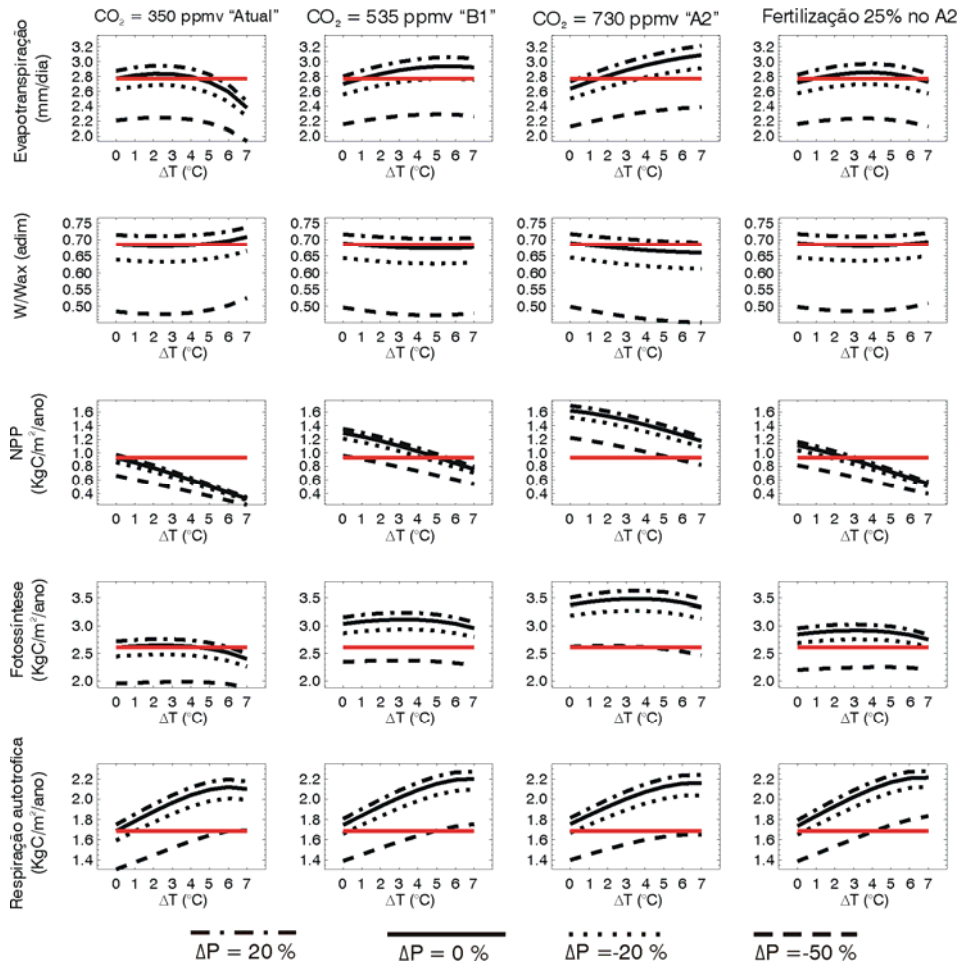


Figura 7.7 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ , adimensional), produtividade primária líquida (PPL,  $kgC/m^2/ano$ ), fotossíntese ( $kgC/m^2/ano$ ) e respiração autotrófica ( $kgC/m^2/ano$ ) para diferentes anomalias de CO<sub>2</sub>, temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região sudeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e a concentração de CO<sub>2</sub> = 350 ppmv ("valor atual da variável").

O comportamento da evapotranspiração para a temperatura depende da concentração de CO<sub>2</sub>. Por exemplo, considerando CO<sub>2</sub> (= 350 ppmv) e precipitação atuais ( $\Delta P = 0\%$ ), um pequeno aumento da temperatura leva ao aumento da evapotranspiração (domina o efeito da temperatura sobre a evapotranspiração). Porém um grande aumento de temperatura leva à diminuição de PPL e da evapotranspiração, devido aos altos valores de resistência estomática para valores baixos de PPL nesse nível de CO<sub>2</sub>. Para uma mesma anomalia de precipitação, o efeito de CO<sub>2</sub> na diminuição da evapotranspiração só é percebido para baixas anomalias de temperatura. Para anomalias médias e altas de temperatura, espera-se um aumento da evapotranspiração, mesmo com altas concentrações de CO<sub>2</sub>, o que indica que o efeito dominante é o aumento do déficit da pressão de vapor de saturação do ar pelo aumento da temperatura, o qual força a mudança da evapotranspiração.

### **Região 2: Nordeste da Bacia Amazônica**

O nordeste da Amazônia, embora apresente valores um pouco maiores de precipitação e evapotranspiração anual em comparação ao sudeste da Amazônia, mostra o mesmo comportamento no contexto da substituição de biomas (Figura 7.8) e das variáveis ambientais (Figura 7.9). Se considerarmos, para essa região, que o cenário de alterações climáticas produzidas pelo desmatamento de 40% na Amazônia é de  $\Delta T = 2^\circ\text{C}$  e  $\Delta P = -10\%$  (SAMPAIO et al., 2007), e supondo uma concentração de CO<sub>2</sub> igual à atual, essas alterações climáticas poderiam levar à substituição da floresta tropical por floresta estacional (Figura 7.8A).

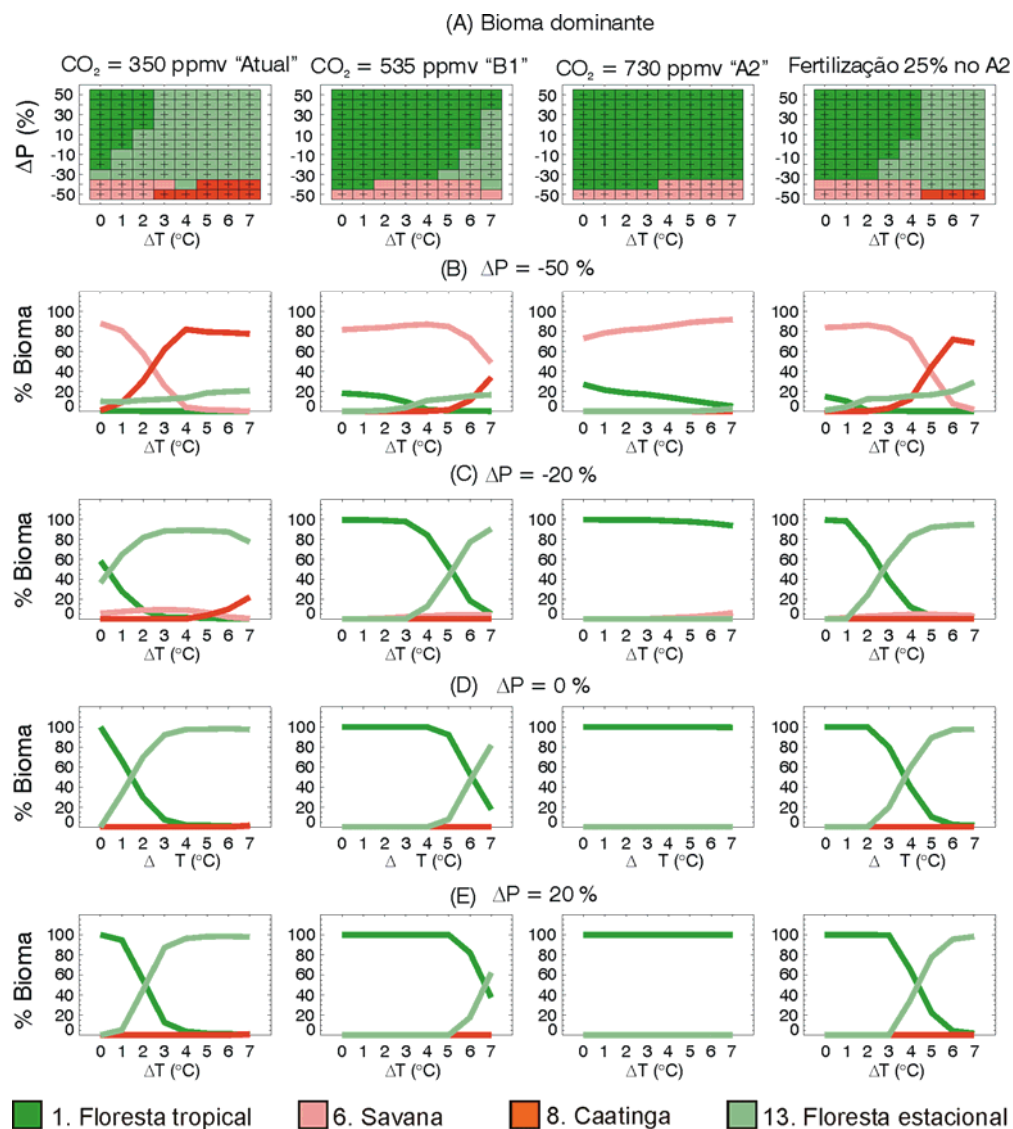


Figura 7.8 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região nordeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). (A) Bioma dominante na região, onde o símbolo “+” indica que ele está presente com mais de 50%. (B) Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , (C)  $\Delta P = -20\%$ , (D)  $\Delta P = 0\%$  e (E)  $\Delta P = 20\%$ .

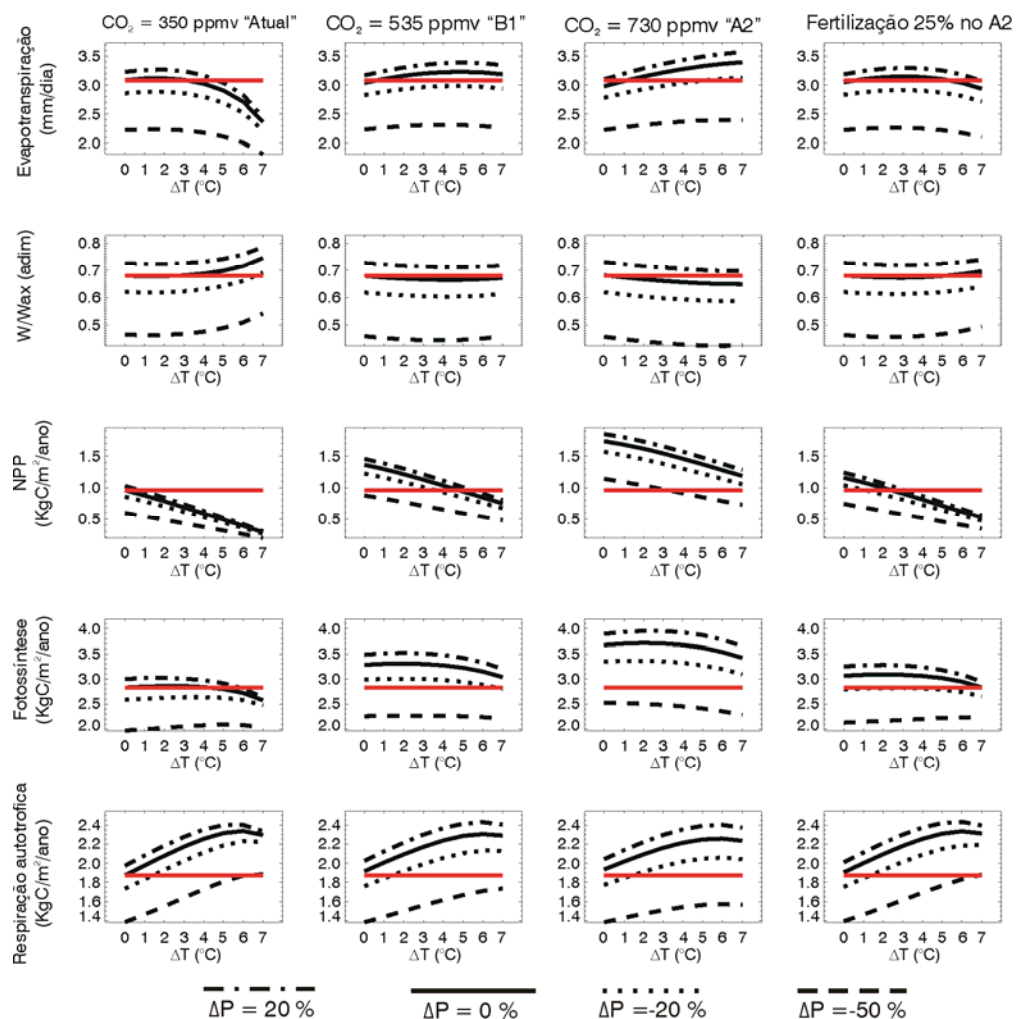


Figura 7.9 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ , adimensional), produtividade primária líquida (PPL,  $kgC/m^2/ano$ ), fotossíntese ( $kgC/m^2/ano$ ) e respiração autotrófica ( $kgC/m^2/ano$ ) para diferentes anomalias de  $CO_2$ , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região nordeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de  $CO_2 = 350$  ppmv ("valor atual da variável") para esta região.

### **Região 3: Noroeste da Bacia Amazônica**

O noroeste da Amazônia apresenta os maiores valores de precipitação e evapotranspiração da Bacia Amazônica (HUTYRA et al., 2005; MARENGO, 2005; SOMBROEK, 2001). Mudanças na precipitação e temperatura, mesmo que extremas, não levam à substituição da floresta tropical, considerando o efeito de fertilização de 100% nos cenários A2 e B1 (Figura 7.10). No entanto, considerando o efeito de fertilização de 25%, o modelo substitui floresta tropical por floresta estacional para anomalias de temperatura maiores que 5°C, independente da anomalia de precipitação, uma vez que para esse valor de anomalia o efeito líquido da temperatura e da concentração de CO<sub>2</sub> na PPL diminui até ultrapassar o limiar da floresta tropical (Figura 7.11). Para esta região e considerando o mesmo cenário de CO<sub>2</sub> e uma mesma anomalia de temperatura, mudanças de precipitação no intervalo  $-20\% < \Delta P < 20\%$  não apresentam maiores mudanças na evapotranspiração. O comportamento com o aumento do CO<sub>2</sub> e da temperatura segue a mesma análise realizada no sudeste da Amazônia. Em relação ao valor atual de PPL, observa-se diminuição para temperaturas maiores que 3°C no cenário de fertilização de 25% para o A2, no intervalo de mudanças de precipitação de  $-20\% < \Delta P < 20\%$ .

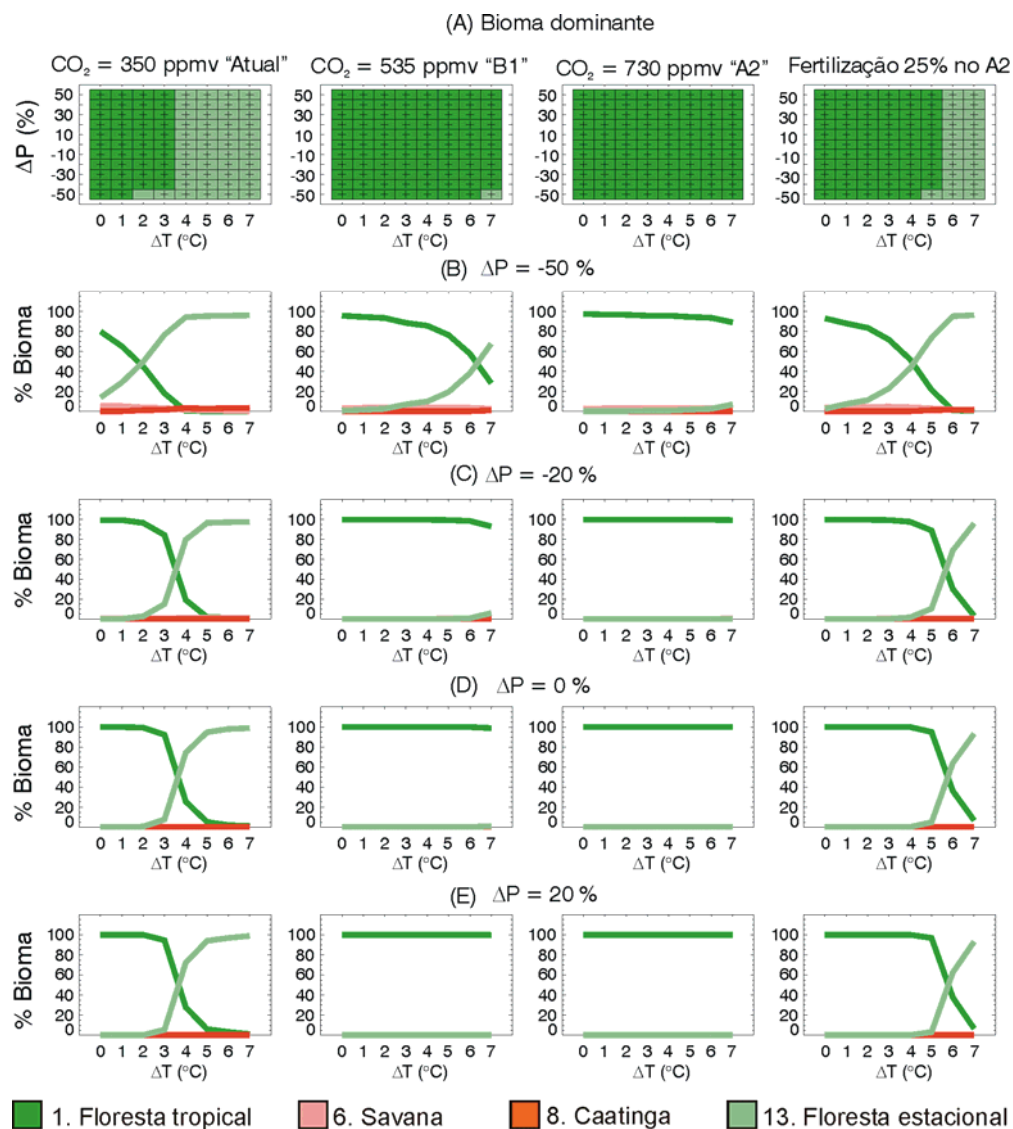


Figura 7.10 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região noroeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). **(A)** Bioma dominante na região, onde o símbolo "+" indica que ele está presente com mais de 50%. **(B)** Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , **(C)**  $\Delta P = -20\%$ , **(D)**  $\Delta P = 0\%$  e **(E)**  $\Delta P = 20\%$ .

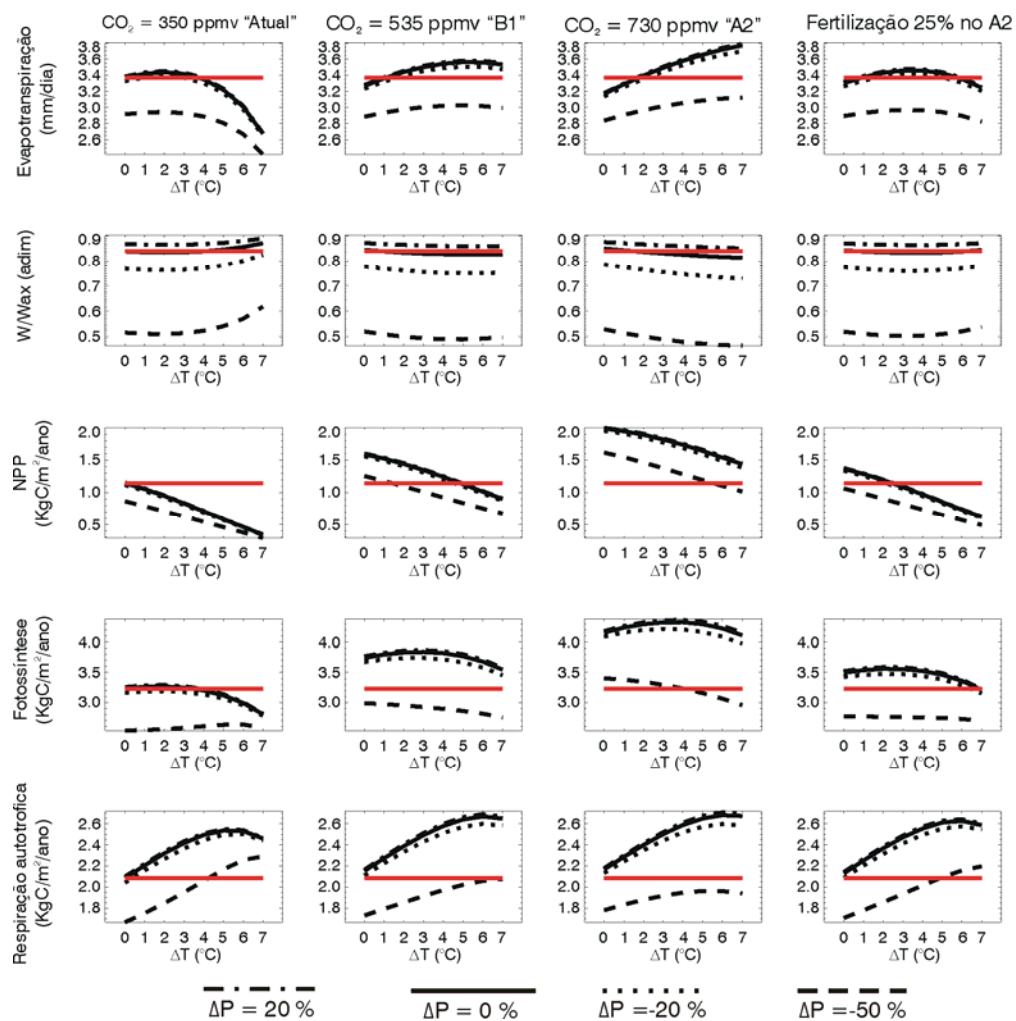


Figura 7.11 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ , adimensional), produtividade primária líquida (PPL,  $kgC/m^2/ano$ ), fotossíntese ( $kgC/m^2/ano$ ) e respiração autotrófica ( $kgC/m^2/ano$ ) para diferentes anomalias de  $CO_2$ , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região Noroeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de  $CO_2 = 350$  ppmv ("valor atual da variável") para esta região.

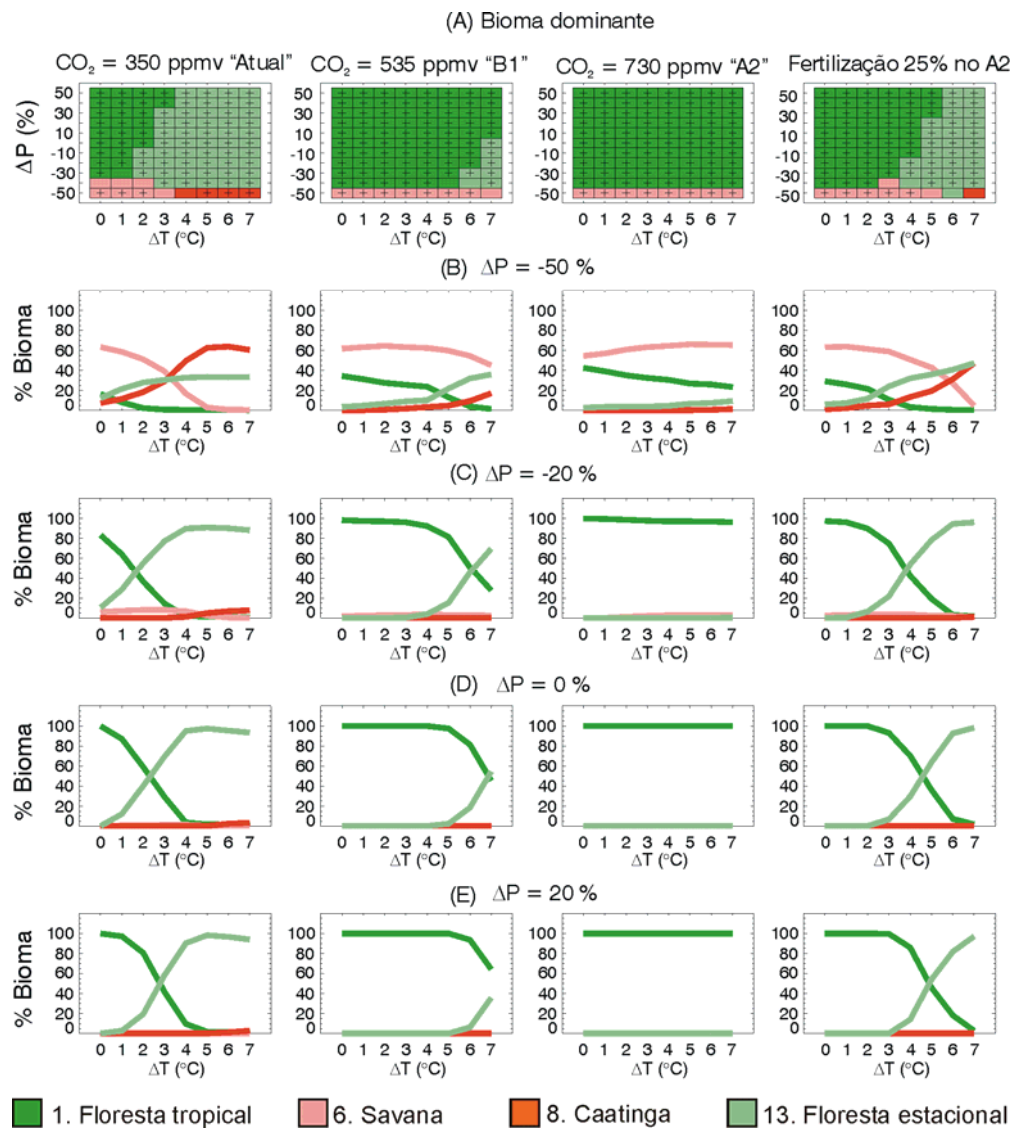


Figura 7.12 - Vegetação nas áreas de floresta tropical e estacional da região sudoeste da bacia Amazônica, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). **(A)** Bioma dominante na região, onde o símbolo "+" indica que ele está presente com mais de 50%. **(B)** Porcentagem de floresta tropical, floresta estacional, savana e caatinga para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , **(C)**  $\Delta P = -20$ , **(D)**  $\Delta P = 0$  e **(E)**  $\Delta P = 20\%$ .



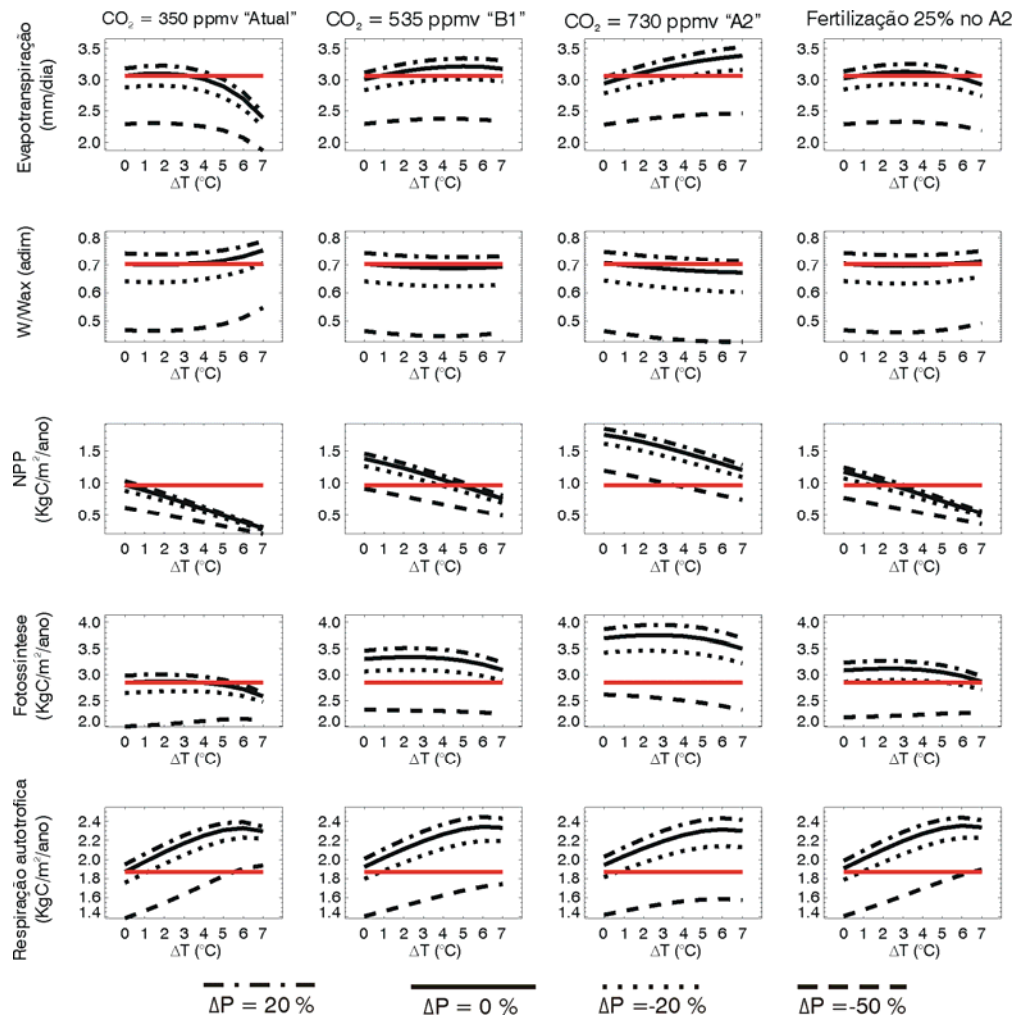


Figura 7.13 - Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ , adimensional), produtividade primária líquida (PPL,  $kgC/m^2/ano$ ), fotossíntese ( $kgC/m^2/ano$ ) e respiração autotrófica ( $kgC/m^2/ano$ ) para diferentes anomalias de  $CO_2$ , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de floresta tropical e estacional do mapa de vegetação potencial na região sudoeste da bacia Amazônica. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de  $CO_2 = 350$  ppmv ("valor atual da variável") para esta região.

#### **Região 4: Sudoeste da Bacia Amazônica**

As mudanças projetadas para a região sudoeste da Amazônia são menos sensíveis às anomalias climáticas do que as projetadas no sudeste, embora o modelo resulte em savanização dessa região para anomalias extremas de precipitação (diminuição de 50%), ou mudança para floresta estacional considerando 25% do efeito de fertilização no cenário A2 e aumento de temperatura  $\Delta T > 4^{\circ}\text{C}$  (Figura 7.12). As variáveis ambientais (Figura 7.13) seguem o mesmo comportamento apresentado nas regiões anteriores.

#### **Região 5: Nordeste do Brasil**

As mudanças projetadas pelo modelo para a região nordeste do Brasil indicam "aridização" da região para anomalias extremas de precipitação, sendo mais vulneráveis a baixas concentrações de  $\text{CO}_2$  ou a um menor efeito de fertilização. Aumento de precipitação com aumento de  $\text{CO}_2$  e fertilização de 100% criaria condições para um clima em equilíbrio com vegetação de savana (a questão da substituição de caatinga por vegetação de savana nesta região poderia estar limitada por condições nos solos (p.ex., fertilidade) que não são consideradas neste estudo). Considerando uma diminuição de 20% na precipitação anual desta região e 25% do efeito de fertilização por  $\text{CO}_2$ , as condições climáticas permitiriam a manutenção do bioma caatinga nesta região. Porém, para anomalias de temperatura maiores de  $4^{\circ}\text{C}$ , 20% da área poderia sofrer alteração para uma cobertura de semi-deserto (Figuras 7.14 e 7.15).

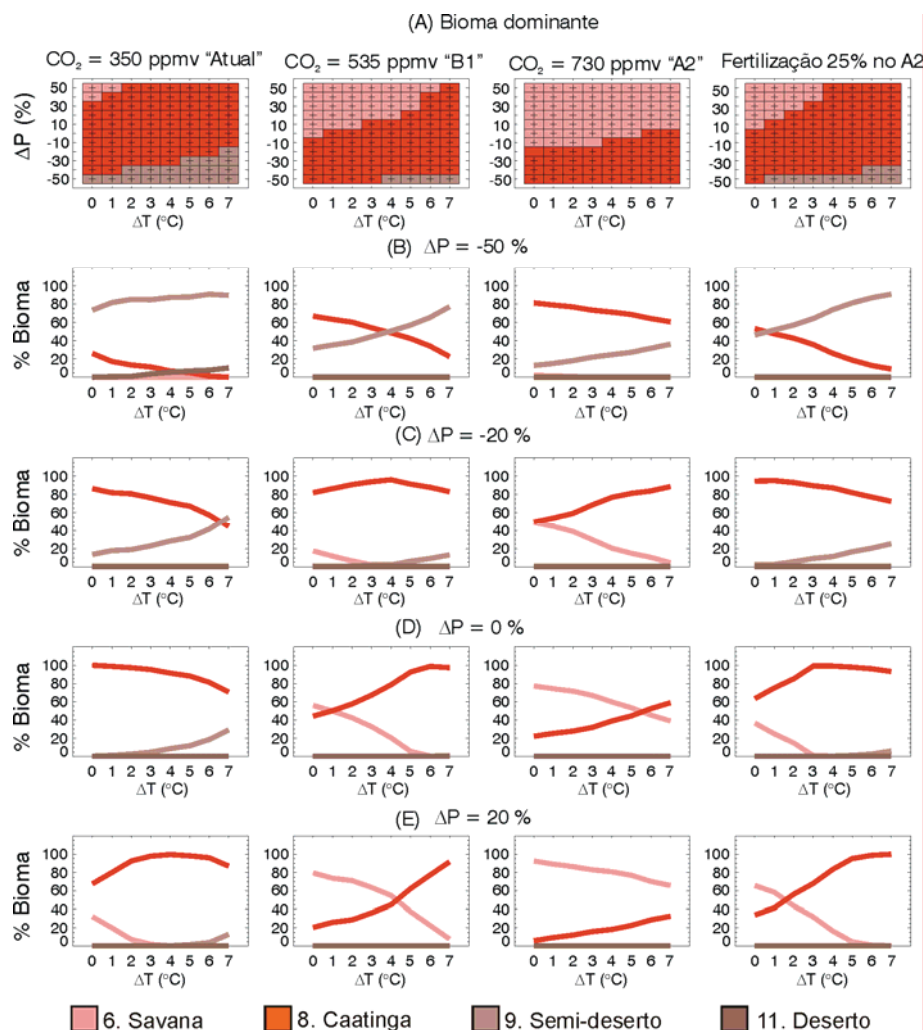


Figura 7.14 - Vegetação na área de caatinga do nordeste do Brasil, para diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>, anomalias de temperatura e de precipitação (Tabela 6.1). **(A)** Bioma dominante na região, onde o símbolo "+" indica que ele está presente com mais de 50%. **(B)** Porcentagem de savana, caatinga, semi-deserto e deserto para as diferentes anomalias de temperatura, de CO<sub>2</sub> e anomalia de precipitação  $\Delta P = -50\%$ , **(C)**  $\Delta P = -20\%$ , **(D)**  $\Delta P = 0\%$  e **(E)**  $\Delta P = 20\%$ .

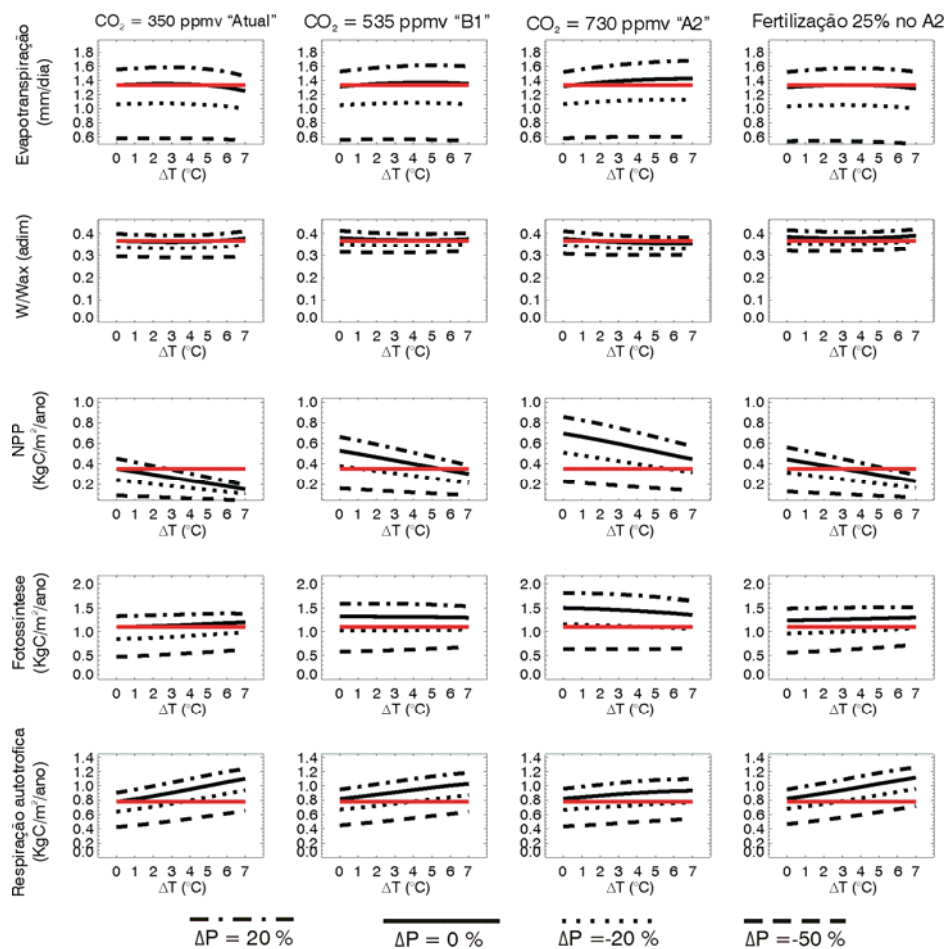


Figura 7.15 Valores médios de evapotranspiração (mm/dia), grau de saturação de água no solo ( $W/W_{max}$ , adimensional), produtividade primária líquida (PPL,  $kgC/m^2/ano$ ), fotossíntese ( $kgC/m^2/ano$ ) e respiração autotrófica ( $kgC/m^2/ano$ ) para diferentes anomalias de  $CO_2$ , temperatura e precipitação. Os valores foram calculados para a área de caatinga do mapa de vegetação potencial na região nordeste do Brasil. A linha vermelha indica, para cada variável, o valor obtido do modelo com a climatologia observada e concentração de  $CO_2 = 350$  ppmv ("valor atual da variável") para esta região.

### 7.3 Sumário

Se considerarmos o cenário A2 com efeito de fertilização de 25%, observa-se

para todas as regiões da Amazônia que um aumento de temperatura acima de 3°C (mesmo com aumento de precipitação de 20%) levaria à diminuição de PPL (a questão de mudança de bioma dependerá do valor que a PPL atingir e/ou da sua sazonalidade), o que já significaria uma degradação da vegetação. No experimento otimista, que considera o cenário de emissões B1 e 100% do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>, esse limiar de temperatura vai para 5°C.

Em geral, o aumento da temperatura e a diminuição da precipitação levam à ocorrência de biomas de menor porte. A área de floresta Amazônica substituída por outros biomas vai depender, além das alterações climáticas, da concentração de CO<sub>2</sub> e do papel do efeito de fertilização. O nordeste do Brasil, poderia sofrer alterações na vegetação para anomalias extremas de precipitação e temperatura, principalmente no interior da região .

## 8 CONCLUSÕES

As mudanças climáticas impõem à sociedade grandes desafios desde o ponto de vista científico até o social, o econômico e o político. Algumas evidências sugerem possíveis mudanças em subsistemas do sistema terrestre devido a alterações climáticas provenientes de emissões antropogênicas de gases de efeito estufa. Em razão da forte interação entre a vegetação e o clima, esperam-se mudanças na distribuição dos biomas devido à capacidade de adaptação deste subsistema ser pequena em função da velocidade com que ocorrem as mudanças climáticas. O entendimento da vulnerabilidade da vegetação à mudança climática é um tópico que tem se tornado muito relevante nos últimos anos devido ao efeito que retroalimentações negativas no sistema clima-vegetação podem ter na concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera e pelo papel regulador da vegetação no clima. Neste sentido, o futuro da floresta tropical torna-se uma peça chave no futuro do ciclo de carbono global. Neste estudo foi investigado o efeito das mudanças climáticas na distribuição da vegetação na América do Sul e principalmente na bacia Amazônica e nordeste do Brasil, utilizando cenários globais e regionais de mudança climática e modelos de vegetação potencial com e sem ciclo de carbono.

Para cobrir diferentes escalas espaciais foram utilizadas tanto saídas de modelos globais quanto de modelos regionais. Utilizou-se um conjunto de saídas de projeções de mudança climática proveniente de 15 MCGAO do IPCC para os cenários de mudança climática A2, A1B e B1 para o século XXI, com alguns experimentos se estendendo até o ano 2199. Também foram utilizados as saídas de três modelos regionais de mudança climática (forçados com condições de contorno do modelo HadCM3) na escala de 50 km para o período 2070-2099 nos cenários A2 e B2 de emissões.

A análise da representação do clima atual pelos modelos globais e regionais utilizados foi realizada para as quatro estações do ano com especial ênfase na

representação das regiões Amazônica e Nordeste do Brasil. Embora os modelos climáticos tenham avançado muito nos últimos anos na representação do clima, algumas regiões como a Amazônia representam um grande desafio devido à forte interação oceano-superfície-atmosfera. Em geral observa-se, nos modelos globais, subestimação da precipitação em todas as estações do ano para a Região Norte, e durante o período de estiagem (JJA) para a região sul da Bacia Amazônica. Para a Região Nordeste do Brasil, o ciclo anual de precipitação é relativamente bem representado nos modelos, embora a maioria deles subestime a precipitação nos meses de Julho, Agosto, Setembro e Outubro e a superestime nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro. Em termos gerais, os modelos globais que melhor representaram a climatologia atual foram o MRI-CGCM2.3.2, o GISS-ER, o CNRM-CM3, o UKMO-HadCM3, o ECHO-G e o BCCR-BCM2.0. Os modelos regionais apresentaram as mesmas deficiências na simulação do clima atual, embora tenham apresentado um desempenho mais robusto na simulação da precipitação na região dos Andes, o que é esperado uma vez que eles consideram com maior detalhamento a topografia da região. Nesta escala o modelo HadRM3P apresentou o melhor desempenho.

Em geral, os modelos globais apontam para aumentos de temperatura para América do Sul no futuro (de até 6°C para algumas regiões, em alguns modelos). Em particular, a região da Amazônia Central apresenta as maiores anomalias positivas de temperatura. As projeções na precipitação para esta região divergem tanto nos modelos globais quanto nos regionais, embora apresentem aumentos consensuais da precipitação no período JFM na região ocidental da Amazônia e diminuição no período seco da região sudeste. Além disso, também apresentaram diminuição consensual para as regiões norte da Venezuela, leste do nordeste do Brasil, Chile e sul da Argentina. As áreas de maior divergência entre os modelos globais e regionais localizam-se no noroeste da Amazônia e no sul do Brasil onde os modelos regionais projetam diminuição e os globais aumento da precipitação.

A análise da distribuição da vegetação com os cenários globais foi feita com os modelos de vegetação potencial CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0, ressaltando que este último considera uma versão incluindo o ciclo de carbono. Embora os modelos de equilíbrio utilizados neste trabalho não simulem a evolução das mudanças na vegetação devido às mudanças climáticas, eles são ferramentas úteis para indicar cenários de possíveis de mudanças na vegetação e fornecer uma visão ampla para a modelagem utilizando ferramentas mais complexas (GOUDRIAAN et al., 1999; PRENTICE et al., 1992; STEFFEN et al., 1996). Também é importante lembrar que os modelos de vegetação potencial indicam a possibilidade do estabelecimento de condições climáticas em equilíbrio com diferentes biomas. Isto significa que quando nos referimos a aridização ou savanização estamos falando de condições climáticas que permitiriam a sustentação de bioma savana ou semidesertos em áreas de floresta tropical ou caatinga, uma vez que estes modelos não consideram fatores essenciais para a substituição da vegetação como a competição por recursos, fatores limitantes nos solos, presença de fogo, etc.

As integrações do CPTEC-PVM, com as saídas dos modelos UKMO-HadCM3, MIROC3.2(MEDRES), MRI-CGCM2.3.2 e GFDL-CM2 apresentaram as maiores mudanças na distribuição da vegetação, enquanto os modelos BCCR-BCM2.0 e IPSL-CM4 as menores. Para o estudo do conjunto dos modelos, introduziu-se metodologias denominadas “consenso” e “maioria dos modelos”, que indicam as regiões em que mais de 50% e 75% dos modelos, respectivamente, apontam para a mesma situação futura dos biomas (mudança ou permanência). Este tipo de análise, inovador em estudos deste tipo, permite a análise dos resultados considerando todo o conjunto de modelos disponíveis. As principais regiões de mudança estão localizadas no sudeste da floresta Amazônica e no interior da região de caatinga do Nordeste do Brasil. No modelo CPTEC-PVM as mudanças da floresta tropical e da caatinga estão relacionadas principalmente às mudanças no parâmetro de umidade  $H$ . O



avanço da região de caatinga para a região de savana está limitado principalmente pelas condições de sazonalidade.

A integração do mesmo conjunto de dados com o modelo de vegetação que considera o ciclo de carbono (CPTEC-PVM2.0) diminuiu as áreas de consenso de mudança e aumentou as áreas de não consenso, devido ao efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>. As simulações até o ano 2199 para o cenário A1B permitiram determinar limiares de mudança na temperatura e precipitação sob diferentes suposições do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>. Supondo que o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> fosse de 25%, anomalias de temperatura de 3°C e diminuição da precipitação no período JJA e SON teriam o potencial de substituir a floresta tropical por florestas estacionais ou savanas para anomalias climáticas muito altas (como as projetadas pelos modelos UKMO-HadCM3 e GISS-ER).

As suposições dos modelos CPTEC-PVM e CPTEC-PVM2.0 considerando o mesmo tipo de solo, com a mesma profundidade e a mesma capacidade de retenção de água no solo são suficientes para representar de forma aceitável, na grande escala, os biomas na América da Sul. No entanto, considerando a importância que uma boa representação da umidade do solo tem na caracterização da vegetação na escala dos modelos regionais e no cálculo das componentes do balanço hídrico (principalmente no escoamento superficial e na evapotranspiração), inclui-se nos modelos regionais a variabilidade dos tipos de solo e algumas modificações no esquema de transferência de fluxos no sub-modelo hídrico. Essas mudanças, além de tornarem o CPTEC-PVMReg e CPTEC-PVMReg2.0 mais realistas em relação aos processos que ocorrem nessa escala, permitem o estudo das consequências da mudança climática na vegetação na escala dos modelos regionais.

Nesta escala regional, os modelos apontaram para a substituição de floresta tropical por savanas na região sudeste da Amazônia no cenário A2, ainda sob

a consideração do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> de 100%. Para valores menores de fertilização, as projeções dos modelos regionais indicam inclusive presença de áreas de caatinga no sudeste da Amazônia, para o cenário A2. Para o cenário B1, o consenso foi de savanização. As maiores mudanças foram apontadas pelo modelo ETA CCS. Enquanto as análises com o modelo CPTEC-PVMReg apresentaram maiores áreas de substituição de floresta tropical por savana na Amazônia e de caatinga por semi-deserto no Nordeste do Brasil, o modelo CPTEC-PVMReg2.0 apontou para essas mudanças em extensão menor. As mudanças na evapotranspiração real e no grau de saturação da água no solo levaram, em algumas regiões, à diminuição dos parâmetros *H* e *D* no modelo CPTEC-PVMReg, o que favoreceu a possibilidade de mudança de bioma. O modelo CPTEC-PVMReg2.0 apresentou anomalias de evapotranspiração real e de saturação de água no solo um pouco menores que as obtidas com o modelo CPTEC-PVMReg, devido ao efeito que tem o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> na resistência do dossel. Os resultados da distribuição da vegetação com o modelo regional que melhor representou a climatologia atual (HadRM3P) mostrou savanização da região leste da Amazônia para o cenário B1 mesmo considerando o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> ótimo (100%).

Scholze et al. (2006) avaliaram o risco de perda de floresta tropicais baseado somente no anomalia projetada de temperatura, encontrando que aumentos maiores que 3°C representam algum risco de substituição de floresta tropical na região leste da Amazônia. O presente trabalho chega a esse mesmo limiar, com a vantagem de analisar também o efeito de diferentes mudanças na precipitação e na capacidade de fertilização da vegetação. Isto é relevante, uma vez que, como visto no Capítulo 4, os modelos globais e regionais de mudança climática não apresentam consenso sobre o sinal e o valor da anomalia de precipitação na região Amazônica.

Lenton et al. (2008) e Kriegler et al. (2009) analisaram o “tipping point” de

vários subsistemas do sistema climático, baseados em diferentes estudos e em opiniões de especialistas (Figura 8.1). Esses estudos mostraram que o limiar de temperatura entre 3°C e 4°C poderia levar a substituição da floresta tropical na Amazônia. Nossos resultados confirmam esse limiar crítico.

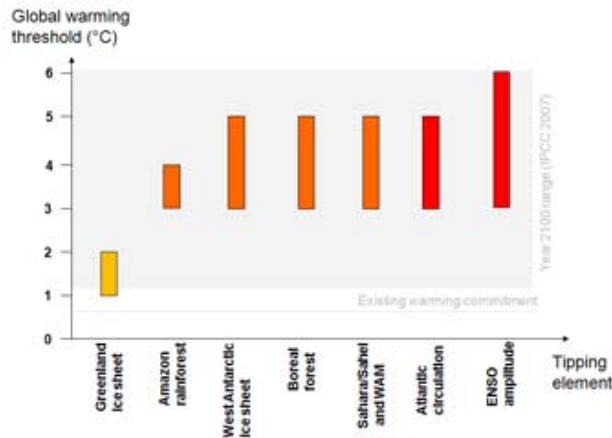


Figura 8.1 - Potenciais “tipping elements” no sistema climático e estimativas do aquecimento global que poderiam causar uma mudança no sistema, baseados em resultados de estudos e opiniões de especialistas (Fonte: Lenton et al., 2008).

Considerando o modelo CPTEC-PVMReg2.0 como o mais realista, em termos de representação de processos chaves para a futura distribuição da vegetação, a análise sugere que o clima futuro estaria em equilíbrio com vegetação de floresta estacional. Somente para condições mais severas do clima, poderia existir um processo de savanização. Para níveis elevados de CO<sub>2</sub> a para as anomalias de temperatura projetadas para finais do século XXI, o efeito de aumento de evapotranspiração devido ao aumento da temperatura seria maior que o efeito de diminuição da evapotranspiração devido ao efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>, o que ocasionaria aumento no déficit de umidade na água no solo e diminuição de PPL. As possíveis mudanças na distribuição da vegetação para finais do século XXI não somente estão condicionadas às incertezas nas

projeções da precipitação, mas também ao efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> sobre a fotossíntese. Considerando o efeito de fertilização de 25% (igual ao de florestas temperadas), espera-se sob as projeções médias de aumento de temperatura num cenário intermediário de emissões (A1B) que haja substituição da região leste da Amazônia por florestas estacionais. Em geral, se estudos observacionais mostrarem que o efeito de fertilização por CO<sub>2</sub> é menor que 100%, a substituição de floresta tropical por savana em algumas regiões da Amazônia teria mais probabilidade de ocorrer. No nordeste do Brasil, o fator determinante para possíveis mudanças no caatinga está relacionada com mudanças na precipitação. As análises apresentaram substituição para semi-deserto em algumas áreas no interior da região de caatinga para anomalias negativas extremas de precipitação.

A intensificação da estação seca na região leste da Amazônia, como projetada pelos modelos globais e regionais, pode levar a substituição da floresta tropical por florestas estacionais. No entanto, florestas estacionais localizadas em um ambiente com muita atividade ou ocorrência de fontes de ignição de fogo (devido a desmatamento, fragmentação da floresta ou corte seletivo), as quais são potencializadas por um clima mais quente e seco (CARDOSO et al., 2003; 2009; HUTYRA et al., 2005), poderiam alterar a estabilidade da vegetação, tornando-as áreas de savana. O papel do fogo nessas regiões torna-se ainda mais crítico para períodos muito secos (ALENCAR et al., 2004; ARAGAO et al., 2007), como o ocorrido no ano 2005 (MARENGO et al., 2008). Além disso, considerando-se o desmatamento como um fator importante nas mudanças ambientais na Amazônia e somando-se o efeito que ele tem sobre o clima (SAMPAIO et al., 2007) com as projeções de mudança climática, espera-se que o processo de degradação da floresta amazônica seja acelerado (MALHI et al., 2009; NEPSTAD et al., 2008).

O futuro da floresta Amazônica sob diferentes cenários de mudança climática é, ainda, uma questão em aberto. As incertezas vêm desde as divergências

nas projeções climáticas até o desconhecimento da resposta da floresta para níveis elevados de concentração de CO<sub>2</sub>. Além disso, ainda conhecemos pouco dos mecanismos de resiliência da maior floresta tropical do mundo e como a sinergia de processos pode atuar sobre diferentes mecanismos de estresse. De qualquer forma, sem importar as causas, o aumento de temperatura média anual maior que 3°C pode levar a degradação da vegetação na Amazônia, principalmente na sudeste da bacia (seja de forma direta através do aumento do estresse hídrico, ou indireta através do aumento do fogo devido a um clima mais quente e seco).

### **Sugestão de trabalhos futuros**

Como trabalho futuro propõe-se modificações no CPTEC-PVM2.0 e CPTEC-PVM2.0Reg para incorporar os índices de umidade e sazonalidade da água no solo, usados no CPTEC-PVM, para melhorar a determinação dos biomas, principalmente os que têm valores de PPL muito semelhantes. Além disso mecanismos de resiliência da floresta Amazônica, como o papel da profundidade das raízes nos períodos secos, devem ser parametrizadas e incorporadas ao modelo de vegetação potencial, como um fator essencial para avaliar os impactos da mudança climática na distribuição da vegetação da floresta Amazônica. Propõe-se incorporar um mapa mais refinado dos tipos de solos e suas características associadas.

Propõe-se ainda o estudo das conseqüências do desmatamento, das mudanças climáticas e do fogo na distribuição da vegetação da Amazônia com o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVMReg2.0, considerando a sinergia entre os processos. Isto pode ser feito adicionando, de maneira ainda a ser refinada, as anomalias climáticas produzidas pelo desmatamento às projetadas pelos modelos de mudança climática, além da probabilidade de fogo a partir de observações e variáveis ambientais.

Propõe-se também o estudo acoplado (assincronamente) do CPTEC-PVMReg2.0 com modelos de circulação regionais, com a finalidade de pesquisar estados de equilíbrio dos sistema bioma-clima sob diferentes cenários de emissões de gases de efeito estufa, considerando diferentes limiares do efeito de fertilização por CO<sub>2</sub>.



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, J.M.; FAURE, H. A new estimate of changing carbon storage on land since the last glacial maximum, based on global land ecosystem reconstruction. **Global and Planetary Change**. v.16 p.3-24, 1998.

AGUILAR, E.; PETERSON, C.; RAMÍREZ OBANDO, P.; FRUTOS, R.; RETANA, J. A.; SOLERA, M.; SOLEY, J.; GONZÁLEZ GARCÍA, I.; ARAUJO, R. M.; ROSA SANTOS, A.; VALLE, V. E.; BRUNET, M.; AGUILAR, L.; ÁLVAREZ, L.; BAUTISTA, M.; CASTAÑÓN, C.; HERRERA, L.; RUANO, E.; SINAY, J. J.; SÁNCHEZ, E.; HERNÁNDEZ OVIEDO, G. I.; OBED, F.; SALGADO, J. E.; VÁZQUEZ, J. L.; BACA, M.; GUTIÉRREZ, M.; CENTELLA, C.; ESPINOSA, J.; MARTÍNEZ, D.; OLMEDO, B.; OJEDA ESPINOZA, C. E.; NÚÑEZ, R.; HAYLOCK, M.; BENAVIDES, H.; MAYORGA, R. Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. **J. Geophys. Res.**, v. 110, D23107, doi:10.1029/2005JD006119, 2005.

ALENCAR, A.A.C.; SOLORZANO, L.A.; NEPSTAD, D.C. Modeling forest understory fires in an eastern amazonian Landscape. **Ecological applications**, v. 14, n. 4, p. S139-S149, 2004.

ALEXANDER, L.V.; ZHANG, X.; PETERSON, T. C.; CAESAR, J.; GLEASON, B.; KLEIN TANK, A.M.G.; HAYLOCK, M.; COLLINS, D.; TREWIN, B.; RAHIM, F.; TAGIPOUR, A.; KUMAR KOLLI, R.; REVADEKAR, J.V.; GRIFFITHS, G.; VINCENT, L.; STEPHENSON, D. B.; BURN, J.; AGUILAR, E.; BRUNET, M.; TAYLOR, M.; NEW, M.; ZHAI, P.; RUSTICUCCI, M.; LUIS VAZQUEZ AGUIRRE, J. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **J. Geophys. Res.**, v. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290, 2006.

ALO, C.A.; WANG, G. Potential future changes of the terrestrial ecosystem based on climate projections by eight general circulation models. **J. Geophys. Res.**, v. 113, G01004, doi:10.1029/2007JG000528.

ALVES, L. M. **Simulação da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional**. 2007. 98 p. (INPE-14825-TDI/1265). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.13.12.59>>. Acesso em: 28 maio 2009.



AMBRIZZI, T.; ROCHA, R.; MARENGO, J.; PISNITCHENKO, A. I.; ALVES, L.; FERNANDEZ, J.P. **Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI**: projeções de clima usando três modelos regionais. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade- Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília: Secretaria de Biodiversidade e Florestas (SBF) 108p. 2007. Relatório 3.

ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; ROMAN-CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L07701, doi:10.1029/2006GL028946, 2007.

ARORA, V. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. **Reviews of Geophysics**, v. 40, p. 3.1-3.26, 2002.

ARRHENIUS, S. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. **Philosophical Magazine**, v. 41, p. 237 – 276, 1896.

BADECK, F.W.; LISCHKE, H.; BUGMANN, H.; HICKLER, T.; HANGER, K.; LASCH, P.; LEXER, M.J.; MOUILLOT, F.; SCHABER, J.; SMITH, B. Tree species composition in European pristine forests. Comparison of stand data to model predictions. **Climate Change**, v. 51, p. 307-347, 2001.

BAKER, I.T.; PRIHODKO, L.; DENNING, A.S.; GOULDEN, M.; MILLER, S.; ROCHA, H.R. Seasonal drought stress in the Amazon: Reconciling models and observations. **J. Geophys. Res.**, v. 113, G00B01, doi:10.1029/2007JG000644, 2008.

BETTS, R. A.; COX, P. M.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. D. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 78, p. 157–175, doi:10.1007/s00704-004-0050-y, 2004

BETTS, R.A.; BOUCHER O.; COLLINS, M.; COX, P.M.; FALLOON, P.D.; GEDNEY, N.; HEMMING, D.L.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C.D.; SEXTON, D.; WEBB, M. Projected increase in continental runoff due to plant responses to increasing carbon dioxide. **Nature**, v. 448, p. 1037-1041, 2007.

BETTS, R.A.; MALHI, Y.; ROBERTS, T. The future of the Amazon: new perspectives from climate, ecosystem and social sciences. **Phil. Trans. R. Soc. B**, v. 363, p. 1729-1735, 2008.

BEHLING, H.; NEGRET, A. J.; HOOGHIEMSTRA, H. Holocene Amazon rainforest savanna dynamics and climatic implications: high-resolution pollen record from Laguna Loma Linda in eastern Colombia. **Journal of Quaternary Science**, v. 15, n. 7, p. 687- 695, 2000.

BEHLING, H, BAUERMANN, S.G., NEVES, P.C. Holocene environmental changes from the São Francisco de Paula region, southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 631-639. 2001.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.

BEHLING, H.; PILLAR, V. D.; ORLÓCI, L.; BAUERMANN, S. G. Late Quaternary Araucaria forest, grassland (Campos), fire and climate dynamics, studied by high resolution pollen, charcoal and multivariate analysis of the Cambara do Sul core in southern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 203, p. 277-297, 2004.

BIDEGAIN, M.; CAMILLONI, I. Climate change scenarios for southeastern South America. In: SECOND AIACC REGIONAL WORKSHOP FOR LATIN AMÉRICA AND THE CARIBBEAN, Buenos Aires, 15 pp.

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Wea. Forecasting**, v. 9, p. 265–278, 1994

BONAN, G.; POLLARD, D.; THOMPSON, S. Effects of boreal forest vegetation on global climate. **Nature**, v. 359, p. 716 – 718, 1992.

BONAN, G.B. Land-atmosphere CO<sub>2</sub> exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 2817-2831, 1995.

BONAN, G. B.; LEVIS, S.; SITCH, S.; VERTENSTEIN, M.; OLESON, K.W. A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. **Global Change Biology**, v. 9, p. 1543–1566, 2003.

BOTKIN, D.B.; SAXE, H.; ARAUJO, M.B.; BETTS, R.; BRADSHAW, R.H.W.; CEDHAGEN, T.; CHESSON, P.; DAWSON, T.P.; ETTERTSON, J.R.; FAITH, D.P.; FERRIER, S.; GUISAN, A.; HANSEN, A. S.; HILBERT, D.W.; LOEHLE, C.; MARGULES, C.; NEW, M.; SOBEL, M.J.; STOCKWELL, D. Forecasting the Effects of Global Warming on Biodiversity. **Bioscience**, v. 57, n. 3, p. 227 – 236. 2007.

BOULANGER, J.P.; MARTINEZ, F.; SEGURA, E.C. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and bayesian statistics. Part 1. Temperature mean state and seasonal cycle in South America. **Clim. Dynam.**, v. 27, p. 233-259. doi:10.1007/s00382-006-0134-8, 2006a.

BOULANGER, J.P.; MARTINEZ, F.; SEGURA, E.C. Projection of future climate change conditions using IPCC simulations, neural networks and Bayesian statistics. Part 2. Precipitation mean state and seasonal cycle in South America. **Clim. Dynam.**, v. 28, p. 255-271. doi:10.1007/s00382-006-0182-0, 2006b.

BROVKIN, V.; LEVIS, S.; LOUTRE, M.F.; CRUCI, X.M.; CLAUSSEN, M.; GANOPOLSKY, A.; KUBATZKI, C.; PETOUKHOV, V. Stability analysis of the climate-vegetation system in the northern high latitudes. **Climatic Change**, v. 57, p. 119-138, 2003.

BURBRIDGE, R. E.; MAYLE, F. E.; KILLEEN, T. J. Fifty-thousand-year vegetation and climate history of Noel Kempff Mercado National Park, Bolivian Amazon, **Quat. Res.**, v. 61, p. 215-230, 2004.

CAESAR, J.; ALEXANDER, L.; VOSE, R. Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: creation and analysis of a new gridded data set. **Journal of Geophysical Research**, v. 111: D05101, DOI:10.1029/2005JD006280, 2006.

CÁNDIDO, L. A.; MANZI, A. O.; TOTA, J.; SILVA, P.R.T.; SILVA, F.S.M.; SANTOS, R.M.N.; CORREIA, F.S.W. O clima atual e futuro da Amazônia nos cenários do IPCC: a questão da savanização. **Cienc. Cult.**, v. 59, n. 3, p. 44-47. ISSN 0009-6725, jul./set. 2007.

CARDOSO, M. F.; HURTT, G. C.; MOORE, B.; NOBRE, C. A.; PRINS, E. M. Projecting future fire activity in Amazonia. **Global Change Biology**, v. 9, p. 656–669, 2003.

CARDOSO, M.; NOBRE, C.A.; SAMPAIO, G.; HIROTA, M.; VALERIANO, D.; CAMARA, G. Long term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. **Biologia**, v. 64, n. 3, p. 433-437, 2009.

CHARNEY, J. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, n. 428, p. 193 – 202, 1975.

CHARNEY, J.G.; QUIRK, W.J.; CHOW, S.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of Atmospheric Science**, v. 34, p. 1366-1385, 1977.

CHASE, T.N.; PIELKE SR. R.A.; KITTEL, T.G.E.; ZHAO, M.; PITMAN, A.J.; RUNNING, S.W.; NEMANI, R.R. Relative climatic effects of land cover change and elevated carbon dioxide combined with aerosols: A comparison of model results and observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 31685-31691, 2001.

CHEPSTOW-LUSTY, A.; BUSH, M.B.; FROGLEY, M.R.; BAKER, P.A.; FRITZ, S.C.; ARONSON, J., Vegetation and climate change on the Bolivian Altiplano between 108,000 and 18,000 yr ago, **Quaternary Research**, v. 63, p. 90-98, 2005..

CHURKINA, G.; RUNNING, S. Contrasting climatic controls on the estimated productivity of global terrestrial biomes. **Ecosystems**, v. 1, p. 206- 215, 1998.

CLAUSSEN, M.; ESCH, M. Biomes computed from simulated climatologies. **Climate Dynamics**, v. 9, p. 235-243, 1994.

CLAUSSEN, M.; BROVKIN, V.; GANOPOLSKI, A.; KUBATZKI, C.; PETOUKHOV, V. Modelling global terrestrial vegetation-climate interaction. **Philosophical Transactions of The Royal Society of London B**, v. 353, p. 53 – 63, 1998.

CLAUSSEN, M.; BROVKIN, V.; GANOPOLSKI, A.; KUBATZKI, C.; PETOUKHOV, V. Climate change in Northern Africa: The past is not the future. **Climatic Change**, v. 57, n. 1-2, p. 99 – 118, 2003.

COE, M.T.; COSTA, M.H.; SOARES-FILHO, B. The influence of historical and potential future deforestation on the stream flow of the Amazon River – land surface processes and atmospheric feedbacks. **Journal of Hydrology**, v. 369, p. 165-174, 2009.

COLLATZ, G.J.; BALL, J.T.; GRIVET, C., BERRY, J.A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agr. Forest Meteorol.**, v. 54, n. 2-4, p. 107-136, doi: 10.1016/0168-1923(91)90002-8, 1991.

COOK, K.H.; VIZY, E.K. Effects of Twenty-First-century climate change on the Amazon rainforest. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 542-560, 2008.

COOK, K.H.; VIZY, E. K. South American climate during the Last Glacial Maximum: Delayed onset of the South American monsoon. **J. Geophys. Res. – Atmospheres**, 111, D02110, 2006.  
doi:10.1029/2005JD005980.

CORREIA, F.S.W.; ALVALA, R.C.S.; MANZI, A.O. Modeling the impacts of land

cover change in Amazonia: a regional climate model (RCM) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 225-244, 2007.

COSGROVE, B.; BARRON, E.; POLLARD, D. A simple interactive vegetation model coupled to the GENESIS GCM. **Global and Planetary Change**, v. 32, p. 253 – 278, 2002.

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, p. 18–34, 2004.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M.; SOUZA, P. J. O. P.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E. J. P. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion, **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L07706, doi:10.1029/2007GL029271, 2007.

COX, P. M.; BETTS, R.A.; JONES, C.D.; SPALL, S.A.; TOTTERDELL, I.J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, p. 184-187, 2000.

COX, P. M. **Description of the "TRIFFID" dynamic global vegetation model.** Hadley Centre Technical Note 24, UK Meteorological Office, Bracknell, UK, 2001.

COX P.M.; BETTS,R.A.; COLLINS, M.; HARRIS, P.P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C.D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21<sup>st</sup> century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 137-156, 2004.

COX, P.M.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C.D. **Conditions for sink-to-source transitions and runaway feedbacks from the land carbon cycle.** In SCHELLNHUBER, H.J.; CRAMER, W.; NAKIĆENOVIĆ, N.; WIGLEY, T.M.L.; YOHE, G. (eds.) *Avoiding Dangerous Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, 155-161, 2006.

COX, P.M.; HARRIS, P.P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R.A.; COLLINS, M.; JONES, C.D.; JUPP, T.E.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, p. 212-215, 2008.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; WOODWARD, F.I.; PRENTICE, I.C.; BETTS, R.A.; BROVKIN, V.; COX, P.M.; FISHER, V.; FOLEY, J.A.; FRIEND, A.D.; KUCHARIK, C.; LOMAS, M.R.; RAMANKUTTY, N.; SITCH, S.; SMITH, B.; WHITE, A.; YOUNG-MOLLING, C. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO<sub>2</sub> and climate change: results from six dynamic global vegetation models. **Global Change Biology**, v. 7, p. 357–373, 2001.  
DA SILVA, R.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.

DAI, A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4605-4630, 2006.

DE NOBLET-DUCOUDRE, N.; CLAUSSEN, M.; PRENTICE, C. Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 643 – 659, 2000.

DELIRE, C.; FOLEY, J.A.; THOMPSON, S Long-Term Variability in a Coupled Atmosphere–Biosphere Model. **Journal of Climate**, v. 17, n. 20, p. 3947, 2004.

DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P.J.; WILSON, M.F. **Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR CCM**, Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, , 1986. (NCAR/TN-275-STR).

DICKINSON, R.E., HENDERSON-SELLERS, A. Modeling tropical deforestation: A study of GCM land surface parameterization. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 114, p. 439-462, 1988.

DOUVILLE, H.; ROYER, J.F. Influence of the temperate and boreal forests on the northern hemisphere climate in the Meteo-France climate model. **Climate Dynamics**, v. 13, p. 57 – 74, 1997.

DUFRESNE, J.L.; FRIEDLINGSTEIN, P.; BERTHELOT, M.; BOPP, L.; CIAIS, P.; FAIRHEAD, L.; LETREUT, H.; MONFRAY, P. Effects of climate change due to CO<sub>2</sub> increase on land and ocean carbon uptake. **Geophysical Research Letters**, v. 29, doi: 10.1029/2001GL013777, 2002.

EVA, H.; BELWARD, A.; DE MIRANDA, E.; DI BELLA, C.; GONDS, V.; HUBER, O.; JONES, S.; SGRENZAROLI, M.; FRITZ, S. A land cover map of South America. **Global Change Biology**, v. 10, p. 731-744, doi: 10.1111/j.1529-8817.2003.00774.x, 2004.

FAKETE, B.M.; VOROSMARTY, C.J.; GRABS, W. High-resolution fields of global runoff combining observed river discharge and simulated water balances. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 16, n. 3, p. 1042, doi:10.1029/1999GB001254, 2002.

Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) **The digitalized soil map of the world** (Release 1.0) v. 67/1, 1991,.

FARQUHAR, G.D.; VON CAEMMERER, S.; BERRY, J.A. A biochemical model of photosynthetic CO<sub>2</sub> assimilation in leaves of C<sub>3</sub> plants. **Planta**, v. 149, n. 1, p. 78-90, doi: 10.1007/BF00386231, 1980.

FARRERA, I.; HARRISON, S.P.; PRENTICE, I.C.; RAMSTEIN, G.; GUIOT, J.; BARTLEIN, P.J.; BONNEFILLE, R.; BUSH, M.; CRAMER, W.; VON GRAGENSTEIN, U.; HOLMGREN, K.; HOOGHIEMSTRA, H.; HOPE, G.; DOLLY, D.; LAURITZEN, S.E.; ONO, Y.; PINOT, S.; STUTE, M.; YU, G. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial paleoclimate data. I. Vegetation, lake levels and geochemistry. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 823-856, 1999.

FELDBER, M.J.; MIX, A.C. -surface temperature estimates in the Southeast Pacific based on planktonic foraminiferal species; modern calibration and Last Glacial Maximum, **Marine Micropaleontology**, v. 44, p. 1-29, 2002.

FIELD, C.; JACKSON, R.; MOONEY, H. Stomatal responses to increased CO<sub>2</sub>: implications from the plant to the global scale. **Plant, Cell and Environment**, v. 18, p. 1214–1225, 1995.

FIELD, B.C.; BEHRENFELD, M.J.; RANDERSON, J.T.; FALKOWSKI, P. Primary production of the biosphere: Integrating terrestrial and Oceanic Components. **Science**, v. 281, n. 5374, pp. 237 - 240. DOI: 10.1126/science.281.5374.237, 1998.

FIGUEROA, S.N.; NOBRE, C. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-44, Jun. 1990.

FISHER, R.A.; WILLIAMS, M.; LOLA DA COSTA, A.; MALHI, M.; DA COSTA, R.F.; ALMEIDA, S.; MEIR, P.W. The response of an eastern Amazonian rain forest to drought stress: results and modelling analyses from a through-fall exclusion experiment. **Glob. Change Biol.**, v. 13, p. 2361–2378, 2007.

FOLEY, J.A. Net primary productivity in the terrestrial biosphere: The application of a global model. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 20773-20783, 1994.

FOLEY, J.A. An equilibrium model of the terrestrial carbon budget. **Tellus**, v. 47, p. 310-319, 1995.

FOLEY, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603-628, 1996.

FRANCOIS, L., DELIRE, C., WARNANT, P., MUNHOVEN, G. Modelling the

glacial-interglacial changes in the continental biosphere. **Global and Planetary Change**, v. 16-17, p. 37 – 52, 1998.

FRIEDLINGSTEIN, P., DELIRE, C., MÄULLER, J., GERARD, J. The climate induces variation of the continental biosphere: a model simulation of the Last Glacial Maximum. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 9, p. 897 – 900, 1992.

FRIEDLINGSTEIN, P.; COX, P.; BETTS, R.; BOPP, L.; VON BLOH, W.; BROVKIN, V.; CADULE, P.; DONEY, S.; EBY, M.; FUNG, I.; BALA, G.; JOHN, J.; JONES, C.; JOOS, F.; KATO, T.; KAWAMIYA, M.; KNORR, W.; LINDSAY, K.; MATTHEWS, H.D.; RADDATZ, T.; RAYNER, P.; REICK, C.; ROECKNER, E.; SCHNITZLER, K.-G.; SCHNUR, R.; STRASSMANN, K.; WEAVER, A.J.; YOSHIKAWA, C.; ZENG, N. Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the (CMIP)-M-4 model intercomparison. **J. Climate**, v. 19, p. 3337-3353, 2006.

FU, R.; DICKINSON, R. E.; CHEN, M.; WANG, H. How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4003–4026, 2001.

FU, R.; LI, W. Influence of land surface on transition from dry to wet season in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 97 – 110, doi:10.1007/s00704-004-0046-7, 2004.

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, 1997.

GERBER, S.; JOOS, F.; PRENTICE, I. Sensitivity of a dynamic global vegetation model to climate and atmospheric CO<sub>2</sub>. **Global Change Biology**, v. 10, p. 1223 - 1239, doi: 10.1111/j.1365-2486.2004.00807.x., 2004.

GIORGI, F.; MARINUCCI, M.R.; BATES, G.T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2749-2813, 1993a.

GIORGI, F.; MARINUCCI, M.R.; BATES, G.T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2814-2832, 1993b.

GORDON, C.; COOPER, C.; SENIOR, C.A.; BANKS, H.; GREGORY, J.M.; JOHNS, T.C.; MITCHELL, J.F.B.; WOOD, R.A. The simulation of SST, sea ice



extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 147-168, 2000.

GOUDRIAAN, J.; SHUGART, H.H.; BUGMANN, H.; CRAMER, W.; BONDEAU, A.; GARDNER, R.H.; HUNT, L.A.; LAUWENROTH, W.K.; LANDBERG, J.J.; LINDER, S.; NOBLE, I.R.; PARTON, W.J.; PITELKA, L.F.; STAFORD SMITH, M.; SUTHERST, R.W.; VALENTIN, C.; WOODWARD, F.I. Use of models in global climate studies. In: WALKER, B.; STEFFEN, W.; CANADELL, J.; INGRAM, J. (Eds.), **The terrestrial biosphere and global change: implications for natural and managed ecosystems**. Cambridge UK: Cambridge University Press, p. 106–140, 1999.

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

HARRISON, S.; KUTZBACH, J.; PRENTICE, I.; BEHLING, P.; SYKES, M. The response of northern hemisphere extratropical climate and vegetation to orbitally induced changes in insolation during the last interglacial. **Quaternary Research**, v. 43, p. 174 – 184, 1995.

HAUG, G. H.; HUGHEN, K. A.; SIGMAN, D. M.; PETERSON, L. C.; RÖHL, U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. **Science**, v. 293, p. 1304--1308, 2001.

HAXELTINE, A.; PRENTICE, I.C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 693-709, 1996.

HAYLOCK, M. R.; PETERSON, T. C.; ALVES, L. M.; AMBRIZZI, T.; ANUNCIAÇÃO, Y. M. T.; BAEZ, J.; BARROS, V. R.; BERLATO, M. A.; BIDEGAIN, M.; CORONEL, G.; CORRADI, V.; GARCIA, V. J.; GRIMM, A. M.; KAROLY, D.; MARENGO, J. A.; MARINO, M. B.; MUNCUNIL, D. F.; NECHET, D.; QUINTANA, J.; REBELLO, E.; RUSTICUCCI, M.; SANTOS, J. L.; TREBEJO, I.; VINCENT, L. Trends in total and extreme South American rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, n. 8, p. 1490-1512, 2006.

HICKLER, T.; SMITH, B.; PRENTICE, I. C.; MJÖFORS, K.; MILLER, P.; ARNETH, A.; SYKES, M.T. CO<sub>2</sub> fertilization in temperate FACE experiments not representative of boreal and tropical forests. **Global Change Biol.**, v. 14, n. 7, p. 1531-1542, doi: 10.1111/j.1365-2486.2008.01598.x., 2008.

HOLDRIDGE, L.S. Determination of world plant formations from simple climatic data. **Science**, v. 105, p. 367–368, 1947.

HUNTINGFORD, C.; COX, P. M.; LENTON, T. M. Contrasting responses of a simple terrestrial ecosystem model to global change. **Ecol. Model.**, v. 134, n. 1, p. 41-58, doi: 10.1016/S0304-3800(00)00330-6, 2000.

HUNTINGFORD, C.; FISHER, R. A.; MERCADO, L.; BOOTH, B.B.B.; SITCH, S.; HARRIS, P. P.; COX, P.M.; JONES, C.D.; BETTS, R.A.; MALHI, Y.; HARRIS, G.R.; COLLINS, M.; MOORCROFT, P. Towards quantifying uncertainty in predictions of Amazon "dieback". **Philosophical Transactions of the Royal Society (B)**, v. 363, n. 1498, p. 1857-1864. doi:10.1098/rstb.2007.0028, 2008.

HUTYRA, L.R.; MUNGER, J.W.; NOBRE, C.A.; SALESKA, S.R.; VIEIRA, S.A.; WOFSY, S.C. Climate variability and vegetation vulnerability in Amazônia. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L27412, doi:10.1029/2005GL024981, 2005.

IPCC. INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. **Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2007, Summary for Policymakers**,. 2007a, 18 p.  
JIPP, P. H.; NEPSTAD, D. C.; CASSEL, D. K.; DE CARVALHO, C. R. Deep soil moisture storage and transpiration in forests and pastures of seasonally-dry Amazonia. **Climatic Change**, v. 39, p. 395–412, 1998.

JONES, R.G.; NOGUER, M.; HASSELL, D.; HUDSON, D.; WILSON, S.; JENKINS, G.; MITCHELL, J. **Generating High Resolution Climate Change Scenarios using PRECIS**. Report, Met Office Hadley Centre: Exeter, UK., 2004.

KIM, Y.; ELTAHIR, E. A. B. Role of topography in facilitating coexistence of trees and grasses within savannas. **Water Resources Research**, v. 40, W07505, doi:10.1029/2003WR002578, 2004.

KING, G.A.; NEILSON, R.P. The transient response of vegetation to climate change: a potential source of CO<sub>2</sub> to the atmosphere. **Water, Air and Soil Pollution**, v. 64, p. 365-383, 1992.

KRAHE, P; GRABS, W. **Development of a GIS-supported water balance model as a tool for the validation of climate models and hydrometeorological datasets**. In Workshop on Continental Scale Hydrological Models: Charting Future. WMO/IAHS, 1996.

KROL, M.S.; FUHR, D.; DORING, A. Semi-arid northeast Brazil: Integrated modelling regional development and global change impacts. **Environmental Change and Its Implications for Population Migration**, v. 20, p. 119-144,

2004.

KROL, M.S.; BRONSTERT, A. Regional integrated modelling of climate change impacts on natural resources and resource usage in semi-arid Northeast Brazil. **Environmental Modelling & Software**, v. 22, p. 259-268, 2007.

LAPOLA, D. M. **Consequências das mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul: um modelo de vegetação potencial incluindo ciclo de carbono**. 2007. 183 p. (INPE-14806-TDI/1249). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

LAPOLA, D. M.; OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G. A new world natural vegetation map for global changes studies. **An. Acad. Bras. Cienc.**, v. 80, n. 2, p. 397-408, doi: 10.1590/S0001-37652008000200017, 2008.

LAPOLA, D.M.; OYAMA, M.D.; NOBRE, C.A. Exploring the range of climate-biome projections for tropical South America: the role of CO<sub>2</sub> fertilization and seasonality, **Global Biogeochem. Cycles**, doi:10.1029/2008GB003357, In press, 2009.

LENTON T.M.; HELD, H.; KRIEGLER, E.; HALL, J.W.; LUCHT, W.; RAHMSTORF, S.; SCHELLNHUBER, H.S. Tipping elements in the earth's climate system. **Proc. Natl. Acad. Sci.**, v. 105, p.1786–1793, 2008.

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. **J. Geophys. Res.**, v. 111, D02111, doi:10.1029/2005JD006355, 2006.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J.A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. **J. Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G.; MARENGO, J; AMBRIZZI, T. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone, **J. Clim.**, v.12, p.1877– 1891, 1999.

LUDEKE, M.K.B.; DONGES, S.; OTTO, R.D.; KINDERMANN, J.; BADECK, F.W.; RAMGE, P.; JAKEL, U.; KOHLMAIER, G.H. Responses in NPP and carbon stores of the northern biomes to a CO<sub>2</sub>-induced climatic change, as evaluated by the Frankfurt biosphere model (FBM). **Tellus, Ser. B**, v. 47, p. 191-205, 1995.

MAGRIN, G.; GAY GARCÍA, C.; CRUZ CHOQUE, D.; GIMÉNEZ, J.C.; MORENO, A.R.; NAGY, G.J.; NOBRE, C.; VILLAMIZAR, A. Latin America. In PARRY, M.L.; CANZIANI, O.F.; PALUTIKOF, J.P.; VAN DER LINDEN, P.J.;

HANSON, C.E. (Eds.) . **Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 581-615, 2007.

MALHI, Y.; PHILLIPS, O. Tropical forests and global atmospheric change: a synthesis. **Phil. Trans. R. Soc. B**, v. 359, p. 549–555. (doi:10.1098/rstb.2003.1449), 2004.

MALHI, Y.; WRIGHT, J. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. **Phil. Trans. R. Soc. Lond. B**, v. 359, p. 311–329, 2004.

MALHI, Y.; ROBERTS, J.T.; BETTS, R.A.; KILLEEN, T.J.; LI, W.; NOBRE, C.A. Climate change, deforestation and the fate of the Amazon. **Science**, v. 319, n. 5860, p. 169-172, 2008.

MALHI, Y.; ARAGAO, L.E.O.; GALBRAITH, D.; HUNTINGFORD, C.; FISHER, R.; ZELAZOWSKI, P.; SITCH, S.; MCSWEENEY, C.; MEIR, P. Exploring the likelihood and mechanism of a climate-change-induced dieback of the Amazon rainforest. **Proceedings of the National Academy of Science**, 10.1073/pnas.0804619106, 2009.

MARCHANT, R.; BOOM, A.; BEHLING, H.; HOOGHIEMSTRA, H.; MELIEF, B.; VAN GEEL, B.; VAN DER HAMMEN, T.; WILLE, M. (2004), Colombian vegetation at the Last Glacial Maximum: a comparison of model- and pollen-based biome reconstructions. **J. Quaternary Sci.**, v. 19, p. 721-732.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.R.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, J.A. Characteristics and spatio-variability of the Amazon River Basin Water Budget. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 11-22. DOI 10.1007/s00382-004-0461-6, 2005.

MARENGO, J.; AMBRIZZI, T. Use of regional climate models in impact assessments and adaptation studies from continental to regional scales: the CREAS (Regional climate change scenarios for South America) initiative in South America. In: CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., 2006, Foz do Iguaçu, Brazil, **Proceedings...** São José dos Campos, Brazil: INPE, 2006. p. 291-296

MARENGO, J.A.; CAMARGO, C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960–2002. **International journal of Climatology**, v. 28, n. 7, p. 893-

904, 2007.

MARENGO, J.A.; ALVES, L.; VALVERDE, M.; ROCHA, R.; LABORBE, R. **Eventos extremos em cenários regionalizados de clima no Brasil e América do Sul para o século XXI: projeções de clima futuro usando três modelos regionais.** Brasília: Ministério do Meio Ambiente – MMA, Secretaria de Biodiversidade e Florestas – SBF, Diretoria de Conservação da Biodiversidade – DCBio Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade – Sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. 2007. Relatório 5.

MARENGO, J.A. Vulnerabilidade, impactos e adaptação à mudança climática do clima do semi-árido do Brasil. **Parcerias estratégicas**, v. 27, p 149 – 175, 2008

MARENGO J. A., NOBRE, C. , TOMASELLA, J., OYAMA, M.D., SAMPAIO, G, CAMARGO H., ALVES L.M. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, p. 495-516, 2008.

MARENGO J, A.; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J.; CARDOSO, M.F.; OYAMA, M.D. Hydro-climatic and ecological behaviour of the drought of Amazonia in 2005. **Phil. Trans. R. Soc. B.**, v. 363, p. 1773-1778. doi: 10.1098/rstb.2007.0015, 2008.

MARENGO, J.A. Impactos de extremos relacionados com o tempo e o clima – Impactos sociais e econômicos. **Boletim do grupo de Pesquisa em Mudança Climática**, n. 8, maio de 2009. (disponível em <http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/>).

MARENGO, J.A.; JONES, R.; ALVES, L.M.; VALVERDE, M.C. Future changes of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 1-15, 2009. DOI: 10.1002/joc.1863

MAYLE, F. E.; BURBRIDGE, R.; KILLEEN, T. J. Millennial-Scale Dynamics of Southern Amazonian Rain Forests. **Science**, v. 290, p. 2291-2294, 2000.

MAYLE, F.E.; BEERLING, D.J. Late Quaternary changes in Amazonian ecosystems and their implications for global carbon cycling. **Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 214, p. 11-25, 2004.

MCGUIRE, A.D.; MELILLO, J.M.; JOYCE, L.A.; KICKLIGHTER, D.W.; GRACE, A.L.; MOORE III, B.; VOROSMARTY, C.J. Interactions between carbon and nitrogen dynamics in estimating net primary productivity for potential vegetation in North America. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 6, p. 101-124, 1992.

MELILLO, J.M.; MCGUIRE, A.D.; KICKLIGHTER, D.W. ; MOORE III, B.; VOROSMARTY, C.J.; SCHLOSS, A.L. Global climate change and terrestrial net primary production. **Nature**, v. 363, p. 234-240, 1993.

MELO, M. L. D. **Simulações de clima para o holoceno médio usando o MCGA do CPTEC, com ênfase sobre a América do Sul.** 2007. 201 p. (INPE-15206-TDI/1306). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2007.

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronaut.**, v. 44, p. 195–202, 1984.

MESINGER, F.; JANJIC, Z. I.; NICKOVIC, S.; GARILOV, D.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 1493–1518, 1988.

MIN S.K.; HENSE, A. Hierarchical evaluation of IPCC AR4 coupled climate models with systematic consideration of model uncertainties. **Climate Dynamics**, v. 29, p. 853-868 DOI 10.1007/s00382-007-0269-2, 2007.

MINISTERIO DO MEIO AMBIENTE. **Mapas de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros.** pp 20, 2007.

MONSERUD, R. A.; LEEMANS, R. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. **Ecological Modelling**, v, 62, p. 275-293, 1992.

MONSERUD, R.A.; TCHEBAKOVA, N.M.; LEEMANS, R. Global vegetation change predicted by the modified budyko model. **Climatic Change**, v. 25, p. 59-83, 1993.

MOONEY, H. A.; CANADELL, J.; CHAPIN, F.S.; EHLERINGER, J.R.; KORNER, CH.; MCMURTRIE, R. E.; PARTON, W. J.; PITELKA, L.F.; SCHULZE, E.D. Ecosystem physiology responses to global change. In: Walker, B., W. Steffen, J. Canadell, J. Ingram (Ed.). **The terrestrial biosphere and global change: implications for natural and managed ecosystems.** Cambridge: Cambridge University Press, 1999. p. 141-189, 1999.

NAKICENOVIC N, ALCAMO J, DAVIS G, DE VRIES B, FENHANN J, GAFFIN S, GREGORY K, GRUBLER A, JUNG TY, KRAM T, LA ROVERE EL, MICHAELIS L, MORI S, MORITA T, PEPPER W, PITCHER H, PRICE L, RIAHI K, ROEHL A, ROGNER H-H, SANKOVSKI A, SCHLESINGER M, SHUKLA P, SMITH S, SWART R, VAN ROOIJEN S, VICTOR N, DADI Z. **Special report on emissions scenarios.** Cambridge: University Press, . 2000. 599p.

NEILSON, R.P.; KING, G.A.; DEVELICE, J.; LENIHAM, J.; MARKS, D.;

DOLPHS, J.; CAMPBELL, D.; GLICK, G. **Sensitivity of ecological landscapes and regions to global climate change**. US Environmental Protection Agency, Corvallis, 1989.

NEILSON, R.P.; MARKS, D. A global perspective of regional vegetation and hydrologic sensitivities from climatic change. **Journal of Vegetation Science**, v. 5, p. 715-730, 1994.

NEMANI, R. R.; KEELING, C. D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W. M.; PIPER, S. C.; TUCKER, C. J.; MYNENI, R. B.; RUNNING, S. W. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. **Science**, v. 300, p. 1560-1563, 2003.

NEPSTAD, D. A.; VERÍSSIMO, A.; ALENCAR, C.; NOBRE, C.; LIMA, E.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; POTTER, C.; COCHRANE, M. A.; BROOKS, V. Large-Scale Impoverishment of Amazonian Forest by Logging and Fire. **Nature**, v. 398, p. 505-508, 1999.

NEPSTAD, D.C.; MOUTINHO, P.; DIAS-FILHO, M. B.; DAVIDSON, E.; CARDINOT, G.; MARKEWITZ, D.; FIGUEIREDO, R.; VIANNA, N.; CHAMBERS, J.; RAY, D.G.; GUERREIROS, J. B.; LEFEBVRE, P.; STERNBERG, L.; MOREIRA, M.; BARROS, L.; ISHIDA, F. Y.; TOHVER, I.; BELK, E.; KALIF, K.; SCHWALBE, K. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. **Journal of Geophysical Research—Atmospheres**, v. 107 (D20), 8085, doi: 10.1029/2001JD000360, 2002.

NEPSTAD, D. C.; TOHVER, I. M.; RAY, D.; MOUTINHO, P.; CARDINOT, G. Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. **Ecology**, v. 88, p. 2259–2269. (doi:10.1890/06-1046.1), 2007.

NEPSTAD, D.C.; STICKLER, C.M.; SOARES-FILHO, B.; MERRY, F. Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. **Philosophical transactions of the Royal Society**, v. 363, n. 1737-1746, 2008.

NIX, H.A. **Climate of tropical savannas**. IN BOURLIERE, F. Ecosystems of the world, tropical savannas (ed.), vol. 13, pp. 37–61. Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 1983.

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.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996.

NOBRE, C.A.; OYAMA, M.D.; OLIVEIRA, G.S.; MARENGO, J.A.; SALATI, E. Impacts of climate change scenarios for 2091-2100 on the biomes of South America. In: CLIVAR INTERNATIONAL CONFERENCE, 1, 2004, Baltimore, USA. **Proceedings... Baltimore:** [s.n], 2004.

NOBRE, C.A.; ASSAD, E.D.; OYAMA, M.D. Mudança ambiental no Brasil: o impacto do aquecimento global nos ecossistemas da Amazônia e na agricultura. **Sci. Am. Brasil**, Special Issue: A Terra na Estufa, p. 70-75, 2005.

NORBY, R.J.; DELUCIA, E.H.; GIELEN, B.; CALFAPIETRA, C.; GIARDINA, C.P.; KING, J.S.; LEDFORD, J.; MCCARTHY, H.R.; MOORE, D.J.P.; CEULEMANS, R.; DE ANGELIS, P.; FINZI, A.C.; KARNOSKY, D.F.; KUBISKE, M.E.; LUKAC, M.; PREGITZER, K.S.; SCARASCIA-MUGNOZZA, G.E.; SCHLESINGER, W.H.; OREN, R. Forest response to elevated CO<sub>2</sub> is conserved across a broad range of productivity. **Proc. Nat. Acad. Sci.**, v. 162, n. 50. p. 18052-18056, 2005.

NORBY, R.J.; IVERSEN, C.M. Nitrogen uptake, distribution, turnover, and efficiency of use in a CO<sub>2</sub>-enriched sweetgum forest. **Ecology**, v. 87, p. 5–14, 2006.

NOWAK, R.S.; ELLSWORTH, D.S.; SMITH, S.D. Functional responses of plants to elevated atmospheric CO<sub>2</sub> – do photosynthetic and productivity data from FACE experiments support early predictions? **New Phytol.**, v. 162, p. 253–280, 2004.

OREN, R.; ELLSWORTH, D. S.; JOHNSEN, K. H.; PHILLIPS, N.; EWERS, B. E.; MAIER, C.; SCHAFER, K.V.R.; MCCARTHY, H.; HENDREY, G.; MCNULTY, S.G.; KATUL, G.G. Soil fertility limits carbon sequestration by forest ecosystems in a CO<sub>2</sub>-enriched atmosphere. **Nature**, v. 411, n. 6836, p. 469–472, 2001.

OTTERMAN, J.; CHOU, M.D.; ARKING, A. Effects of nontropical forest cover on climate. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 762-767, 1984.

OTTO, D.; RASSE, D.; KAPLAN, J.; WARNANT, P.; FRANOIS, L. Biospheric carbon stocks reconstructed at the Last Glacial Maximum: comparison between general circulation models using prescribed and computed sea surface temperatures. **Global and Planetary Change**, v. 33, p. 117 – 138, 2002.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C.A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South América. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. 2199. doi: 10.1029/2003GL018600, 2003.



OYAMA, M.D.; NOBRE, C.A. A simple potencial vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model (SIB). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 203-216, 2004.

PAL, J.S.; GIORGI, F.; BI, X.; ELGUINDI, N.; SOLMON, F.; GAO, X. ; FRANCISCO, R.; ZAKEY, A.; WINTER, J.; ASHFAQ, M.; SYED, F.S.; BELL, J.L.; DIFFENBAUGH, N.S.; KARMACHARYA, J.; KONARE, A.; MARTINEZ, D.; DA ROCHA, R.P.; SLOAN, L. C.; STEINER, A.L. Regional Climate modeling for the developing World: The ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 9, p. 1395 - 1409, 2007.

PARTON, W.J.; SCURLOCK, J.M.O.; OJIMA, D.S.; GILMANOV, T.G.; SCHOLLES, R.J.; SCHIMEL, D.S.; KIRCHNER, T.; MENAUT, J-C.; SEASTEDT, T.; GARCIA MOYA, E.; KAMNALRUT, A.; KINYAMARIO, J.I. Observations and modeling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 7, p. 785-809, 1993.

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., GOMES, B.M., BOULET, R., RIBEIRO, A.S. Radiocarbon dating and stable carbon isotopes of soil organic matter in forest-savanna boundary areas in the southern Brazilian Amazon forest. **Radiocarbon**, v 40, p. 1013–1022. 1998.

PHILLIPS, T. J.; GLECKLER, P. J. Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations: The utility of multimodel statistics, **Water Resour. Res.**, v. 42, W03202, doi:10.1029/2005WR004313, 2006.

PHILLIPS, O.L., ARAGÃO, L.E.; LEWIS, S.L.; FISHER, J.B.; LLOYD, J.; LÓPEZ-GONZÁLEZ, G.; MALHI, Y.; MONTEAGUDO, A.; PEACOCK, J.; QUESADA, C.A.; VAN DER HEIJDEN, G.; ALMEIDA, S.; AMARAL, I.; ARROYO, L.; AYMARD, G.; BAKER, T.R.; BÁNKI, O.; BLANC, L.; BONAL, D.; BRANDO, P.; CHAVE, J.; DE OLIVEIRA, A.C.; CARDOZO, N.D.; CZIMCZIK, C.I.; FELDPAUSCH, T.R.; FREITAS, M.A.; GLOOR, E.; HIGUCHI, N.; JIMÉNEZ, E.; LLOYD, G.; MEIR, P.; MENDOZA, C.; MOREL, A.; NEILL, D.A.; NEPSTAD, D.; PATIÑO, S.; PEÑUELA, M.C.; PRIETO, A.; RAMÍREZ, F.; SCHWARZ, M.; SILVA, J.; SILVEIRA, M.; THOMAS, A.S.; STEEGE, H.T.; STROPP, J.; VÁSQUEZ, R.; ZELAZOWSKI, P.; ALVAREZ DÁVILA, E.; ANDELMAN, S.; ANDRADE, A.; CHAO, K.J.; ERWIN, T.; DI FIORE, A.; HONORIO, C. E.; KEELING, H.; KILLEEN, T.J.; LAURANCE, W.F.; PEÑA CRUZ, A.; PITMAN, N.C.; NUÑEZ VARGAS, P.; RAMÍREZ-ANGULO, H.; RUDAS, A.; SALAMÃO, R.; SILVA, N.; TERBORGH, J.; TORRES-LEZAMA, A. Drought sensitivity of the Amazon Rainforest. **Science**, v. 323, p. 1344-1347, 2009.

PIELKE, R. A., MARLAND, G.; BETTS, R. A.; CHASE, T. N.; EASTMAN, J. L.; NILES, J. C.; NIYOGI, D. S.; RUNNING, S. W. The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: Relevance to climate-

change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. **Philos. Trans. Roy. Soc. London**, v. 360A, p. 1705-1719, 2002.

PISNICHENKO, I, A; TARASOVA, T.A. Climate version of the ETA regional forecast model. Evaluating the consistency between the ETA model and HADAM3P global model. **Theoretical and Applied Climatology**, 2009. doi: 10.1007/s00704-009-0139-4

POLLARD, D.; THOMPSON, S.L. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model (GENESIS): The response to doubling stomatal resistance. **Global Planet. Change**, v. 10, p. 129-161, 1995.

POPE, V. D.; GALLANI, M.L.; ROWNTREE, P.R.; STRATTON, R.A. The impact of new physical parametrisations in the Hadley Centre Climate model. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 123-146, 2000.

POTTER, C.S.; RANDERSON, J.T.; FIELD, C.B.; MATSON, P.A.; VITOUSEK, P.M.; MOONEY, H.A.; JLOOSTER, S.A. Terrestrial ecosystem production: A process model based on global satellite and surface data. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 7, p. 811-841, 1993

PRANCE, G. T. **The Amazon: paradise lost?**, in KAUFMAN, L. T.; MALLORY, K. (eds.) *The Last Extinction*, p. 63 – 106, MIT Press, Cambridge, Mass, 1986.

PRENTICE, K.C. Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 95(D8), p. 11,811-11,830, 1990.

PRENTICE, I.C.; SOLOMON, A.M. **Vegetation models and global change**. In: BRADLEY, R.S. (Ed.), *Global changes of the past*, UCAR:Office for Interdisciplinary Earth Studies. Boulder, Colorado, CO, pp. 365–383, 1990.

PRENTICE, L. C.; CRAMER, W.; HARRISON, S. P.; LEEMANS, R.; MONSERUD, R. A.; SOLOMON, A. M. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties, and climate. **Journal of Biogeography**, v. 19, 117-134, 1992.

PRENTICE, I.; SYKES, M.; LAUTENSCHLAGER, M.; HARRISON, S.; DENISSENKO, O.; BARTLEIN, P. Modelling global vegetation patterns and terrestrial carbon storage at the Last Glacial Maximum. **Global Ecology and Biogeography Letters**, v. 3, p. 67- 76, 1993.

PRENTICE, I.C.; SYKES, M.T. Vegetation geography and carbon storage changes. In: Woodwell, G. M.; Mackenzie, F. T. (eds.). **Biotic feedbacks in the global climate system**. New York: Oxford University Press, 1995. p. 304-312

RAICH, J.W.; RASTETTER, E.B.; MELILLO, J.M.; KICKLIGHTER, D.W.; STEUDLER, P.A.; PETERSON, B.J.; GRACE, A.L.; MOORE III, B.; VOROSMARTY, C.J. Potential net primary productivity in South America: Application of a global model. **Ecological Applications**, v. 1, p. 399-429, 1991.

RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J.A. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, p. 997-1027, 1999.

RIBERA, M.O.; LIBERMANN, M.; BECK, S.; MORAES, M. **Mapa de la vegetación y áreas protegidas de Bolivia**. 1:1,500,000. Centro de Investigaciones y Manejo de Recursos Naturales (CIMAR) and Universidad Autónoma Gabriel Rene Moreno (UAGRM), La Paz, Bolivia, 1994.

ROCHA, H. R.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; WRIGHT, I. R.; SELLERS, P. J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a 'single column' model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, n. 531, p. 567-594, 1996.

ROCHA, H.R.; GOULDEN, M.L.; MILLER, S.D.; MENTON, M.C.; PINTO, L.D.V.O.; DE FREITAS, H.C.; FIGUEIRA, A.M.E.S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. S22-32, 2004.

ROOT, T. L.; PRICE, J. T.; HALL, K. R.; SCHNEIDER, S. H.; ROSENZWEIG, C.; POUNDS, J. A. Fingerprints of global warming on wild animals and plants. **Nature**, v. 421, p. 57 - 60, doi:10.1038/nature01333, 2003.

RUNNING, S.W.; COUGHLAN, J.C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications, I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. **Ecol. Model.**, v. 42, p. 125-154, 1988.

RUNNING, S.W.; HUNT, R. **Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes**. In: EHLCRINGER, J.R.; FIELD, C.B. (eds.) **Scaling physiological processes: leaf to globe**. San Diego, CA: Academic Press, 1991. p. 1 41-158.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America, **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695, 2007.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion, **Geophys. Res. Lett.**, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.A.; OYAMA, M.D.; SATYAMURTY, P. **What is the threshold for transition from present day potential biomes to a new vegetation-climate equilibrium state in Amazonia?** São José dos Campos: INPE, 2009. Em preparação.

SARMIENTO, G. **The ecology of neotropical savannas.** Harvard University Press, Cambridge. 1984, p. 235.

SCHIMMEL, D.; ALVES, D.; ENTING, I.; HEIMANN, M.; JOOS, F.; RAYNAUD, D.; WIGLEY, T.; PRATHER, M.; DERWENT, R.; ENHALT, D.; FRASER, P.; SANHUEZA, E.; ZHOU, X.; JONAS, P.; CHARLSON, R.; RODHE, H.; SADASIVAN, S.; SHINE, K.P.; FOUQUART, Y.; RAMASWAMY, V.; SOLOMON, S.; SRINIVASAN, J.; ALBRITTON, D.; DERWENT, R.; ISAKSEN, I.; LAL, M.; WUEBBLES, D. Radiative forcing of climate change. In HOUGHTON, J. T.; MEIRA FILHO, L. G.; CALLANDER, B. A.; HARRIS, N.; KATTENBERG, A.; MASKELL, K. (eds.) **Climate Change 1995.** the science of climate change., Cambridge: Cambridge University Press,, 1996. chapter 2, p. 65-131.

SCHOLZE, M.; KNORR, W.; ARNELL, N.W.; PRENTICE, I.C. A climate change risk analysis for world ecosystems. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 35, p. 13116-13120, 2006.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D.; 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.

SELLERS, P. J.; MINTTZ, Y.; SUD, Y.C.; DALCHER, A. Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation model. **Journal of Atmosphere Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505 – 531, 1986.

SENNA, M. C. A.; COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios, **J. Geophys. Res.**, v. 114, D04104, doi:10.1029/2008JD010401, 2009.

SHAVER, G.R.; CANADELL, J.; CHAPIN, F.S. III; GUREVITCH, J.; HARTE, J.; HENRY, G.; INESON, P.; JONASSON, S.; MELILLO, J.; PITELKA, L.; RUSTAD, L. Global Warming and Terrestrial Ecosystems: A Conceptual Framework for Analysis. **Bioscience**, v. 50, n 10, p. 871-882, Oct 2000.

SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; TURCQ, B.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; SOUBIIS, F.; CORDEIRO, R.C.; SUGUIO, K. Variations of the Amazon rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 168, p. 221-235. 2001.

SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A.; BRACONNOT, P.; TURC, B. Evaluation of model simulation of 6k and present climate in South America. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São Paulo: USP, 2002.

SITCH, S., SMITH, B. PRENTICE, I.C.; ARNETH, A.; BONDEAU, A.; CRAMER, W.; KAPLAN, J.O.; LEVIS, S.; LUCHT, W.; SYKES, M.T.; THONICKE, K.; VENEVSKY, S. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. **Global Change Biology**, v. 9, p. 161- 185, 2003.

SITCH, S.; HUNTINGFORD, C.; GEDNEY, N. et al. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs). **Global Change Biology**, v. 14, n. 9, p. 2015-2039, DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01626.x, 2008.

SMITH B., PRENTICE, I.C.; SYKES, M.T. Representation of vegetation dynamics in the modelling of terrestrial ecosystems: comparing two contrasting approaches within European climate space. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, p. 621–637, 2001.

SNYDER, P.K; DELIRE, C.L.; FOLEY, J.A. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. **Climate Dynamics**, v. 23, p. 279–302, DOI 10.1007/s00382-004-0430-0, 2004.

SOARES, W.; MARENGO, J.A. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. **International Journal of Climatology**, DOI: 10.1002/joc.1800, 2008.

SOARES-FILHO, B.S.; NEPSTAD, D.C.; CURRAN, L.M.; CERQUEIRA, G.C.; GARCIA, R.A.; RAMOS, C.A.; VOLL, E.; MCDONALD, C.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P. Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v. 440, p. 520-523, 2006.

SOKOLOV, A. P.; KICKLIGHTER, D. W.; MELILLO, J. M.; FELZER, B. S.; SCHLOSSER, C. A.; CRONIN, T. W. Consequences of considering carbon-nitrogen interactions on the feedbacks between climate and the terrestrial carbon cycle. **Journal of Climate**, v. 21, p. 3776-3796, doi: 10.1175/2008JCLI2038.1, 2008

SOLMAN, S.; NUÑEZ, M.; CABRE, M.F. Regional climate change experiments over southern South America. I: present climate. **Climate Dynamics**, v. 30, p. 533–552, DOI:10.1007/s00382-007- 0304-3, 2008.

SOMBROEK, W. Spatial and temporal patterns of Amazon Rainfall. **Royal**

**Swedish Academy of Sciences**, v. 30, n. 7, p. 388 – 396.

STACKHOUSE, P. W.; GUPTA, S. K.; COX, S. J.; CHIACCHIO, M.; MIKOVITZ, J. C. **The WCRP/GEWEX Surface Radiation Budget Project Release 2: An assessment of surface fluxes at 1 degree resolution**. In SMITH W. L.; TIMOFEYEV, Y. M. (eds.) *IRS 2000: Current Problems in Atmospheric Radiation*, International Radiation Symposium, St. Petersburg, Russia, July 24-29, 2000.

STEFFEN, W.L.; CRAMER, W.; PLOCHL, M.; BUGMANN, H. Global vegetation models: incorporating transient changes to structure and composition. **J. Veg. Sci.**, v. 7, p, 321–328, 1996.

STERNBERG, L. DA S.L., 2001. Savanna-forest hysteresis in the tropics. **Global Ecology and Biogeography**, v. 10, p. 369-378.

SUD. Y. C., MOLOD, A. A GCM simulation study of the influence of Saharan evapotranspiration and surface-albedo anomalies on July circulation and rainfall. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 2388-2400, 1988.

TAYLOR, C. M., LAMBIN, E. F.; STEPHENNE, N.; HARDING, R. J.; ESSERY, R. L. The influence of land use change on climate in the Sahel. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3615-3629, 2002.

TEBALDI, C.; HAYHOE, K.; ARBLASTER, J.; MEEHL, G. Going to the extremes: an intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. **Climatic Change**, v. 79, p. 185–211, DOI:10.1007/s10584-006-9051-4, 2006.

TIAN, H.J.; MELILLO, M.; KICKLINGHTER, D. W.; McGUIRE, A.D.; HELFRICH III, J. V. K.; MOORE III, B.; VOROSMARTY, C. J. Effect of interannual climate variability on carbon storage in Amazonian ecosystems. **Nature**, v. 396, 664 - 667.

TURCQ, B.; SIFEDDINE, A.; MARTIN, L.; ABSY, M. L.; SOUBIES, F.; SUGUIO, K.; VOLKMER-RIBEIRO, C. Amazonia rainforest fires: A lacustrine record of 7000 years. **Ambio**, v. 27, n. 2, 139-142, 1998.

TURCQ, B.; ALBUQUERQUE, A. L. S.; CORDEIRO, R. C., *et al.* Accumulation of organic carbon in five Brazilian lakes during the Holocene. **Sedimentary Geology**, v. 148, p. 319-342, 2002.

VAN DER HAMMEN, T., 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. **Journal of Biogeography**, v.1, p. 3-26.

VAN DER HAMMEN, T.; ABSY, M.L. 1994. Amazonia during the last glacial.

**Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 109, p. 247-261.

Excluido: ¶

VEMAP MEMBERS. Vegetation: ecosystem modeling and analysis project: Comparing biogeography and biogeochemistry models in a continent-scale study of terrestrial ecosystem response to climate change and CO<sub>2</sub> doubling. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 9, p. 407–437, 1995.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B.; GONZÁLEZ, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models, **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759, 2006.

VINCENT, L.A.; PETERSON, T.C.; BARROS, V.R.; MARINO, M.B.; RUSTICUCCI, M.; CARRASCO, G.; RAMIREZ, E.; ALVES L.M. AND CO-AUTHORS. Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. **Journal of Climate**, v. 18, p. 5011-5023, 2005.

VÖRÖSMARTY, C.J.; FEDERER, C.A.; SCHLOSS, A. Potential evaporation functions compared on U.S. watersheds: Implications for global-scale water balance and terrestrial ecosystem modeling. **Journal of Hydrology**, v. 207, p. 147-69, 1998.

WANG, G.; ELTAHIR, E. Biosphere-atmosphere interactions over west africa: Multiple climate equilibria. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, p. 1261 – 1280, 2000.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, 8087, doi:10.1029/2001JD000717, 2002.

WHITE, A.; CANNELL, M.G.R.; FRIEND, A.D. Climate change impacts on ecosystems and the terrestrial carbon sink: a new assessment. **Global Environmental Change**, v. 9, p. S21-S30, 1999.

WILLIAMSON, G. B.; LAURANCE, W. F.; OLIVEIRA, A.; DELAMONICA, P.; GASCON, C.; LOVEJOY, T. E.; POHL, L. Amazonian wet forest resistance to the 1997-98 El Niño drought. **Conservation Biology**, v. 14, p. 1538-1542, 2000.

WILLMOTT, C.J., MATSUURA, K. **Terrestrial air temperatura and precipitation: monthly and annual climatologies**. Newar, University of Delaware, 1998.

WILLMOTT, C.J.; ROWE, C. M. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v. 5, p. 589-606, 1985.

WOODWARD, F.I.; SMITH, T.M.; EMANUEL, W.R. A global land primary

productivity and phytoecogeography model. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, p. 471-490, 1995.

WOODWARD, F.I.; LOMAS, M.R. Integrating fluxes from heterogeneous vegetation. **Global Ecol. Biogeogr.**, v. 10, p. 595-601, 2001.

YATES D.N.; KITTEL, T.G.F.; CANNON, R.F. Comparing the correlative holdridge model to mechanistic biogeographical models for assessing vegetation distribution response to climatic change. **Climatic Change**, v. 44, p. 59-87, 2000.

ZENG, N.; YOON, Y.; MARENGO, J.; SUBRMANIAM, A.; NOBRE, C., MARIOTTI, A. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, **Environmental Research Letters**, v. 3, p. 1-6, doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002 2008.

ZHOU, L.; TUCKER, C. J.; MYNENI, R. B.; KAUFMANN, R. K.; SLAYBACK, D.; SHABANOV, N.V.; MYNENI, R. B. Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. **J. Geophys. Res.**, v. 106, p. 20069-20083, 2001.

ZOBLER, L. **A world soil file for global climate modelling**. NASA Tech. Memorandum, 87802, 33pp, 1986.





## ANEXO A: ARTIGO

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America, **Geophys. Res. Lett.**, v. 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695, 2007.

## **CLIMATIC CHANGE CONSEQUENCES ON THE BIOME DISTRIBUTION IN TROPICAL SOUTH AMERICA**

Luis F. Salazar<sup>1</sup>, Carlos A. Nobre<sup>1</sup> and Marcos D. Oyama<sup>2</sup>

### **Affiliations**

1. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista, SP, Brazil.
2. Divisão de Ciências Atmosféricas, Instituto de Aeronáutica e Espaço, São José dos Campos, SP, Brazil.

### **ABSTRACT**

We studied the consequences of projected climate change on biome distribution in South America in the 21<sup>st</sup> century by forcing a potential vegetation model with climate scenarios from 15 climate models for two emission scenarios (A2 and B1). This analysis was carried out for the savanna and tropical forest biomes, which are the predominant biomes in tropical South America. In both scenarios, the results indicate reduction of tropical forest cover areas which would be replaced by savannas. This reduction of tropical forests increases with the time through the end of the 21<sup>st</sup> Century, mostly over southeastern Amazonia. Considering the biome changes from current potential vegetation in the case when at least 75% of the calculations agree on the projected biome change (consensus), the decrease of the tropical forest area in South America is 3% for the period 2020-2029, 9% for 2050-2059 and 18% for 2090-2099 for the A2 emission scenario.

## 1. INTRODUCTION

Climate and the vegetation interact bidirectionally on many time and spatial scales. One clear manifestation of such interaction is the global pattern of vegetative land cover and climate. Climate may be regarded as the single factor that exerts the largest influence on vegetation distribution and its characteristics on a global context [Prentice, 1990]. Thus, deserts, tropical forests, savannas, and other types of vegetation are determined to a first approximation by climate. Climate change has affected the global distribution of vegetation from the distant past and will likely affect it into the future. On the other hand, changes in the distribution and structure of the vegetation may influence climate [Nobre et al., 2006]. The geographical distribution of the vegetation communities and their relationship with the climate has been examined with biogeographical models or biome models. These models use as central paradigm the assumption that climate has a dominant control over the distribution of vegetation. Numerous 'Potential Vegetation Models' (PVM) are found in the literature [e.g., BIOME of Prentice et al., 1992; MAPSS of Neilson, 1995; CPTEC-PVM of Oyama and Nobre, 2004; etc.]. Recently, dynamic vegetation models [e.g., IBIS of Foley et al., 1996; LPJ-DGMV of Sitch et al., 2003] provide the possibility to evaluate vegetation response to transient and long-term climate change. Due to the simplicity of the biome models and the existence of empirical global rules linking natural vegetation and the climate, biome models have been used in many climate studies [e.g., Claussen and Esch, 1994; Nobre et al., 2004].

Field observations [Gash and Nobre, 1997] and numerical studies [e.g., Nobre et al., 1991] reveal that large scale deforestation in Amazonia could alter the regional climate significantly. Evapotranspiration is reduced and surface temperature is increased when rainforests are replaced by pasturelands. That effect alone might lead to a 'savannization' of portions of the tropical forest domain (Nepstad et al., 2001). Recently, Oyama and Nobre [2003] showed the existence of a second stable biome-climate equilibrium state with savannas covering eastern Amazonia and semi-deserts in Northeast Brazil. However,

there have been few studies on the impact of global climate change on South America, particularly on its biomes (e.g. Cox et al. [2004], Scholze et al. [2006] and Cook and Vizy [2007]). In all of these studies, tropical South America emerges as a region of possible conversion of significant amounts of forest to nonforest areas as a result of global warming.

This study addresses this question further by assessing, with CPTEC-PVM model [Oyama e Nobre, 2004], how natural biomes could change in response to various scenarios of climate change prepared for the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC AR4). The application of ensemble analysis, which is rarely done in studies like this, is an attempt to provide a robust assessment of climate-change consequences on biome distributions.

## **2. MODEL, DATA AND EXPERIMENTS**

This study uses standard output, available through the World Climate Research Programme's (WCRP's) Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3) multi-model dataset, from fifteen Coupled Ocean-Atmosphere GCMs for the IPCC AR4: BCCR-BCM2.0, CCSM3, CGCM3.1(T47), CNRM-CM3, CSIRO-Mk3.0, ECHAM5/MPI-OM, ECHO-G, GFDL-CM2.0, GFDL-CM2.1, GISS-ER, INM-CM3.0, IPSL-CM4, MIROC3.2(MedRes), MRI-CGCM2.3.2, and UKMO-HadCM3. These models have horizontal resolution around 1.4°- 5°, and simulate the climate in the 21st Century according to the changes in climate forcing, including increase of atmospheric carbon dioxide. We have examined the biome distribution in the 21st Century under the emission scenarios A2 and B1 (that represent the plausible range of conditions over the next century). In scenario B1, the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration in the year 2100 reaches a level of 550 ppm, about twice the preindustrial level; in A2 the corresponding value is 860 ppm [Nakicenovic et al., 2000]. Climate simulation for the end of the 20<sup>th</sup> century (20CM3) of each model is used to evaluate the models' anomalies. The precipitation and surface temperature monthly climatology

(1961–1990) are obtained from Willmott and Matsuura [1998]. The climatology data, originally on 0.5° resolution, and the models scenarios utilized are interpolated to T62 spectral resolution (about 2°), which is the resolution used for the calibration of the CPTEC-PVM [Oyama and Nobre, 2004].

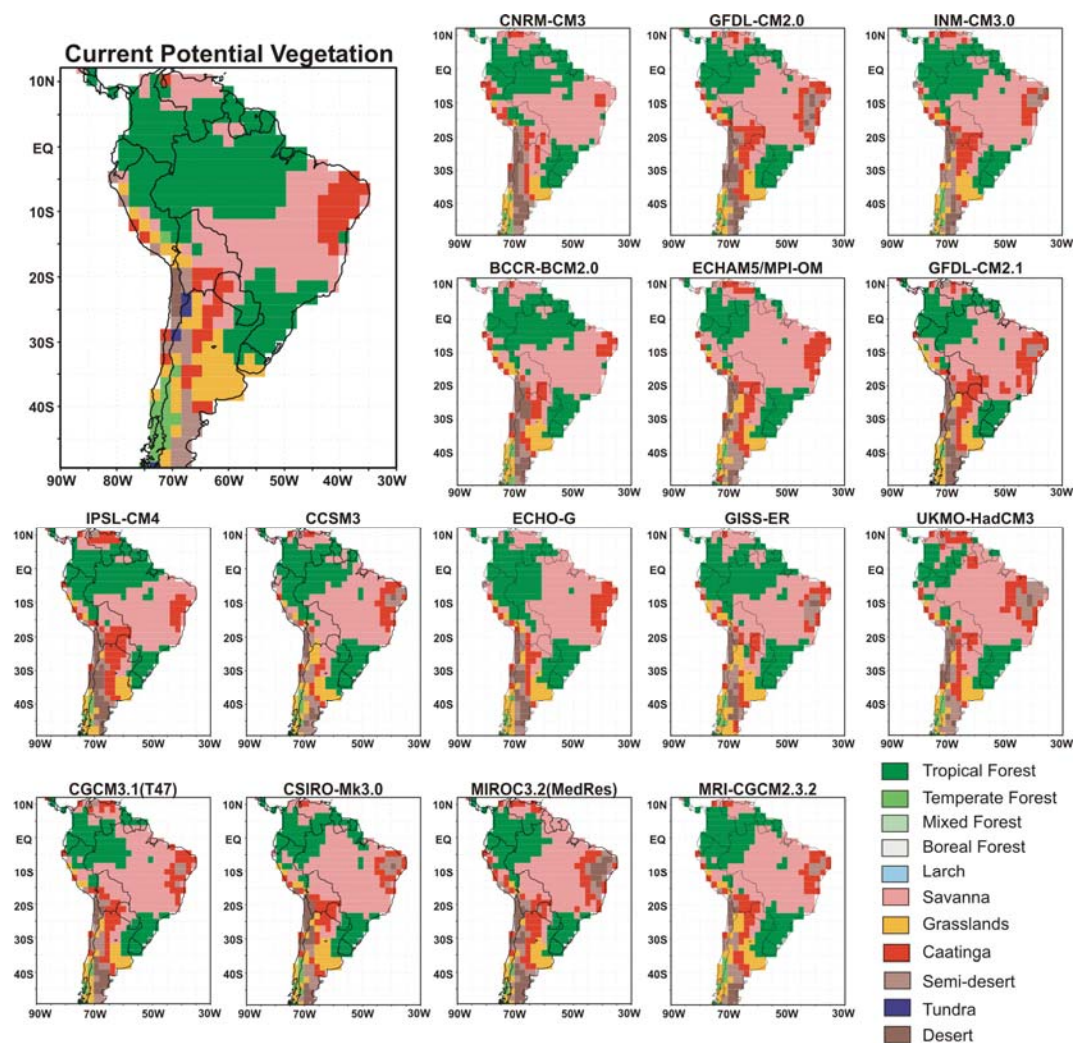
The potential vegetation model used is CPTEC-PVM [Oyama e Nobre, 2004]. Given a set of environmental variables derived from climatological values of monthly mean surface temperature and precipitation – namely, growing degree-days (G), temperature of the coldest month (Tc) and two moisture indexes (one to distinguish between wet and dry climates, H, and the other to represent the soil moisture seasonality, D) – CPTEC-PVM outputs a biome belonging to the vegetation classification of Dorman and Sellers [1989]: Tropical forest, temperate forest, mixed forest, boreal forest, larch, savanna, grassland, caatinga, semi-desert, tundra and desert. The CPTEC-PVM is similar in structure to other PVM in use, such as the BIOME model [Prentice et al., 1992], but it does not account for ecological competition between plants. Only one biome is assigned to each grid cell. The CPTEC-PVM shows a good skill in reproducing the current natural vegetation distribution pattern on a global scale and, on a regional level in South America, the model is able to reproduce the principal biome types: the tropical forest in Amazonia and Atlantic coastal region, the savannas in Central Brazil, the dry shrubland vegetation ('caatinga') in Northeast Brazil and Chaco region, the grasslands in the Pampas, and the semi-desert vegetation in Patagonia [Oyama and Nobre, 2004].

In order to evaluate the biome redistribution over South America for future scenarios of climate change, the CPTEC-PVM was used in three 10-year time-slice of the 21<sup>st</sup> Century: 2020-2029, 2050-2059 and 2090-2099, and for the A2 and B1 scenarios of Greenhouse Gas Emissions (GHG). To avoid unrealistic biome placement due to the atmospheric model systematic errors, the anomalies of precipitation and temperature (with respect to each model's average precipitation and temperature for the base period 1961-1990, for each

time-slice analyzed) are added to the observed climatology to drive the vegetation model (anomaly coupling procedure) [e.g., Kutzbach et al., 1998; Oyama and Nobre, 2003]. For each 10-year time-slice climatology, the model is run until the soil water seasonal cycle difference between successive years is close to zero. Comparing the potential vegetation of each 21<sup>st</sup> century time-slice and the current potential vegetation (output of the CPTEC-PVM forced by the present-day climate), it is possible compute de areas where the biome has changed.

### **3. RESULTS**

Analyses of precipitation and temperature anomalies (not shown) reveal larger differences among models than among emission scenarios for the same model. As expected, the main source of uncertainty for regional climate change scenarios is associated to different projections from different AOGCMs. The projected temperature warming for South America range from 1° to 4°C for emissions scenarios B1 and from 2° to 6°C for A2. The analysis is much more complicated for rainfall changes. Different climate models show distinct patterns, even with almost opposite projections. Figure 1 shows the current potential vegetation and the projected biome distributions for the A2 scenario and the 2090-2099 time slice for all the models analyzed. The major differences in biome distributions are found among different models (Figure 1) rather than from the two emissions scenarios (not shown) for the same model.

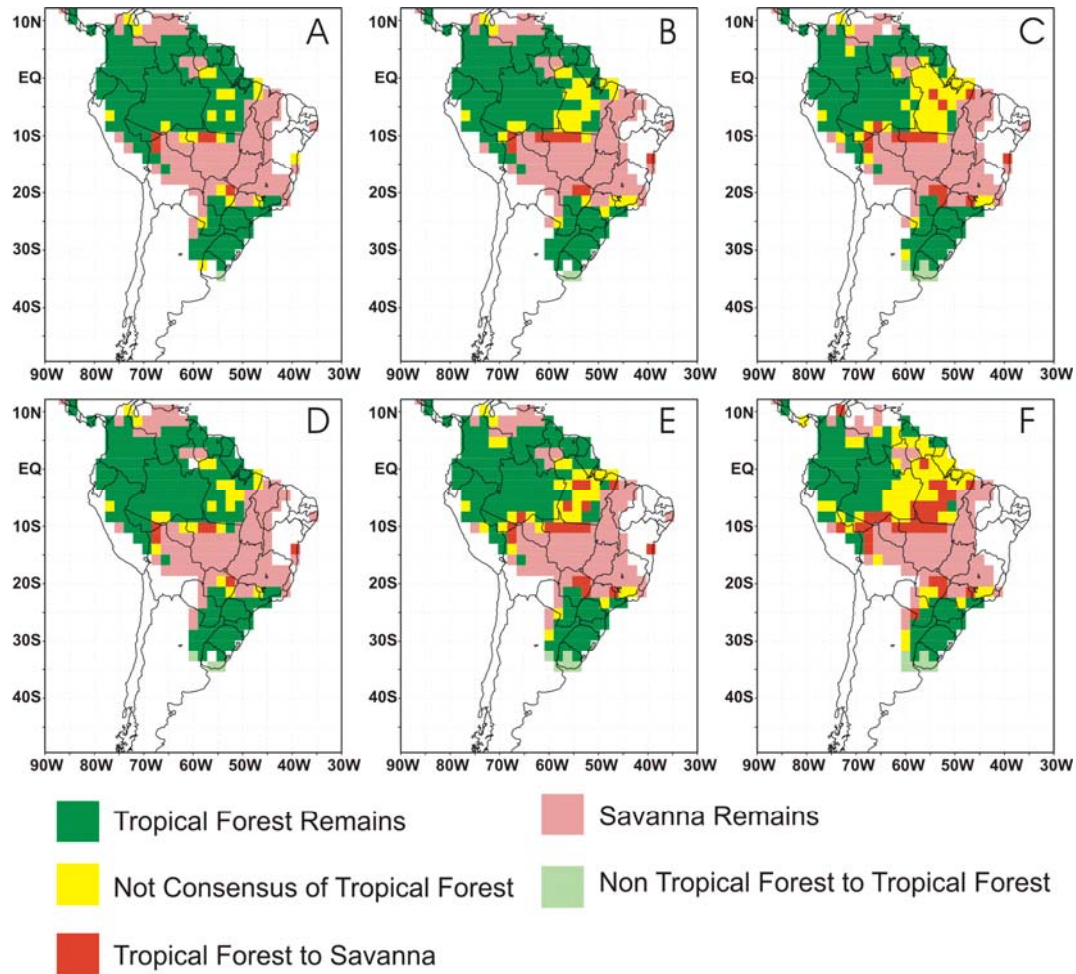


**Figure 1.** Projected distribution of natural biomes in South America for 2090-2099 from 15 AOGCMs for the A2 emissions scenario. The upper-left panel represents the current potential biomes (they represent the potential biomes, but not the actual vegetation distribution, which is a result of historical land use and land cover change).

Figure 2 shows the grid points where more than 75% of the models (>11 models) coincide in projecting the future condition of the tropical forest and the savanna in relation with the current potential vegetation (consensus) for the three 10-year time-slices and the A2 and B1 GHG scenarios. For tropical South America, the results indicate that for the B1 scenario, the models show



consensus regions of tropical forest being replaced by savanna. This reduction of tropical forest increases with time through the 21<sup>st</sup> Century. For the 'caatinga' biome in the Northeast of Brazil, a consensus of its future condition was not found, especially for the 2090-2099 time-slice. This non-consensus was related to the differences in projections of temperature and precipitation among models in this region (not shown). For the A2 scenario, the reduction of tropical forest which is replaced by savanna is greater than for the B1 scenario, and the magnitude of the area also increases with the time. As expected, this is mainly because the warming anomaly of South America is greater for A2 than for B1 scenario, that in turn could result in greater reduction in the amount of soil water. The area for which consensus of the future condition of the forest biome was not reached also increases with time. For the period 2090-2099 in both scenarios, the tropical forest in Colombia and western Amazon is maintained and the Atlantic tropical forest extends to south in southern Brazil (Figures 2c and 2f).



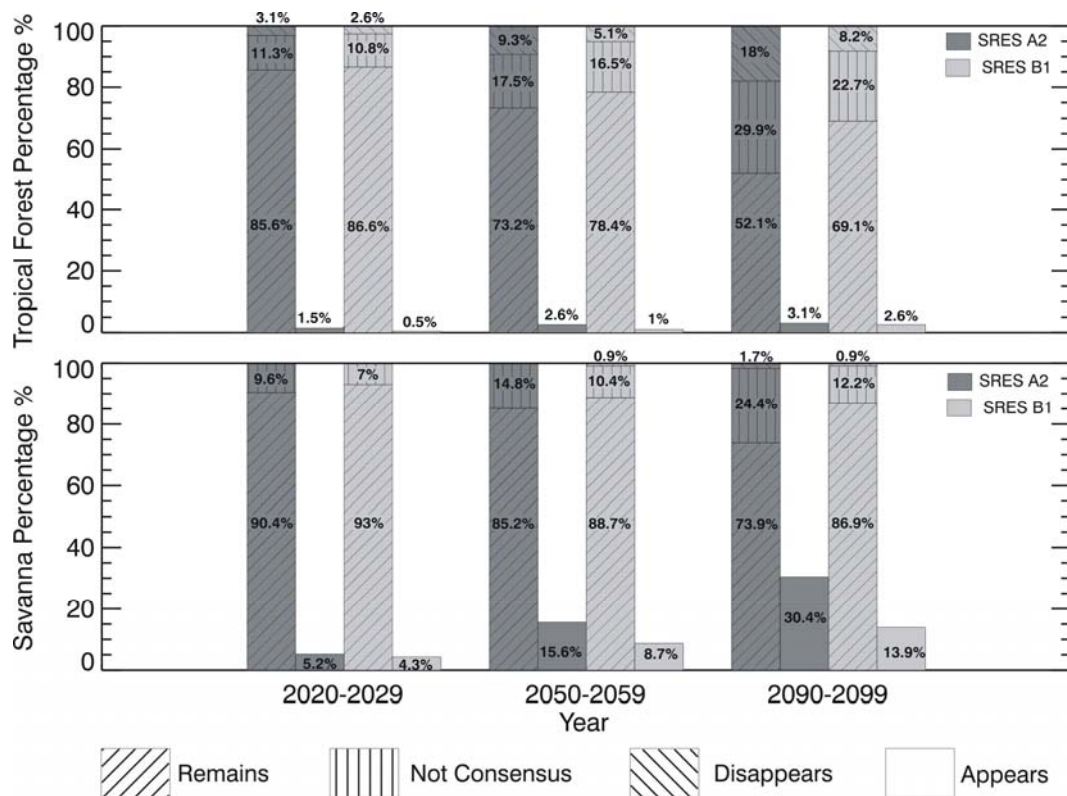
**Figure 2.** Grid points where more than 75% of the models used (> 11 models) coincide as projecting the future condition of the tropical forest and the savanna in relation with the current potential vegetation, resulting in the following possibilities: tropical forest remains; savanna remains; tropical forest to savanna shift; non tropical forest to tropical forest shift. The figure also shows the grid points where a consensus amongst the models of the future condition of the tropical forest was not found for the periods (a) 2020-2029, (b) 2050-2059 and (c) 2090-2099 for B1 GHG emissions scenario and (d), (e) and (f) similarly for A2 GHG emissions scenario.

The lost of tropical forest is related with the moisture, H, and seasonality, D, parameters. The moisture parameter can be considered as an integrated

measure of the annual amount of growth-limiting drought stress on plants. The seasonality parameter represents explicitly the soil moisture seasonality (related with the dry season length). It is necessary high values of H and D in the model for tropical forest vegetation, that is, short dry season and water availability through the year. In the experiments where the tropical forest is replaced by savanna, the annual moisture is too low and/or the dry season is too long to support tropical forest (not shown).

Natural ecosystems in tropical South America have been under land use change pressure not only recently, but for centuries. Amazonia deforestation and land use change in the Atlantic tropical forest from southern to northeastern Brazil are examples of the anthropogenic environmental degradation. The Atlantic tropical forest (shown in the current potential biomes map, Figure 1), and that really existed in the past, has been converted into agricultural land, with only 7% of the original forest remaining [Tabarelli et al., 2005]. Figure 2 indicate that these regions under projected conditions could maintain the areas of tropical forest, that is, future climate change due to global warming would cause much less biome change than the direct effect of land use change.

Figure 3 shows the changes in model-calculated South American tropical forest and savanna land cover area. There is a consistent increase in reduction of areas covered by tropical forests (18% [8%] disappear, 30% [23%] inconclusive results for the A2 [B1] scenario and the 2090-2099 time slice) and a corresponding increase of areas covered by savannas. By and large, other similar projections of vegetation changes in response to climate change lend credence to a substantial reduction of forest areas [e.g., Scholze et al., 2006, Cook and Vizy, 2007] or a complete forest die-back [e.g. Jones et al., 2003; Cox et al., 2004].



**Figure 3.** Percentage of the area where more than 75% of the experiments for the SRES A2 and the B1 GHG scenarios, coincide as projecting the permanence, disappearance or appearance of the potential tropical forest (upper panel) and savanna (lower panel), and where there is not a conclusive consensus amongst models. The percentage is calculated in relation with the actual potential vegetation (approximate potential natural area of tropical forest is  $8.39 \times 10^6 \text{ km}^2$  and savanna is  $4.98 \times 10^6 \text{ km}^2$ ).

#### 4. CONCLUSIONS

Climate change scenarios arising from IPCC AR4 global climate models and also from regional models point towards a much warmer future for South America, with projected air temperature increases in the range of 2 to 6°C through 2100. However, there is still considerable uncertainty with respected to rainfall changes, mainly for Amazonia and Northeast Brazil. The increase in temperature may induce larger evapotranspiration in tropical regions. That, in turn, could result in reduction in the amount of soil water, even when rainfall

does not change significantly. That factor by itself can trigger the replacement of the present-day potential biomes by other vegetation types which may be more adapted to less soil water. That is, tropical savannas replacing tropical forest in Amazonia. If severe droughts become more frequent in the future, which is a common projection for a warmer planet, then the process of 'savannization' of eastern Amazonia can further accelerate, since there is a higher probability of that area be stricken by droughts in the forest-covered areas of Amazonia [Hutyra et al., 2005].

The consensus analyses project for tropical South America a 18% (8.2%) reduction of areas covered by tropical forest for the A2 (B1) GHG emission scenarios, and a corresponding 30.4% (13.9%) increase of areas covered by savannas for the 2090-2099 time-slice. The reduction of tropical forest that is replaced by savanna is concentrate principally in the Southeastern Amazonia. These changes in vegetation are due to decrease of the annual soil moisture or/and increase of the dry season. The area for which consensus of the future condition of the forest biome was not reached is concentrated in the eastern Amazonia.

The future of biome distribution in tropical South America in face of the synergistic combination of impacts due to both land cover (deforestation, forest fires and fragmentation) and climate changes, resulting in warmer and possibly drier climates, points out to 'savannization' of portions of the tropical forests of Amazonia and possibly 'aridization' of parts of Northeast Brazil. Our results support these trends. For Amazonia that trend would be greatly exacerbated by fires [Nepstad et al. 1999, 2001]. The more adapted species that may be able to withstand the new conditions are typically those of the tropical and subtropical savannas. These are naturally more adapted to hotter climates with marked seasonality in rainfall and long dry seasons and where fire plays an important ecological role. Considering that the time scale for natural ecosystem migration of centuries to millennia is much larger than the expected time scale of decades

for both GHG-induced climate and land use changes, these have the potential of profoundly impacting ecological diversity of plant and animal species on a mega-diverse region of the planet. In sum, one cannot really expect effective adaptation policies when there is the potential for massive ecosystem disruptions brought about by projected climate changes of this century. Our findings reinforce the case for mitigating climate change to avoid a dangerous interference with the ability of natural ecosystems to adapt to it.

### **Acknowledgments:**

This work is part of the first author's doctoral thesis at the Meteorology Graduate Program of the Brazilian Institute of Space Research (INPE), under the supervision of the second author. We acknowledge the modeling groups for making their simulations available for analysis, the Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI) for collecting and archiving the CMIP3 model output, and the WCRP's Working Group on Coupled Modelling (WGCM) for organizing the model data analysis activity. The WCRP CMIP3 multi-model dataset is supported by the Office of Science, U.S. Department of Energy.

### **REFERENCES**

Claussen, M., and M. Esch (1994), Biomes computed from simulated climatologies, *Clim. Dynam.*, 9, 235-243.

Cook, K.H. and E.K. Vizzy (2007), Effects of 21<sup>st</sup> Century Climate Change on the Amazon Rainforest, *J. Climate*, Submitted.

Cox, P.M., R.A. Betts, M. Collins, P.P. Harris, C. Huntingford, and C.D. Jones (2004), Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century, *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137-156, doi: 10.1007/s00704-004-0049-4.

Dorman, J. L., and P.J. Sellers (1989), A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). *J. Appl. Meteorol.*, 28, 833-855.

Foley, J. A., I. C. Prentice, N. Ramankutty, S. Levis, D. Pollard, S. Sitch, and A.

- Haxeltine (1996), An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 10, 603-628.
- Gash, J.H.C. and C.A. Nobre (1997), Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 823-830.
- Hutyra, L. R., J.W. Munger, C.A. Nobre, S.R. Saleska, S.A. Vieira, S.C. Wofsky (2005), Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia, *Geophys. Res. Lett.*, 32 (24), L24712, doi:10.1029/2005GL024981.
- Jones, C.D., P.M. Cox, R.L.H. Essery, D.L. Roberts, M.J. Woodage (2003), Strong carbon cycle feedbacks in a climate model with interactive CO<sub>2</sub> and sulphate aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 30(9), 1479, doi: 10.1029/2003GL016867.
- Kutzbach, J., R. Gallimore, S. Harrison, P. Behling, R. Selin, and F. Laarif (1998), Climate and the biome simulations for the past 21,000 years, *Quat. Sci. Rev.*, 17, 473-506.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Jun, T. Kram, E.L. Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, K. Raihi, A. Roehrl, H-H. Rogner, A. Wankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, and Z. Dadi (2000), IPCC special report on emissions scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 pp.
- Neilson, R.P. (1995), A model for predicting continental-scale vegetation distribution and water balance, *Ecol. Appl.*, 5, 362-385.
- Nepstad, D.C., A. Verissimo, A. Alencar, C.A. Nobre, E. Lima, P. Lefebvre, P. Schlesinger, C. Potter, P. Moutinho, E. Mendonza, M. Cochrane, and V. Brooks (1999), Large scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire, *Nature*, 398, 505-508.
- Nepstad, D., G. Carvalho, A. C. Barros, A. Alencar, J. P. Capobianco, J. Bishop, P. Moutinho, P. Lefebvre, U. L. Silva, and E. Prins (2001), Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests, *Forest Ecol. Manage.*, 154, 395-407.
- Nobre, C.A., P.J. Sellers, and J. Shukla (1991), Amazonian deforestation and regional climate change, *J. Climate*, 4, 957-988.

Nobre, C.A., M.D. Oyama, G.S. Oliveira, J.A. Marengo, and E. Salati (2004), Impacts of climate change scenarios for 2091-2100 on the biomes of South America. Paper presented at First CLIVAR International Conference, Baltimore, USA, 21-25 June.

Nobre, C.A., G.S Oliveira, and L.F. Salazar (2006), Climate and land use changes in Amazonia: Impacts on the hydrological cycle and biome distribution, in *Water and Environment*, edited by Pontifical Academy of Science, Roma, In press.

Oyama, M. D., and C.A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2199, doi: 10.1029/2003GL018600.

Oyama, M.D. and C.A. Nobre (2004), A simple potential vegetation model for coupling with the Simple Biosphere Model (SIB), *Rev. Bras. Meteorol.*, 19 (2), 203-216.

Prentice, K.C. (1990), Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 95(D8), 11811-11830

Prentice, I. C., W. Cramer, S. P Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud. and A. M. Solomon (1992), A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties, and climate, *J. Biogeogr.*, 19, 117-134.

Scholze, M., W. Knorr, N.W. Arnell, and I.C. Prentice (2006), A climate-change risk analysis for world ecosystems, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 103, 35: 13116-13120.

Sitch, S., B. Smith, I.C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J.O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M.T. Sykes, K. Thonicke, and S. Venevsky (2003), Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, *Global Change Biol.*, 9, 161- 185.

Tabarelli, M., L.Z. Pinto, J.M.C. Silva, M. Hirota, and L. Bede (2005), Challenges and Opportunities for biodiversity conservation in the Brazilian Atlantic Forest, *Conservation Biology*, 19 (3), 695-700.

Willmott, C. J. and K. Matsuura (1998), Global Air Temperature and Precipitation: Regrided Monthly and Annual Climatologies, Center for Climatic Research, University of Delaware, Newark, Version 2.01.



# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)