



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
MUSEU PARAENSE EMÍLIO GOELDI
EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS**

FLÉRIDA SEIXAS MORENO DA SILVA

**ESTUDO DOS POTENCIAIS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E DE
ALTERAÇÕES NA COBERTURA VEGETAL NOS RECURSOS HÍDRICOS NA
REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA**

**BELÉM/PA
2008**

FLÉRIDA SEIXAS MORENO DA SILVA

**ESTUDO DOS POTENCIAIS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E DE
ALTERAÇÕES NA COBERTURA VEGETAL NOS RECURSOS HÍDRICOS NA
REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA**

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

Área de concentração: Física do Clima.

Orientadora: Prof^a Dra. Maria Aurora Santos da Mota.

Co-orientador: Prof. Dr. Luiz Antonio Candido.

**BELÉM/PA
2008**

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

Silva, Flérida Seixas Moreno da

S586e Estudo dos potenciais impactos das mudanças climáticas e de alterações na cobertura vegetal nos recursos hídricos na região central da Amazônia / Flérida Seixas Moreno da Silva – 2008

98 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) – Curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

Orientador; Maria Aurora dos Santos Mota; Co-orientador, Luiz Antonio Cândido.

1. Recursos hídricos. 2. Modelagem continental. 3. Mudanças climáticas. 4. Desmatamento. 5. Amazônia. I. Universidade Federal do Pará. II. Mota, Maria Aurora dos Santos, Orient. III. Cândido, Luiz Antonio, Co-orient. IV. Título.

CDD 20. ed.:551.4809811

FLÉRIDA SEIXAS MORENO DA SILVA

**ESTUDO DOS POTENCIAIS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS E DE
ALTERAÇÕES NA COBERTURA VEGETAL NOS RECURSOS HÍDRICOS NA
REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA**

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

Área de concentração: Física do Clima.

Orientadora: Prof^ª Dra. Maria Aurora Santos da Mota.

Co-orientador: Prof. Dr. Luiz Antonio Candido.

Data de Aprovação: 31/01/2008

Banca Examinadora:

Prof^º Luiz Antonio Candido - Co-Orientador
Doutor em Meteorologia
Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia - INPA

Prof^º Antonio Ocimar Manzi - Membro
Doutor em Física da Atmosfera
Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA

Prof^º Edson José Paulino da Rocha - Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará – UFPA

Prof^º José Henrique Cattanio - Membro
Doutor Agronomia Tropical
Universidade Federal do Pará – UFPA

*Ao grande e eterno amor
da minha vida,
minha Mãe.*

AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me concedido a vida, que nos ilumina e nos encoraja a superar momentos difíceis.

Ao Prof^o Dr. Antônio Luiz Candido pela orientação, paciência e também por apresentar as exigências necessárias nos momentos de cobrança.

A Dra. Maria Aurora Santos da Mota, pela paciência e também pelas preciosas recomendações, correções e sugestões na fase final de meu trabalho.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho, pelas críticas e sugestões fornecidas.

A Rede de Modelagem Ambiental da Amazônia – GEOMA pelo incentivo inicial.

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Amazonas – FAPEAM pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) pelo apoio e estrutura oferecido.

Ao Paulo Ricardo Teixeira da Silva, pela eterna prontidão no socorro computacional.

A amiga Rosângela de Castro Barros, por todo companheirismo e compreensão nos momentos mais difíceis.

À amiga e “irmã” Andressa Tavares Parente, por jamais negar uma ajuda, encaminhar a outras pessoas o que não podia ajudar, pelo apoio em etapas difíceis da minha vida, pelo incentivo em tudo, pelas adoráveis e divertidas conversas, pela irreverência e pelo carinho.

Ao amigo Hardney Martins e Família, pelo carinho e atenção a mim dispensados.

Ao amigo José Galúcio Campos, precursor de toda essa jornada.

Aos professores e colegas de Curso de Pós-Graduação em Ciências Ambientais, em especial a Elida, Joelma, Silvana, Capela, Josivan, Cléo, Williams, Jean, pelo convívio gratificante, ensinamentos, descontração e amizade.

Ao Professor Dimitrie pela boa vontade e ajuda dispensada na solução de algum problema.

E a todos que de uma forma ou de outra contribuíram para a realização deste trabalho.

*Bem-aventurados os pobres de espírito porque deles é o Reino dos Céus.
Bem-aventurados os mansos porque possuirão a terra.
Bem-aventurados os que choram porque serão consolados.
Bem-aventurados os que têm fome e sede de justiça porque serão saciados.
Bem-aventurados os misericordiosos porque alcançarão misericórdia.
Bem-aventurados os puros de coração porque verão a Deus.
Bem-aventurados os pacíficos porque serão chamados filhos de Deus.*

(Mateus 5,3-11)

RESUMO

Este trabalho busca avaliar e quantificar os impactos na disponibilidade hídrica local na região da Amazônia Central, decorrentes de possíveis mudanças climáticas e modificações na cobertura vegetal, por meio de um experimento de simulação numérica com o modelo de biosfera Common Land Model (CLM), no modo “*off line*”. Os resultados de 9 modelos climáticos acoplados Oceano-Atmosfera para três cenários de alterações climáticas do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC-AR4) foram utilizados para compor a base das forçantes climáticas do modelo de biosfera CLM. Em relação ao uso da terra, foram utilizados cenários de dinâmica de desmatamento para a região no caso “*business as usual*” previstos para cada ano do período de 2001 a 2050. A área de estudo compreende o domínio da drenagem da Bacia do Rio Cuieiras na Amazônia Central. A partir dos resultados dos modelos analisaram-se, para cada conjunto de simulações, as incertezas das projeções em relação à precipitação e a temperatura e o impacto no ciclo hidrológico terrestre, considerando a variabilidade entre os modelos e os cenários de emissões de CO₂; bem como as alterações nas componentes do balanço de água e energia a superfície associada a variações progressivas na cobertura de floresta e sua substituição por pastagem. Os resultados indicam que diante de um cenário de mudanças climáticas que resultem em uma diminuição (aumento) persistente na precipitação média anual, tanto o escoamento quanto o armazenamento de água no solo serão diretamente afetados. Em relação às alterações na cobertura vegetal tanto as componentes dos balanços de água e energia foram significativamente afetados pela substituição da floresta por pastagem, apresentando redução na evapotranspiração e aumentos no armazenamento de água no solo e do escoamento total.

Palavras-Chave: Modelagem continental. Recursos hídricos. Mudanças climáticas. Desmatamento. Amazônia.

ABSTRACT

This research focused on evaluating and quantifying the impacts in water availability in Amazônia Central Region, due to possible climatic change and land use changes, through a numerical modeling experiment using the Common Land Model (CLM) biosphere model, in off line mode. The results of 9 Ocean-Atmosphere Coupled Models and 3 climatic change scenarios from IPCC – AR4 was used, in order to establish the basin of climatic forcing of CLM model. It was also used the deforestation dynamic scenario in the case of business as usual, predicted for each year of 2001-2050 period. Thus, draining basin of Rio Cuieiras on Amazônia Central was considered. From the results of the models, the uncertainties of projections relative to precipitation and temperature, was analyzed for each simulations, considering the variability between the models and the CO₂ emission scenario; as well as modifications in water and energy balance components associated to variations on forest cover and its substitution for pasture. The results indicate that, in the case of a scenario of climate change which leads in a persistent decrease (increase) on annual mean rainfall, both runoff and water storage in soil will be directly affected. About modification in cover, the water and energy balance components was strongly affected by substitution of forest by pasture, showing decrease in evapotranspiration and increase on soil water storage and in total runoff.

Keywords: Modeling. Hydrologic cycle. Climate change. Land cover change. Amazônia.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

| | | |
|-------------------|--|----|
| Figura 2.1 | Bacia do rio Cuieiras e rede de drenagem associada, localização em relação à Manaus..... | 27 |
| Figura 2.2 | Climatologia de precipitação total mensal e temperatura do ar média mensal para a área da bacia do Rio Cuieiras..... | 28 |
| Figura 2.3 | Hierarquia da sub-grade do CLM..... | 30 |
| Figura 2.4 | Evolução da concentração de CO ₂ para os diferentes cenários considerados no IPCC/AR4..... | 40 |
| Figura 2.5 | Ciclo sazonal climatológico (média do período 1961-90) da temperatura do ar (°C) observada (OBS) e simulada (cenários 20c3m, B1, A1B e A2) pelos modelos HADCM3 (a) e IPCM4 (b). Os valores em destaque representam a diferença entre o cenário 20c3m frente à observação (OBS) e os cenários do clima futuro (B1,A1B e A2) frente ao cenário 20c3m..... | 44 |
| Figura 2.6 | Ciclo sazonal climatológico (média do período 1961-90) da precipitação (mm/dia) observada (OBS) e simulada (cenários 20c3m, B1, A1B e A2) pelos modelos HADCM3 (a) e IPCM4 (b). Os valores em destaque representam a diferença entre o cenário 20c3m frente à observação (OBS) e os cenários do clima futuro (B1,A1B e A2) frente ao cenário 20c3m..... | 45 |
| Figura 2.7 | Distribuição de freqüência de chuva, média horária e acumulado mensal, para o modelo HADCM3 no cenário A1B..... | 47 |
| Figura 2.8 | Evolução temporal da fração de cobertura de floresta e de pastagem no domínio da bacia do rio Cuieiras simulado pelo modelo Dinâmica no cenário “business as usual” entre os anos de 2001 e 2050..... | 49 |
| Figura 2.9 | Padrão espacial da evolução do desmatamento na Bacia do Rio Cuieiras (retângulo nas figuras) referentes as frações de cobertura de floresta de: 100% (a), 50%(b), 30%(c) e 10%(d)..... | 51 |
| Figura 3.1 | Tendência decadal da variação média anual da temperatura para o cenário B1 (a), A1B (b) e A2 (c)..... | 55 |
| Figura 3.2 | Tendência decadal da variação média anual da precipitação (mm/dia) para o cenário B1 (a), A1B (b) e A2 (c)..... | 57 |
| Figura 3.3 | Médias anuais da: (a) evapotranspiração (mm/dia), (b) escoamento total (mm/dia) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir dos dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão B1..... | 59 |

| | | |
|--------------------|---|----|
| Figura 3.3c | Médias anuais da água armazenada no solo (mm) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir dos dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão B1..... | 60 |
| Figura 3.4 | Médias anuais da: (a) evapotranspiração (mm/dia), (b) escoamento total (mm/dia) e (c) água armazenada no solo (mm) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão A1B..... | 61 |
| Figura 3.5 | Médias anuais da: (a) evapotranspiração (mm/dia), (b) escoamento total (mm/dia) e (c) água armazenada no solo (mm) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão A2..... | 63 |
| Figura 3.6 | Varição projetada para a precipitação (mm/dia) por modelo e por cenário de emissão da última década do século (2090 a 2099) em relação a do clima atual (definido por 1990 a 1999)..... | 65 |
| Figura 3.7 | Média anual da precipitação (mm/dia) por década do modelo HADCM3 nos cenários B1, A1B e A2..... | 66 |
| Figura 3.8 | Média anual da precipitação (mm/dia) por década do modelo IPCM4 nos cenários B1, A1B e A2..... | 66 |
| Figura 3.9 | Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para precipitação (mm/dia) em relação ao clima futuro..... | 67 |
| Figura 3.10 | Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para evapotranspiração (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 67 |
| Figura 3.11 | Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para o escoamento (mm/dia) calculado pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 68 |
| Figura 3.12 | Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para a água armazenada no solo (mm) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 68 |
| Figura 3.13 | Resultados das projeções climáticas do modelo CNCM3: (a) precipitação (mm/dia) em relação ao clima futuro e (b) evapotranspiração (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 69 |
| Figura 3.14 | Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para a precipitação (mm/dia) em relação ao clima futuro..... | 70 |

| | | |
|--------------------|--|----|
| Figura 3.15 | Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para a evapotranspiração (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 70 |
| Figura 3.16 | Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para o escoamento (mm/dia) calculado pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 71 |
| Figura 3.17 | Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para a água armazenada (mm) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro..... | 71 |
| Figura 3.18 | Média e desvio padrão entre os Modelos (CNRM3, GFCM 21, GIEH, GIER, HADCM3, IPCM4, MIHR e MIMR) por cenário de emissão (B1, A1B e A2), para as variáveis: precipitação, evapotranspiração, escoamento total (Runoff) e conteúdo de água armazenado no solo (Wliq)..... | 73 |
| Figura 3.19 | Ciclo anual do fluxo de calor latente para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% de CF)..... | 78 |
| Figura 3.20 | Ciclo anual do fluxo de calor sensível para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle..... | 77 |
| Figura 3.21 | Ciclo anual do fluxo de calor no solo para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% de CF)..... | 79 |
| Figura 3.22 | Ciclo anual da razão de bowen para os cenários de desmatamento, (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% de CF)..... | 80 |
| Figura 3.23 | Média anual dos componentes do Balanço de Água simulados para 100 e 10% de CV. Evapotranspiração total (Evapt_total), Evaporação do solo (E_solo), Evapotranspiração do dossel (Evapt.), Transpiração do dossel (Tp_D), Evaporação do dossel (Evap_D), Escoamento total (R_total), Escoamento superficial (Rsur) e Escoamento subterrâneo (R_sub)..... | 81 |
| Figura 3.24 | Média mensal do conteúdo de água armazenado no solo, (a) 0,018 a 0,073, (b) 0,073 a 0,30, (c) 0,30 a 1,6 e (d) 1,6 a 4,5 m de profundidade do solo..... | 85 |

LISTA DE TABELAS

| | | |
|-------------------|--|----|
| Tabela 2.1 | Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados no experimento..... | 32 |
| Tabela 2.2 | Resultados encontrados dos parâmetros do solo, neste trabalho..... | 34 |
| Tabela 2.3 | Modelos do IPCC – AR4 utilizados neste estudo..... | 42 |
| Tabela 2.4 | Fração de área florestada da Bacia do Rio Cuieiras [em %] em função do ano de ocorrência..... | 50 |
| Tabela 3.1 | ΔT : variação da temperatura ($^{\circ}C$); ΔP : variação da precipitação (mm/dia); ΔE : variação da evapotranspiração (mm/dia); ΔR : variação do escoamento (mm/dia) e W_{liq} : variação da água armazenada no solo (mm)..... | 64 |
| Tabela 3.2 | Impactos dos cenários de desmatamento nos componentes do balanço de energia à superfície. H: fluxo de calor sensível (W/m^2); LE: fluxo de calor latente (W/m^2); Rn: saldo de radiação (W/m^2); G: fluxo de calor no solo (W/m^2) e Bo: razão de bowen. Os valores correspondem as diferenças das médias anuais entre o cenário Controle e 70%, 50%, 30% e 10% de cobertura vegetal..... | 76 |
| Tabela 3.3 | Impactos dos cenários de desmatamento nos componentes do balanço de água terrestre. Evapt_total: evapotranspiração total (mm/dia); Evap_solo: evaporação do solo (mm/dia); Evapt_dossel: evapotranspiração do dossel (mm/dia); Tp_dossel: transpiração do dossel (mm/dia); Interc_dossel: interceptação do dossel (mm/dia); R_total: escoamento total (mm); R_sup: escoamento superficial e R_sub: escoamento subsuperficial. Os valores correspondem às diferenças das médias anuais e sazonais entre o cenário 100%CF (controle) e 70%, 50%, 30% e 10% de cobertura florestal..... | 83 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

| | |
|-----------------|---|
| ABRACOS | - Anglo-Brazilian Climate Observation Study |
| AR4 | - Quarto Relatório Científico |
| ARME | - Amazon Regional Micrometeorology Experiment |
| BATS | - Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme |
| CF | - Cobertura de Floresta |
| CLM | - Common Land Model |
| CO ₂ | - Dióxido de Carbono |
| COLA | - Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies |
| CRU | - Climate Research Unit |
| CSM | - Climate System Model |
| EMBRAPA | - Empresa BRasileira de Pesquisa Agropecuária |
| FAR | - Primeiro Relatório Científico |
| GEE | - Gases de Efeito Estufa |
| GT | - Grupo de Trabalho |
| GT1 | - Grupo de Trabalho 1 |
| GT2 | - Grupo de Trabalho 2 |
| GT3 | - Grupo de Trabalho 3 |
| IAP9 | Modelo de Superfície Continental |
| INPA | - Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia |
| IPCC | - Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas |
| LBA | - Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia |
| LSM | - Land Surface Model |
| MCG | - Modelo de Circulação Geral |
| PFT's | - Tipos Funcionais de Plantas |
| SAR | - Segundo Relatório Científico |
| SRES | - Relatório Especial de Cenários de Emissões |
| SVAT | - Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer |

TAR - Terceiro Relatório Científico
ZCIT - Zona de Convergência InterTropical

LISTA DE SIMBOLOS

| | | |
|----------------|---|--------------------------------|
| D_d | Precipitação que atravessa a vegetação | mm |
| B | Expoente de Clapp e Hornberger | - |
| D_r | Escoamento pelo tronco | mm |
| E_c | Evapotranspiração do dossel | mm dia ⁻¹ |
| E_g | Evaporação do solo | mm dia ⁻¹ |
| E_{tr} | Transpiração do dossel | mm dia ⁻¹ |
| E_w | Evaporação da água interceptada da fração úmida | mm dia ⁻¹ |
| F | Fluxo de calor no solo | W m ⁻² |
| f_v | Fração de cobertura vegetal | - |
| H_c | Fluxo de calor sensível associado à fração de área vegetada | W m ⁻² |
| H_g | Fluxo de calor sensível associado à fração de solo nu | W m ⁻² |
| K_{sat} | Condutividade hidráulica à saturação | m s ⁻¹ |
| L_{AI} | Índice de área foliar | m ² m ⁻² |
| LE_g | Fluxos de calor latente de vaporização associado à fração de solo nu | W m ⁻² |
| L_v | Calor latente de vaporização | J kg ⁻¹ |
| $L_v E_v$ | Fluxo de calor latente de vaporização associado à fração de área vegetada | W m ⁻² |
| P | Precipitação que chega ao topo do dossel | mm dia ⁻¹ |
| $R_{n,c}$ | Saldo de radiação no dossel | W m ⁻² |
| $R_{n,g}$ | Saldo de radiação no solo | W m ⁻² |
| S_{AI} | Índice de área do caule | m ² m ⁻² |
| T_c | Temperatura do dossel | °C |
| T_j | Temperatura do solo profundo | K |
| W_{ice} | Quantidade de gelo armazenado no solo | mm |
| W_{liq} | Quantidade de água armazenada no solo | mm |
| θ_{sat} | Porosidade | m ³ m ⁻³ |
| ψ | Potencial | m |
| λ_d | Condutividade térmica do solo | ms ⁻¹ |
| $\rho_c c_d$ | Capacidade térmica do solo | ms ⁻¹ |
| σ_f | Fração de cobertura vegetal que não foi coberta de neve | - |

| | | |
|---------------------|---------------------------------------|---|
| ψ_{sat} | Potencial de água no solo a saturação | m |
| Δz_j | Espessura da j-ésima camada do solo | m |

SUMÁRIO

| | | |
|--------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO | 20 |
| 2 | MÉTODOLOGIA | 26 |
| 2.1 | ÁREA DE ESTUDO..... | 26 |
| 2.2 | MODELO DE BIOSFERA..... | 28 |
| 2.2.1 | Estrutura do modelo | 29 |
| 2.2.2 | Processos biofísicos | 30 |
| 2.2.3 | Parâmetros dos biomas | 31 |
| 2.2.4 | Parâmetros do solo | 33 |
| 2.2.5 | Condições de contorno atmosféricas | 34 |
| 2.2.6 | Equações prognósticas | 34 |
| 2.2.7 | Fluxos de superfície | 36 |
| 2.2.8 | Fluxos de calor sensível | 37 |
| 2.2.9 | Fluxos de calor latente | 37 |
| 2.2.8 | Resistência estomatal e fotossíntese | 35 |
| 2.2.9 | Armazenamento de água pelo dossel | 36 |
| 2.2.10 | Evaporação e interceptação da precipitação | 38 |
| 2.2.11 | Resistência estomática e fotossíntese | 38 |
| 2.2.12 | Transferência radiativa no dossel | 39 |
| 2.3 | CONSTRUÇÃO DOS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E DE MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL | 39 |
| 2.3.1 | Cenários de emissões | 39 |
| 2.3.2 | Cenários de mudanças climáticas | 40 |
| 2.3.3 | Modelos considerados para compor a base das forçantes climáticas | 43 |
| 2.3.4 | Construção das forçantes climáticas | 45 |
| 2.4 | CENÁRIOS DE ALTERAÇÕES DE COBERTURA VEGETAL | 47 |
| 2.5 | RESUMO DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS | 52 |
| 3 | RESULTADOS | 53 |
| 3.1 | CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS | 53 |

| | | |
|-------|--|----|
| 3.1.1 | Tendências de longo termo das projeções de precipitação e temperatura.... | 53 |
| 3.1.2 | Análise de tendência das componentes hidrológicas..... | 58 |
| 3.1.3 | Variabilidade entre modelos e cenários..... | 65 |
| 3.1.4 | Variação sazonal da precipitação, evaporação, escoamento e água no solo: presente e futuro..... | 66 |
| 3.2 | CENÁRIOS DE MUDANÇA DE COBERTURA VEGETAL..... | 74 |
| 3.2.1 | Impactos no balanço de energia à superfície..... | 74 |
| 3.2.2 | Impactos no balanço de água..... | 80 |
| 3.2.3 | Conteúdo de água armazenada no solo..... | |
| 4 | DISCUSSÃO DOS RESULTADOS..... | 87 |
| 4.1 | CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS..... | 87 |
| 4.2 | CENÁRIOS DE MUDANÇAS DA COBERTURA VEGETAL..... | 88 |
| 5 | CONCLUSÕES..... | 90 |
| | REFERÊNCIAS | 91 |
| | ANEXO | 97 |
| | ANEXO A – TABELA DOS TIPOS DE COBERTURA ADOTADOS NO MODELO CLM | 98 |

1 INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica representa a maior extensão de floresta tropical do globo, com mais de 5 milhões de km², possui aproximadamente um quarto das espécies animais e vegetais e é abundante em recursos hídricos, florestais e minerais. A precipitação média anual na Amazônia é de 2300 mm e o fluxo médio de água do rio Amazonas para o oceano Atlântico é de 200.000 m³/s, o que corresponde a 18% do fluxo total de água doce despejado pelos rios nos oceanos (NOBRE et al., 2001). A floresta exerce significativa influência no clima local e global, devido aos fluxos de energia e água da superfície para a atmosfera (FREITAS, 2004). A supressão da vegetação e a mudança na cobertura vegetal desencadeiam uma série de alterações no meio físico, no ciclo hidrológico e no clima (GASH ; NOBRE, 1997). Dentre os efeitos das mudanças climáticas globais, destaca-se a elevação da temperatura global e potenciais alterações no regime de chuvas, que podem, por exemplo, afetar o suprimento dos mananciais que abastecem as cidades (CUNHA; OLIVEIRA; NUNES, 2002).

Em escala regional a temperatura do ar e a precipitação podem ser fortemente influenciadas pela topografia, diferentes usos do solo ou pela proximidade de grandes corpos de água, além de mecanismos intrínsecos que se diferenciam dos efeitos de grande escala (CUNHA; OLIVEIRA; NUNES (op.cit); ROSOLEM, 2005; JUAREZ; ROCHA, 2006). Outro aspecto importante a ser analisado se refere aos efeitos das atividades antrópicas no ciclo hidrológico. Entre essas atividades podem ser destacadas as mudanças do uso da terra como o desmatamento, agricultura e urbanização, cuja dinâmica é mais acentuada em pequena escala (JUAREZ; ROCHA, op.cit).

Cunha, Oliveira e Nunes (2002) reportaram que o planeta tem sofrido, desde meados do século XIX, um aumento na concentração atmosférica de CO₂ com um conseqüente aumento da temperatura média global próximo à superfície. Os autores ressaltam que os impactos das mudanças climáticas devem afetar vários domínios, mas os recursos hídricos constituem certamente aquele domínio em que estes impactos serão mais significativos, quer pela relação direta da importância da água no clima, quer pela disponibilidade da água condicionar muitos outros setores da atividade humana.

Um procedimento fundamental para se estudar as características do clima e simular modificações decorrentes da ação antrópica consiste na utilização de modelos numéricos. Em geral, os resultados de estudos numéricos com diferentes cenários de mudanças climáticas e usos da terra indicam que a uma diminuição da precipitação (com menor consistência), relacionada com aumento da temperatura, o que poderá provocar uma diminuição da disponibilidade hídrica no caso da substituição de floresta por vegetação de pequeno porte. No entanto, para a Amazônia, as variações sazonais das alterações da temperatura e precipitação, não confirmam claramente esta tendência (CUNHA; OLIVEIRA; NUNES, 2002; NUÑEZ; SOLMAN; CABRE, 2006).

Güntner e Bronstert (2000), utilizando um modelo determinístico de balanço de água para o Nordeste brasileiro, observaram uma futura diminuição na disponibilidade de água à superfície nos estados do Ceará e Piauí. De acordo com os resultados das simulações, a diminuição porcentual na média anual do escoamento superficial é mais acentuada do que a diminuição na precipitação.

Diversos experimentos com modelos numéricos atmosféricos (ex. ROCHA, 2001; OYAMA, 2003; SANTOS, 2004) têm mostrado que, sobre regiões tropicais, o estado da vegetação influencia no clima regional, e que o clima atual e a vegetação coexistem em um equilíbrio dinâmico que pode ser alterado por grandes perturbações em qualquer dos dois componentes (clima e vegetação) (OYAMA; NOBRE, 2003).

Manzi e Planton (1996) utilizaram o modelo ISBA em conjunto com o MCG EMERAUDE, para avaliar a substituição da vegetação original por pastagem degradada. O resultado da modelagem mostrou uma redução da evapotranspiração, redução da precipitação em algumas partes da bacia, mas crescimento no Norte, Sudoeste e Sudeste da Amazônia e aumento do escoamento.

Nobre, Sellers e Shukla (1991) utilizaram o MCG COLA juntamente com o SVAT SiB para avaliar as mudanças regionais do clima decorrentes da substituição da floresta Amazônica por pastagem. As simulações indicaram aumento da temperatura (1 a 3 °C), diminuição da precipitação (20 a 30%), diminuição da evapotranspiração (20 a 40%) e diminuição do escoamento (18%). O comportamento do escoamento após o desmatamento está em desacordo com o trabalho citado anteriormente porque a redução da

evapotranspiração foi superior a redução da evapotranspiração decorrente de uma mudança regional do clima.

A vegetação tem influência direta no processo de erosão, na qualidade da água, na dinâmica de nutrientes, na proteção de mananciais e na produção de água. Sua retirada acarreta uma série de alterações no meio físico, como a diminuição nas taxas fotossintéticas e de evapotranspiração, esta última podendo modificar as taxas de precipitação (LINHARES, 2005).

Delgado e Guenni (2006) mostram que mudanças na cobertura de vegetação pela conversão de áreas de florestas em áreas de savana, afetam o regime de água pela diminuição da evapotranspiração real e aumento no escoamento superficial. Essa aparente condição positiva pode trazer conseqüências negativas pelo aumento do sedimento na bacia, especialmente se o desmatamento e as atividades humanas continuarem a aumentar na razão atual. Esses resultados demonstram o papel regulador das florestas nos processos evaporativos e na produção final dos reservatórios.

Em função da forte interação entre a atmosfera e os sistemas florestais na Amazônia, fica evidente que mudanças na cobertura do solo acabarão por alterar os componentes do balanço hídrico, podendo diminuir a produção do vapor d'água por evapotranspiração e, numa análise superficial, aumentando a vazão instantânea dos rios, pelo aumento do escoamento superficial nas áreas desmatadas. Isto poderá implicar numa diminuição dos recursos hídricos (altera o armazenamento) disponíveis no sistema solo-planta-atmosfera na região Amazônica, reduzindo o tempo de residência da água nos ecossistemas considerados, bem como diminuindo a oferta de vapor d'água para outras regiões (FREITAS, 2004; SALATI; SANTOS; KLABIN, 2006).

Embora estes impactos não sejam completamente e rigorosamente conhecidos, já existe um elevado grau de confiança sobre algumas tendências que deverão implicar nas estratégias de gestão dos recursos hídricos (CUNHA; OLIVEIRA; NUNES, 2002).

O Experimento LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia), através de coleta de dados observacionais nos vários sítios experimentais e de estudos de modelagem numérica, tem feito um considerável esforço para avaliar o ciclo

hidrológico em função das modificações na cobertura vegetal, tanto em áreas de floresta nativa quanto em áreas degradadas.

Pela diversidade de resultados das pesquisas e lacunas existentes, é evidente a necessidade de aprimorar o conhecimento científico da interação entre atmosfera, os sistemas florestais na Amazônia e os efeitos de suas mudanças no clima, que permitam avançar na direção de previsões mais próximas da realidade. Isso certamente representará uma contribuição a situações de manejo ambiental e no estabelecimento de políticas públicas para o desenvolvimento sustentável na Amazônia, por exemplo.

Para discutir essas questões sobre o impacto das mudanças climáticas e de mudança na cobertura vegetal no ciclo hidrológico, a modelagem numérica é uma importante ferramenta, pois permite que modelos matemáticos sejam aplicados em escalas espaciais diversas separando mecanismos impactantes e o grau de resposta dos processos envolvidos. Esses modelos usam diferentes técnicas de agregação que tentam representar o grau de variabilidade dentro da grade, assumindo que os processos representados nos modelos de grande escala representam as condições médias das variações internas dentro da unidade de grade. Essa condição média fornecida pelos modelos precisa ser tratada quando os resultados necessitam de detalhamento a nível local, como no caso de uma micro-bacia, pois a escala interfere na resposta às perturbações. A modelagem numérica dos processos hidrológicos continentais permite que a variabilidade natural dentro da grade (*“sub-grid variability”*) seja considerada com refinado detalhe das características da superfície, como topografia, cobertura vegetal e tipos de solo. A aplicação deste tipo de refinamento ainda não foi explorada em estudos relacionados aos impactos das mudanças climáticas globais ou mesmo do desmatamento no ciclo hidrológico local.

Os estudos de modelagem sobre os impactos do desmatamento e do aquecimento global nos recursos hídricos seguem sempre abordagens de grande escala, tanto do ponto de vista dos mecanismos forçantes quanto na modificação dos processos associados ao balanço hídrico continental, por exemplo, a escala utilizada nos estudos do efeito do desmatamento é tipicamente de alguns quilômetros. Na realidade o desmatamento é um processo que se inicia de forma pontual de modo que até alcançar uma escala de uma região passa-se por vários estágios de menor escala.

De maneira semelhante, os efeitos dos cenários de mudanças climáticas, além de apresentar grande variabilidade entre os modelos, tipicamente abrange áreas que vão desde 100 x 100 km² até cerca de 500 x 500 km². De tal forma que os efeitos locais e sua influência na resposta destas potenciais mudanças não podem ser explorados sem a consideração de alguma técnica de regionalização. Nesse sentido surge perguntas ou hipóteses que só podem ser exploradas utilizando a modelagem e as diversas possibilidades ou cenários de mudanças ou alterações do regime hídrico local, tais como:

- 1) O desmatamento progressivo em pequena escala, de uma área coberta por floresta uniforme pode promover uma mudança também progressiva na disponibilidade hídrica local?
- 2) Os impactos locais das mudanças climáticas, na disponibilidade hídrica, projetadas para a região amazônica, gerados por diferentes modelos climáticos, podem ser explorados utilizando-se uma técnica de regionalização que permita avaliar as incertezas dos impactos dos cenários de mudanças climáticas considerando um único método de representação da biosfera?

Diante das considerações citadas acima, este trabalho tem como objetivo geral avaliar os impactos que possíveis mudanças no clima e na cobertura vegetal possam trazer à disponibilidade hídrica local na região da Amazônia Central, considerando uma abordagem de análise de impacto de pequena escala através da aplicação de um modelo de biosfera.

A análise baseia-se na avaliação da alteração dos componentes do balanço água e energia à superfície associada às variações progressivas na cobertura de floresta e sua substituição por pastagem. No outro foco, a incerteza das projeções de mudanças climáticas e seus impactos nos recursos hídricos locais são discutidas considerando a variabilidade entre modelos e por cenários de emissões que compõem a base do IPCC-AR4.

Em decorrência, surgem os seguintes objetivos específicos:

- Estabelecer cenários de “forçantes” climáticas para a região da Amazônia Central, relativo ao período 1961-2100 com base nos dados do IPCC-AR4.

- Avaliar os impactos das possíveis mudanças no clima da região sobre os recursos hídricos a partir da aplicação de um modelo de biosfera em modo “off-line” (desacoplado).
- Avaliar os impactos de alterações na cobertura vegetal na disponibilidade de água à superfície utilizando cenários futuros de mudanças de uso e cobertura do solo na região.
- Quantificar a alteração na disponibilidade de água na região central da Amazônia em termos do escoamento para os rios, da quantidade água armazenada no solo, e da evapotranspiração, considerando aspectos de tendência anual e do ciclo sazonal, em resposta às variações projetadas no clima e na alteração da cobertura vegetal.

2 METODOLOGIA

2.1 ÁREA DE ESTUDO

O domínio de estudo compreende a área da bacia do Rio Cuieiras (2°35.37'S 60°06.92'W), o local está à cerca de 50 km a noroeste da Cidade de Manaus na Amazônia Central (Figura 2.1), onde está contida a Reserva Biológica do Cuieiras do Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia (INPA). Esta bacia conta com um dos sítios experimentais do Projeto “Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia” (LBA), altamente instrumentado, onde são medidos, desde o ano de 1999, diversos elementos climáticos, hidrológicos e ambientais. A área faz parte da Bacia do Rio Negro (686.810 km²) onde os rios que drenam a floresta tropical são na maior parte do tipo águas escuras, exceção feita ao Rio Branco (WATERLOO et al., 2006).

O relevo é constituído por diversos platôs intercalados por vales onde aparecem vários igarapés, compondo uma rica rede de escoamento, com solo do tipo latossolo amarelo álico, de textura argilosa, com boa drenagem e baixos teores de nutrientes e pH (MALHI et al., 2002). Grande parte da porosidade está concentrada nos macro poros e meso poros (CHAUVEL; GRIMALDI; TESSIER, 1991), através dos quais a água é drenada rapidamente e nos poros mais finos, que contém água não acessível às plantas (CORREA, 1984).

A vegetação é típica de floresta tropical primária não perturbada, bastante diversificada no aspecto florístico, cujo dossel atinge entre 30 e 40 m de altura. Possui uma biomassa seca acima do solo de 300 a 350 t/ha, alto índice de área foliar, que varia de 5 m²/m² na estação seca a 6 m²/m² na chuvosa (MALHI et al., op.cit). A copa florestal é dividida em quatro camadas: árvores emergentes que ultrapassam a 45 m de altura; copa de árvores entre 20 e 35 m de altura; árvores intermediárias, constituídas pela vegetação de regeneração e arbustos.

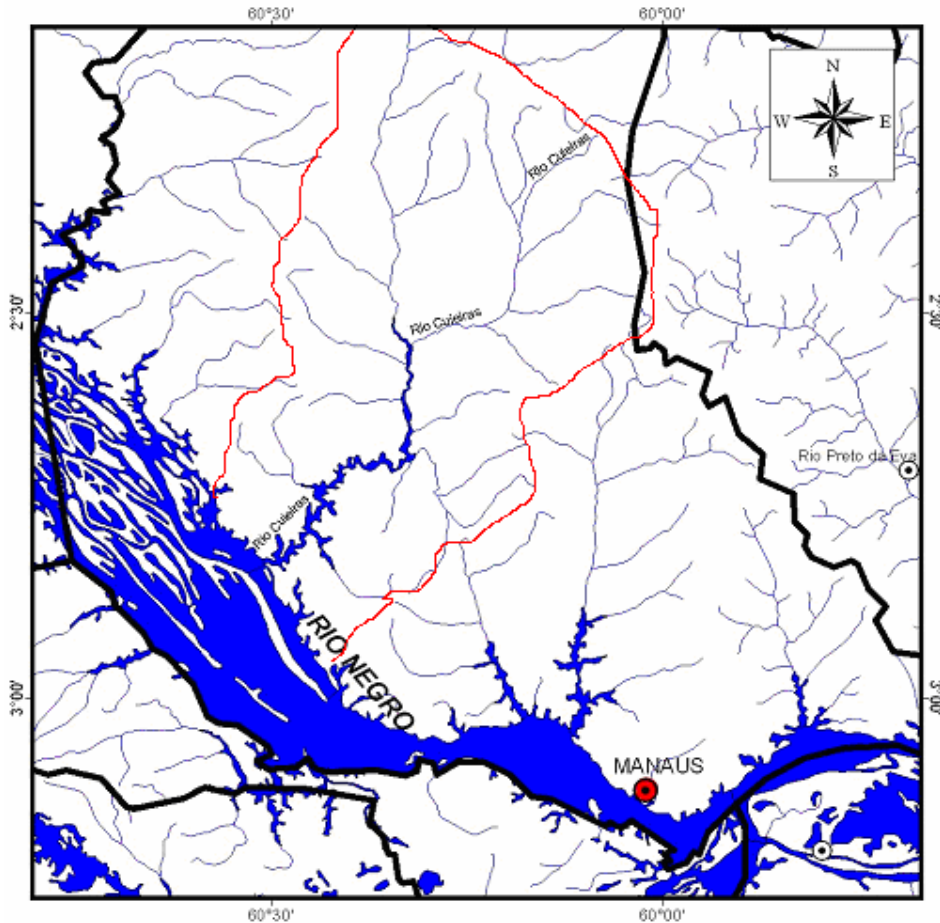


Figura 2.1: Bacia do rio Cuieiras e rede de drenagem associada, localização em relação à Manaus.

Para caracterizar a climatologia da região da bacia do rio Cuieiras são mostradas as médias mensais de precipitação e temperatura do ar (Figura 2.2), referentes ao período de 1974 a 2003, gerados a partir dos dados da estação Climatológica da EMBRAPA, localizada no km 29 da AM-10 (CUNHA et al., 2005).

O clima local é típico da Amazônia Central com temperaturas maiores de agosto a novembro, e abundância de chuva ao longo do ano (cerca de 2287 mm), com uma curta estação seca (julho a setembro) e estação úmida de fevereiro a abril. As temperaturas médias mensais oscilam entre 25,2° C (julho) e 26,7° C (novembro).

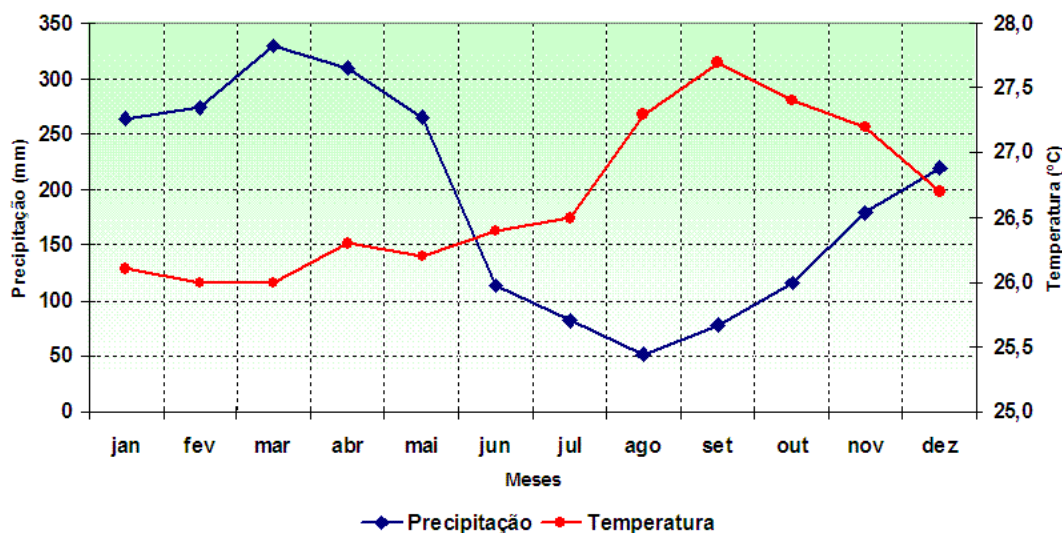


Figura 2.2: Climatologia de precipitação total mensal e temperatura do ar média mensal para a área da bacia do rio Cuieiras.

2.2 MODELO DE BIOSFERA

Para estudar os impactos das mudanças climáticas e de cobertura vegetal no ciclo hidrológico da Amazônia Central, é utilizado neste trabalho o “Common Land Model” (CLM) (DAI et al., 2003), configurado no quadrante 1,5°S a 3,5°S e de -59,5°W a 61,0°W, abrangendo toda a bacia do rio Cuieiras.

O modelo CLM foi primeiramente descrito por Dickson (1996). O CLM resultou de um projeto multidisciplinar e multinstitucional cuja intenção era desenvolver um modelo avançado da superfície continental para uso em estudos climáticos. Este modelo derivou da premissa de que um modelo da superfície continental poderia ser construído a partir das componentes (ou processos físicos) usados na maioria dos modelos de superfície, e que fosse possível o uso pela comunidade científica em geral. Desta forma, grupos que estivessem interessados na modelagem da superfície terrestre poderiam focalizar novos aspectos sem a repetição de esforços passados. Seu desenvolvimento inicial foi baseado nas melhores características de três modelos de superfície continental existentes no National Center for Atmospheric Research (NCAR), o “*Land Surface Model*” (LSM) (BONAN, 1996;1998), IAP94 (DAI e ZENG, 1997) e o BATS (DICKINSON et al., 1993).

Dados de vários experimentos de campo (Valdai, FIFE, ARME, HAPEX, BOREAS, WLEF) e dados regionais da Bacia do Red-Arkansas foram utilizados para avaliar e validar o

modelo, incluindo o “Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study” (ABRACOS) (GASH et al. 1996), que foram coletados na Reserva Jarú, no sudoeste da Floresta Amazônica. Dai et al., (2003) testaram o modelo usando dados de forçantes atmosféricas de dois anos, de janeiro de 1992 a dezembro de 1993, e verificaram que o modelo simulou de forma realística os fluxos de calor latente e sensível ao comparar seus resultados com as medidas disponíveis para setembro de 1992 (mês seco). Em junho de 1993 (mês úmido), o CLM superestimou os valores de pico do fluxo de calor sensível e subestimou o fluxo de calor latente. A variação sazonal da umidade do solo em diferentes profundidades é simulada de forma realística nos períodos úmido e seco, respectivamente, nos primeiros 50 cm do solo (DAI et al., op.cit).

2.2.1 Estrutura do modelo

O modelo CLM incorpora em sua estrutura a representação de processos biofísicos, biogeoquímicos, hidrológicos e dinâmica de ecossistemas de forma integrada. É um modelo de biosfera onde a superfície da terra pode ser representada por até cinco tipos de cobertura (sub-grade/mosaicos), como geleiras, lagos, terras alagadas, urbana e vegetada. A parcela vegetada de uma célula de grade é dividida em “patches” de Tipos Funcionais de Plantas (TFPs), cada um com seu próprio índice de área foliar, profundidade de raízes e altura do dossel entre outras características. O CLM tem a habilidade adicional de incluir “sub-grades” preservando balanço de água e de energia, seguindo a aproximação de “*mosaic*” de Koster e Suarez (1992).

Dessa maneira, cada classe de uso da terra interage com a coluna da atmosfera logo acima, proporcionando à extensão ocupada por essa classe em cada célula, ou seja, a contribuição de cada classe é ponderada pela fração de cobertura de cada uma na célula. Neste trabalho, o número de “*patches*” utilizado foi três, representando as classes de uso de floresta, pastagem (desmatamento) e corpos d’água. Os cálculos do balanço de energia e água são executados sobre cada sub-grade a cada passo de tempo, e cada sub-grade mantém suas próprias variáveis prognósticas. Dessa maneira, cada tipo de cobertura da terra na sub-grade dos PFTs é uma coluna separada para os cálculos do balanço energia e água, como mostra a Figura 2.3.

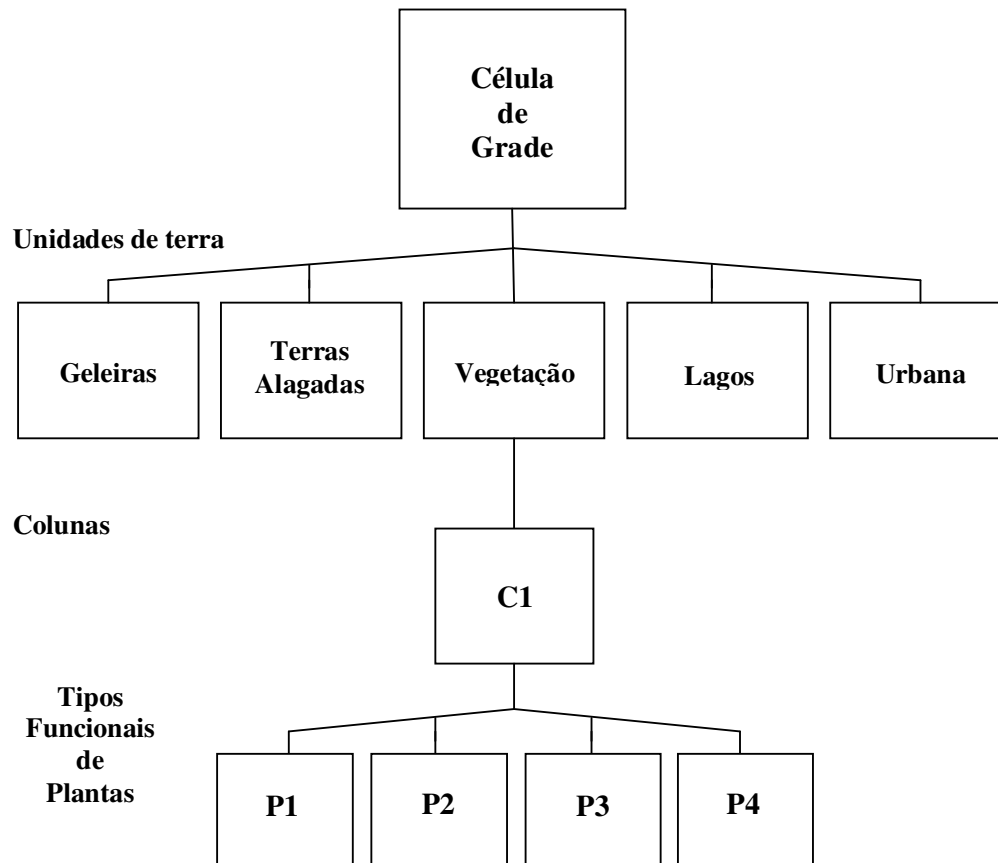


Figura 2.3: Hierarquia da sub-grade do CLM
 Fonte: Adaptada de Vertenstein et al., 2004.

O PFT captura as funções biofísicas e biogeoquímicas, características de categorias de vegetação e solo nu. Até 4 em cada 15 possíveis TFPs que diferem na fisiologia e na estrutura, podem ser contidos dentro de uma única coluna. A estrutura vertical é representada por 1 camada de vegetação e por 10 camadas de solo, desigualmente espaçadas. A característica central da coluna no nível de sub-grade é que, este é o lugar onde as variáveis de estado para a água e energia no solo são definidas, assim como os fluxos destes componentes dentro do solo.

2.2.2 Processos biofísicos

Processos biofísicos são simulados para cada unidade de terra na sub-grade, coluna e PFT, independentemente. Cada unidade da sub-grade mantém suas próprias variáveis prognósticas. Os processos simulados incluem:

- Composição da vegetação, estrutura e fenologia.
- Absorção, reflexão e transmissão da radiação solar, considerando folhas sombreadas e ensolaradas.
- Absorção e emissão de radiação de onda longa, considerando folhas sombreadas e ensolaradas.
- Fluxos de *momentum*, de calor sensível (terra e dossel) e calor latente (evaporação da terra, evaporação do dossel e transpiração).
- Transferência de calor no solo.
- Hidrologia do dossel (interceptação, escoamento, e gotejamento).
- Hidrologia da neve (acumulação e derretimento da neve, compactação, transferência da água entre camadas da neve).
- Hidrologia do solo (escoamento superficial, infiltração, drenagem sub-superficial, redistribuição da água dentro da coluna de solo).
- Fisiologia estomática e fotossíntese.
- Temperaturas e fluxos de áreas alagadas.

A cobertura do terreno sobre a qual o modelo opera é representado em um mapa, em que cada tipo de cobertura da superfície é representado por um número (bioma) ao qual estão associados os parâmetros físicos, fisiológicos e morfológicos. A relação dos principais parâmetros do esquema de superfície CLM é apresentada adiante. Com relação à vegetação, o mapa utilizado pelo modelo CLM é derivado da proposta de Running et al., (1994), mas podem ser modificados para ser compatíveis com os atuais sistemas de classificação utilizados pela modelagem ambiental, representam a composição de cenários e mosaicos. A classificação é baseada na definição de três componentes do dossel: biomassa acima do solo, longevidade das folhas e tipo de folha. O mapa utilizado pelo CLM totaliza 24 classes de cobertura do terreno, incluindo drenagem e solo exposto. Os tipos de cobertura do modelo CLM são apresentados na Tabela A do ANEXO – A.

2.2.3 Parâmetros dos biomas

O modelo de biosfera é responsável por fornecer os fluxos de energia e vapor d'água entre a superfície (solo e vegetação) e atmosfera, e para isso necessita de informações (características) que descrevam a parte/região do globo, ou mesmo cenário de cobertura, considerando tipo e fração de cobertura da vegetação e tipo do solo, por exemplo.

O CLM contém dois tipos de parâmetros para descrever a vegetação: constantes e variáveis no tempo. O primeiro consiste de parâmetros morfológicos (rugosidade do dossel, deslocamento do plano zero, dimensão da folha e profundidade de raízes), propriedades ópticas (albedo do dossel denso), e propriedades fisiológicas que estão principalmente relacionadas com o processo de fotossíntese e da condutância estomática no modelo. Os parâmetros variáveis em escala de tempo sazonal incluem o índice de área foliar (LAI) e índice de área de caule (SAI), fração de cobertura da superfície (f_v), entre outros.

O ajuste dos parâmetros do tipo de vegetação utilizados nos modelos de superfície é importante para a reprodução adequada do ciclo diurno e sazonal dos fluxos de *momentum*, vapor d'água e energia à superfície. De maneira geral, os trabalhos científicos decorrentes dos projetos internacionais ABRACOS (“*Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*”) (GASH et al., 1996) e LBA (ANDREAE et al., 2002) apresentaram contribuições importantes para a determinação destes parâmetros, para os ecossistemas de floresta tropical de terra firme e de pastagem na Amazônia. Com base nestas informações, foram prescritos valores médios representativos dos parâmetros dos biomas neste estudo, substituindo os valores prescritos na versão corrente (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Parâmetros biofísicos de floresta tropical e pastagem, utilizados no experimento.

| Parâmetro | Floresta | Pastagem |
|--|---------------------|---------------------|
| Composição do solo (%) | | |
| Areia | | 27 |
| Argila | | 46 |
| Limo | | 27 |
| Albedo | 0,13 | 0,18 |
| Altura do dossel (m) | 35,0 | 0,15 |
| Comprimento da rugosidade (m) | 3,5 | 0,10 |
| Índice de área foliar máxima (LAI _{máx}) | 6,0 | 0,85 |
| Índice de área foliar mínima (LAI _{mín}) | 5,3 | 0,3 |
| Profundidade de raízes (cm) | 150,0 | 21,7 |
| Fração de raízes | 80% | 50% |
| Deslocamento do plano zero (m) | 23,33 | 0,667 |
| Fração de cobertura vegetal máxima | 2,0 | 1,0 |
| Resistência estomática máxima | 1,0.10 ⁴ | 1,0.10 ⁴ |
| Resistência estomática mínima | 20 | 20 |

2.2.4 Parâmetros do solo

Os parâmetros hidráulicos e térmicos do solo (capacidade térmica do solo ($\rho_d c_d$), condutividade térmica do solo (λ_d), porosidade (θ_{sat}), potencial de água no solo à saturação (ψ_{sat}), condutividade hidráulica à saturação (K_{sat}) e expoente de Clapp e Hornberger (B)) são obtidos a partir de informações da textura do solo (frações granulométricas). As classes de textura do solo são determinadas unicamente por uma combinação de três variáveis, o percentual total sólido é proporcional à argila (“*clay*”), limo (“*silte*”) e areia (“*sand*”) no solo. As propriedades hidráulicas e térmicas do solo são descritas em Bonan (1996) como a seguir:

A capacidade térmica do solo:

$$\rho_d c_d = \frac{2,128\% \text{ sand} + 2,385\% \text{ clay}}{\% \text{ sand} + \% \text{ clay}} \times 10^6, (\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}) \quad (2.1)$$

A condutividade térmica do solo:

$$\lambda_d = \frac{8,80\% \text{ sand} + 2,92\% \text{ clay}}{\% \text{ sand} + \% \text{ clay}} \times 10^6, (\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}) \quad (2.2)$$

A porosidade:

$$1 - \theta_d = \theta_{sat} = 0,489 - 0,00126 (\% \text{ sand}), (\text{m}^3 \text{m}^{-3}) \quad (2.3)$$

O potencial matricial saturado:

$$\psi_{sat} = -10 \times 10^{1,88 - 0,013(\% \text{ sand})}, (\text{mm}) \quad (2.4)$$

A condutividade hidráulica saturada:

$$K_{sat \text{ max}} = 0,0070556 \times 10^{-0,884 + 0,0153 (\% \text{ sand})}, (\text{mm s}^{-1}) \quad (2.5)$$

O expoente B é definido em Clapp e Hornberger (1978):

$$B = 2,91 + 0,159 (\% \text{ clay}) \quad (2.6)$$

No parâmetro relacionado à cor do solo, o albedo do solo é definido como uma função da umidade do solo.

Tabela 2.2: Resultados encontrados dos parâmetros do solo, neste trabalho.

| Propriedades hidráulicas e térmicas do solo | Símbolos | Valores | Unidade |
|--|-----------------|----------------------|-------------------------------|
| Ponto de murcha | θ_{pm} | $-1,5 \cdot 10^5$ | mm |
| Capacidade de campo | θ_{cc} | -752,47 | mm |
| Capacidade térmica | $\rho_d c_d$ | $0,05 \cdot 10^6$ | $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ |
| Condutividade térmica do solo seco | λ_d | $0,05 \cdot 10^6$ | $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ |
| Porosidade | θ_{sat} | 0,48 | m^3m^{-3} |
| Potencial matricial saturado | ψ_{sat} | -752,47 | mm |
| Condutividade hidráulica saturada | K_{sat} | $9,30 \cdot 10^{-2}$ | mm s^{-1} |
| Expoente de Clapp e Hornberger | B | 2,983 | - |

2.2.5 Condições de contorno atmosféricas

As condições de contorno atmosféricas são fornecidas a cada passo de tempo ao esquema CLM a partir das variáveis: precipitação, temperatura e umidade específica do ar à superfície, componentes da velocidade zonal e meridional do vento, pressão atmosférica à superfície, radiação solar incidente, radiação de onda longa emitida pela atmosfera em direção a superfície e concentração atmosférica de dióxido de carbono. Estas informações devem ser fornecidas interativamente, seja através de um modelo atmosférico acoplado (modo acoplado) ou mesmo através de medidas realizadas a partir de torres micrometeorológicas (modo desacoplado). Neste trabalho, o modelo CLM é utilizado no modo desacoplado utilizando uma combinação de medidas micrometeorológicas e dados de modelos climáticos.

2.2.6 Equações prognósticas

O CLM tem as seguintes variáveis prognósticas: a temperatura do dossel, T_c ; da j -ésima camada da interface do solo ou neve, T_j ; armazenamento de água por interceptação do dossel, W_{dew} ; massa de água dentro da j -ésima camada de solo ou de neve, $W_{liq, j}$; massa de

gelo dentro da j -ésima camada de solo ou de neve, $W_{ice, j}$; e a espessura da camada de neve, Δz_j . As equações prognósticas de temperatura são obtidas das relações:

$$R_{n,c} - H_c - L_v E_c = 0 \quad (2.7)$$

$$F = R_{n,g} - H_g - L E_g \quad (2.8)$$

onde $R_{n,c}$ e $R_{n,g}$ são os fluxos do saldo de radiação absorvido pelo dossel e pelo solo, respectivamente; H_c e H_g são os fluxos de calor sensível a partir do dossel e à superfície do solo, respectivamente; $L_v E_c$ e $L E_g$ são os fluxos de calor latente de vaporização a partir do dossel e à superfície do solo, respectivamente; F é o fluxo de calor no solo; e L_v é o calor de vaporização. A equação para a temperatura do dossel é resolvida pelo método de interação de Newton-Raphson, que para cada interação inclui o cálculo da fotossíntese e da resistência estomática, e a integração dos perfis dos fluxos turbulentos.

A evapotranspiração do dossel, E_c , é composta pela contribuição relativa da evaporação da água interceptada da fração úmida da folhagem, E_w , e pela transpiração da folhagem, E_{tr} . A transpiração é função direta do conteúdo de água extraído do solo pelas raízes. A evapotranspiração total é a contribuição das duas componentes citadas acima e mais a evaporação do solo nu.

A equação prognóstica do armazenamento de água devido à interceptação da precipitação (W_{dew}) é dada pela relação:

$$\frac{\partial W_{dew}}{\partial t} = \sigma_f P - D_d - D_r - E_w \quad (2.9)$$

em que P é a precipitação que chega no topo do dossel e é interceptada pela folhagem ou cai diretamente através das lacunas entre as folhas, D_d representa a parametrização do escoamento que é semelhante ao da transmissão de raios solares pela distribuição esférica das folhas, D_r é o gotejamento (fluxo da água armazenada na folhagem e caule) que ocorre quando o armazenamento de água é maior do que a capacidade máxima de sustentação, E_w é a

evaporação do dossel úmido parametrizada como a evaporação potencial local, e σ_f é a fração de vegetação que não foi coberta pela neve.

Para a equação prognóstica da umidade do solo em cada camada supõe-se o balanço hídrico de tal forma que:

$$\frac{\partial W_{liq}}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - f_{root} E_{tr} + M_{il} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial W_{ice}}{\partial t} = -M_{il} - M_{iv} \quad (2.11)$$

em que W_{liq} é a massa de água no solo, f_{root} é a fração de raízes, M_{il} é a taxa de derretimento (positivo) ou congelamento (negativo) da massa de gelo no solo, M_{iv} é a taxa de massa de sublimação do gelo no solo, e q é o fluxo de água na coluna de solo. O escoamento vertical da água no solo é descrito pela Lei de Darcy,

$$q = -K \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right], \quad (2.12)$$

sendo K a condutividade hidráulica negativa do solo e ψ o potencial matricial variando com a quantidade de água e a textura do solo baseada em Clapp e Hornberg (1978) e Cosb *et al.* (1984). O fluxo de água líquida na camada superficial é produzido pela precipitação e pela precipitação que goteja da copa das árvores e escorre pelo tronco, menos o escoamento superficial e a evaporação:

$$q = (1-\sigma_f) P + D_d + D_r - E_g - R_s \quad (2.13)$$

onde E_g é a evaporação do solo e R_s é o escoamento superficial.

2.2.7 Fluxos de superfície

A condutância (ou o inverso da resistência) é considerada sobre os “*pathways*” entre o dossel e a altura da atmosfera, dentro do dossel e entre o dossel e o solo. O vetor fluxo de

momentum, fluxo de calor sensível e o fluxo de vapor d'água à altura de referência na atmosfera e o topo do dossel (ou solo nu) são derivados da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov.

A evapotranspiração é constituída pela evaporação do caule e das folhas E_w , transpiração da planta E_{tr} , e evaporação do solo (solo nu ou superfície de neve) E_g . As equações para E_w e E_{tr} são semelhantes às utilizadas no BATS. Enquanto a formulação de Philip (1957) é utilizada para o cálculo da E_g . A resistência estomática na formulação da E_{tr} foi diretamente adaptada do LSM.

2.2.8 Fluxo de calor sensível

Os fluxos de calor latente H das contribuições relativas à vegetação e ao solo nu são dados respectivamente por:

$$H_c = -\rho_{atm} c_p (T_s - T_v) \frac{(L + S)}{r_b} \quad (2.14)$$

$$H_g = -\rho_{atm} c_p \frac{(\theta_{atm} - T_g)}{r_{ah}} \quad (2.15)$$

sendo T_s a temperatura do ar no nível de referência, T_g a temperatura do solo e T_v a temperatura do dossel.

2.2.9 Fluxo de calor latente

Os fluxos totais de calor latente E das contribuições relativas à vegetação e ao solo nu, são dados respectivamente por:

$$E_c = -\rho_{atm} \frac{(q_s - q_{sat}^{T_v})}{r_{total}} \quad (2.16)$$

$$E_g = -\frac{\rho_{atm} (q_{atm} - q_g)}{r_{aw}} \quad (2.17)$$

em que q_s é um fator de ajuste que é função do conteúdo de água na camada superficial do solo e r_{aw} é a resistência da superfície.

2.2.10 Evaporação e interceptação da precipitação

A interceptação da precipitação pela vegetação é determinada por um modelo análogo à atenuação da radiação. As taxas de precipitação interceptada (D_d) e de drenagem do dossel (D_e) são dadas pelas equações:

$$D_d = [\sigma_f \exp(-0,5L_{SAI})] P \quad (2.18)$$

$$D_r = \begin{cases} w_{dew} - w_{dmax} / \Delta t, & \text{onde } w_{dew} > w_{dmax} \\ 0, & \text{onde } w_{dew} \leq w_{dmax} \end{cases} \quad (2.19)$$

em que σ_f é a fração de folhas verdes; L_{SAI} é o índice de área foliar mais o caule; w_{dew} é a quantidade de água interceptada pelo dossel e w_{dmax} é quantidade máxima de água que o dossel pode sustentar .

2.2.11 Resistência estomática e fotossíntese

A taxa de assimilação (ou fotossíntese bruta) é descrita como uma aproximação do limite mínimo de três taxas: a taxa de assimilação fotossintética limitada pela eficiência do sistema de enzima (limitado ao Rubisco), a quantidade de Radiação Fotossinteticamente Ativa (PAR) capturada pela clorofila das folhas, bem como pela capacidade da folha em exportar ou utilizar os produtos da fotossíntese.

A fotossíntese e a condutância estomática estão ligadas pela equação semi-empírica de Ball (SELLERS et al., 1996). Nesta equação, as pressões parciais de CO_2 e a umidade relativa na superfície da folha são determinadas a partir da condutância foliar nos espaços vazios do dossel, da condutância na camada limite da folha, do fluxo líquido de CO_2 e da transpiração foliar. As equações são resolvidas tanto para folhas ensolaradas quanto para sombreadas, através das respectivas médias das quantidades de radiação fotossinteticamente ativa absorvida pelo dossel. A média das condutâncias no dossel são ponderadas pelo índice de área foliar e pelas frações de folhas ensolaradas e sombreadas.

2.2.12 Transferência radiativa no dossel

O modelo CLM usa a aproximação “*two-stream*” na representação da interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação no interior do dossel. Este método descreve os gradientes dos fluxos difusos verticais de radiação incidente e emergente no interior do dossel. Representa na prática a integração matemática dos processos de espalhamento e atenuação da radiação direta e difusa pela folhagem (SELLERS, 1985). Maiores detalhes deste esquema podem ser encontrados em Dickinson (1983), Sellers (op.cit.) e Bonan (1996).

Desta forma, as propriedades ópticas de cada bioma são associadas às faixas do espectro da radiação fotossinteticamente ativa, radiação solar no infra-vermelho próximo (componentes direta e difusa) e da radiação terrestre do infra-vermelho termal (componente difusa). Para um tipo específico de vegetação, o albedo é uma função do estado da vegetação, do ângulo zenital e da cobertura de neve. O albedo do solo é uma função da cor e da umidade na camada superficial do solo.

2.3 CONSTRUÇÃO DOS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E DE MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL

2.3.1 Cenários de emissões

Os “Emissions Scenarios” ou cenários de emissões representam projeções sobre o comportamento futuro das emissões globais dos gases de efeito estufa e considerando as forçantes controladoras, como demografia, desenvolvimento socioeconômico, e mudanças na tecnologia, assim como suas interações.

No IPCC (2001) um conjunto de cenários de emissões foram apresentados e utilizados como base para as projeções das mudanças climáticas devida, às causas antropogênicas dependente, entre outras coisas, das considerações feitas sobre as futuras emissões de gases de efeito estufa e aerossóis, e da proporção de emissões remanescentes na atmosfera. Com base no Relatório Especial de Cenários de Emissões (SRES sigla em inglês) do IPCC, publicado em 2000, alguns dos cenários foram usados como base para as previsões climáticas do AR4 (Quarto Relatório Científico) (Figura 2.4).

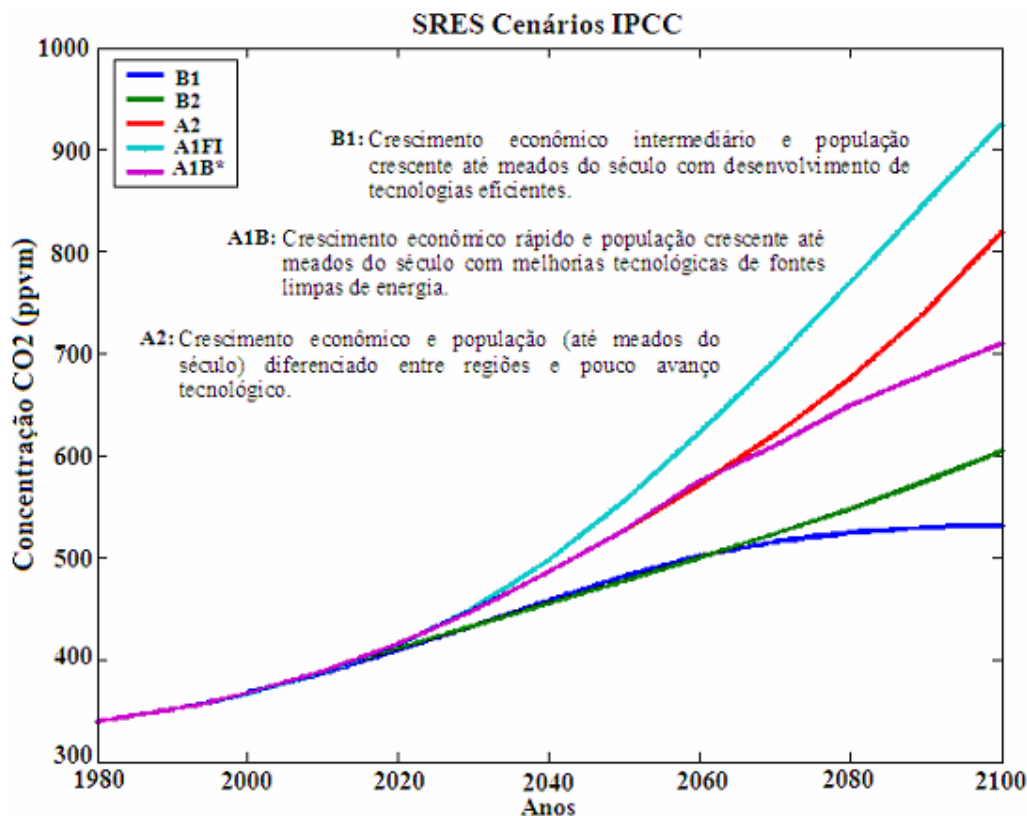


Figura 2.4: Evolução da concentração de CO₂ para os diferentes cenários considerados no IPCC – AR4.

2.3.2 Cenários de mudanças climáticas

No presente estudo foram utilizados os resultados de 21 modelos acoplados Oceano-Atmosfera, preparados para o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), cujas simulações serviram de base para a elaboração do Quarto Relatório de Avaliação do Grupo de Trabalho I (AR4), divulgado em fevereiro de 2007, e para os relatórios subsequentes dos Grupos II e III. Os modelos apresentam resoluções espaciais diferentes entre si, que variam, em latitude e longitude, de 1,125° a 5°. A integração dos modelos foi iniciada na época pré-industrial (1860). Do início da integração ao final do século XX (cenário 20c3m) os modelos foram forçados com a evolução das concentrações medidas de gases de efeito estufa (GEE), de 350 para 370 partes por milhão (ppm) de 1990 até 2000, por exemplo. A partir do início do século XXI os modelos foram forçados com concentrações de GEE projetadas para diferentes cenários de emissões, com base no Relatório Especial de Cenários de Emissões (SRES) do IPCC, definidos em função de cenários projetados de aumento populacional e desenvolvimento sócio-econômico. Um cenário mais otimista (B1), um

intermediário (A1B) e um pessimista (A2) são analisados no presente estudo. Eles projetam até o final do século XXI, respectivamente, concentrações atmosféricas de GEE de 600, 850 e 1250 partes por milhão de volume (ppmv), equivalentes em concentrações de gás carbônico do ponto de vista da forçante radiativa.

A análise das variáveis, temperatura do ar à superfície e precipitação foram feitas através da comparação dos resultados dos modelos com dados observados (série histórica e climatologia), organizados em pontos de grades na base de dados denominada CRU (“Climatic Reseacher Unit Global Dataset”).

A Tabela 2.3 apresenta os modelos considerados no âmbito desse estudo e que compõem a base de dados do IPCC-AR4, incluindo algumas características e centro de distribuição dos dados. Todos os modelos foram analisados pelo IPCC e a descrição das suas capacidades e limitações poderá ser encontrada na página do “IPCC Data Distribution” (<http://ipc-ddc.cru.uea.ac.uk/ipcc-ddc.html>).

Tabela 2.3. Modelos do IPCC –AR4 utilizados neste estudo.

| Centro de Distribuição | Sigla do Modelo | País | Resolução |
|---|------------------------|-------------------|------------------|
| Beijing Climate Center | BCCM1 | China | 1.8° |
| Bjerknes Centre for Climate Research | BCM2 | Noruega | 2.8° |
| Canadian Center for Climate Modelling and Analysis | CGMR | Canadá | 3.7° |
| Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques | CNCM3 | França | 2.8° |
| CSIRO Atmospheric Research | CSMK3 | Austrália | 1.8° |
| Meteorological Institute of the University of Bonn, Meteorological Research Institute of KMA, and Model and Data group. | ECHOG | Alemanha / Coréia | 3.75° |
| LASG / Institute of Atmospheric Physics | FGOALS | China | 2.8° X 2.8° |
| US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory | GFCM20 | USA | 2.5° X 2.0° |
| US Dept. of Commerce / NOAA / Geophysical Fluid Dynamics Laboratory | GFCM21 | USA | 2.5° X 2.0° |
| NASA / Goddard Institute for Space Studies | GIAOM | USA | 4° X 3° |
| NASA / Goddard Institute for Space Studies | GIEH | USA | 5° X 4° |
| NASA / Goddard Institute for Space Studies | GIER | USA | 5° X 4° |
| Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office | HADCM3 | Reino Unido | 3.7° X 2.5° |
| Hadley Centre for Climate Prediction and Research / Met Office | HADGEM | Reino Unido | 1.8° X 1.2° |
| Institute for Numerical Mathematics | INCM3 | Rússia | 5° X 4° |
| Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia | INGSX6 | Itália | 1.125° |
| Institut Pierre Simon Laplace | IPC4 | França | 3.7° X 2.5° |
| Miroc | MIHR | Japão | 1.125° |
| Miroc | MIMR | Japão | 2.8° |
| Max-Planck Institute | MPEH5 | Alemanha | 1.8° |
| Meteoro-Research Institute (JMA) | MRCGCM | Japão | 2.8° |

2.3.3 Modelos considerados para compor a base das forçantes climáticas

Antes de proceder com a construção das séries de forçantes climáticas dos cenários de mudanças climáticas (base de dados IPCC-AR4) foi necessário averiguar quais modelos apresentam destreza na representação do clima da região central da Amazônia.

O critério de escolha foi estabelecido através da análise do ciclo sazonal e anual das variáveis precipitação e temperatura do ar dos modelos que apresentaram resultados para o cenário 20c3m e, pelo menos, dois dos três cenários futuros (B1, A1B e A2). Apenas as séries do período 1961-1990 foram consideradas na análise. Novamente, a base de dados observados CRU foi utilizada no confronto com os resultados dos modelos. Nas comparações numéricas, o clima atual refere-se à média do período 1961-1990, indicado por OBS para a climatologia observada e 20c3m para os modelos, e o clima futuro refere-se à média do período 2061-2090, ou seja, um século mais tarde. É analisada a média dos resultados dos modelos, que dependendo dos cenários, compreende: todos os modelos no clima atual (20c3m), no cenário otimista (B1), no cenário intermediário (A1B) e no cenário pessimista (A2).

A partir da análise dos dados de temperatura do ar verificou-se modelos com as seguintes características principais: 1) modelos de viés pequeno na temperatura e 2) modelos de viés grande na temperatura. Em geral, os modelos apresentam amplitude térmica anual maior que a observada. A figura 2.5 ilustra esta afirmativa considerando o ciclo sazonal da temperatura do ar no cenário 20c3m frente a observação (OBS) e dos cenários do clima futuro (B1, A1B e A2) frente ao cenário 20c3m dos modelos HADCM3 (Figura 2.5a) e IPCM4 (Figura 2.5b). Com relação a precipitação todos os modelos subestimam a chuva na região, sendo que em alguns casos o modelo HADCM3 simula uma estação seca mais prolongada que a observada.

Na conclusão da análise, 9 modelos (CNCM3, INCM3, IPCM4, GFCM21, GIEH, GIER, HADCM3, MIHR e MIMR) foram selecionados dentre os 21 iniciais. Esses modelos além de representarem de forma satisfatória o ciclo anual do clima da região (temperatura e precipitação) também apresentam tendências opostas de alteração futura do regime de chuva para a região, por exemplo, o modelo HADCM3 projeta redução da precipitação de 43,07%, em função do aquecimento global (compare curvas 20c3m e A2 na Figura 2.5a, por exemplo),

enquanto o modelo IPCM4 projeta aumento de 30,48% (compare as curvas 20c3m e A2 na Figura 2.5b, por exemplo).

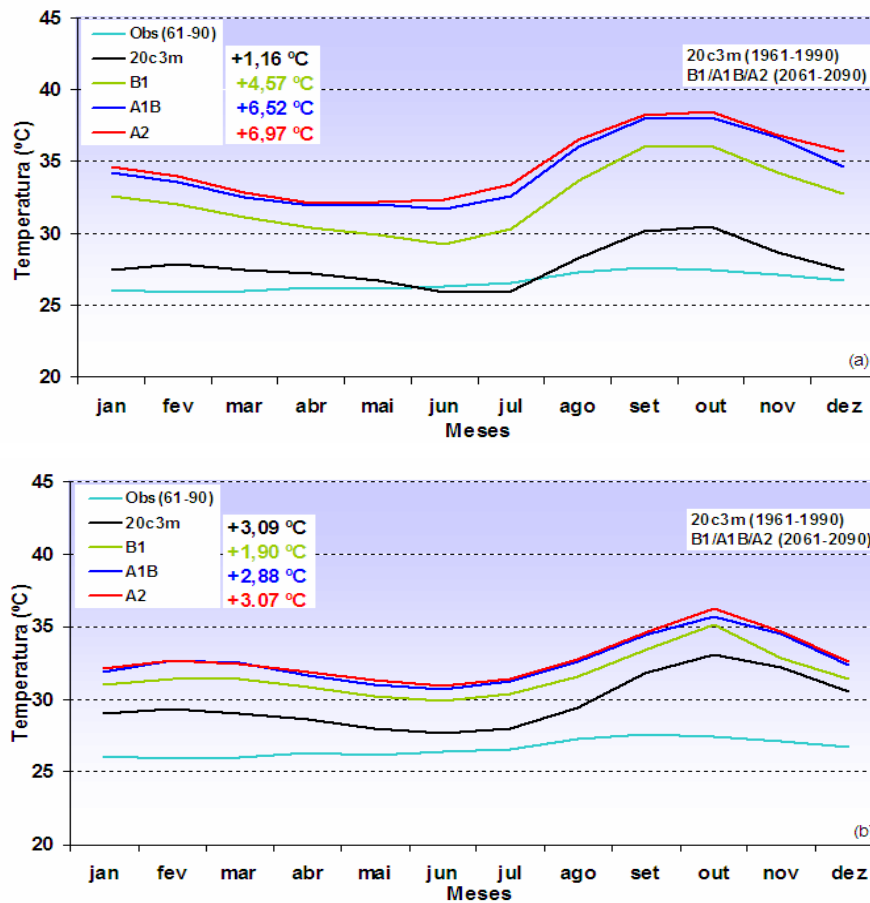


Figura 2.5: Ciclo sazonal climatológico (média do período 1961-90) da temperatura do ar (°C) observada (OBS) e simulada (cenários 20c3m, B1, A1B e A2) pelos modelos HADCM3 (a) e IPCM4 (b). Os valores em destaque representam a diferença entre o cenário 20c3m frente à observação (OBS) e os cenários do clima futuro (B1, A1B e A2) frente ao cenário 20c3m.

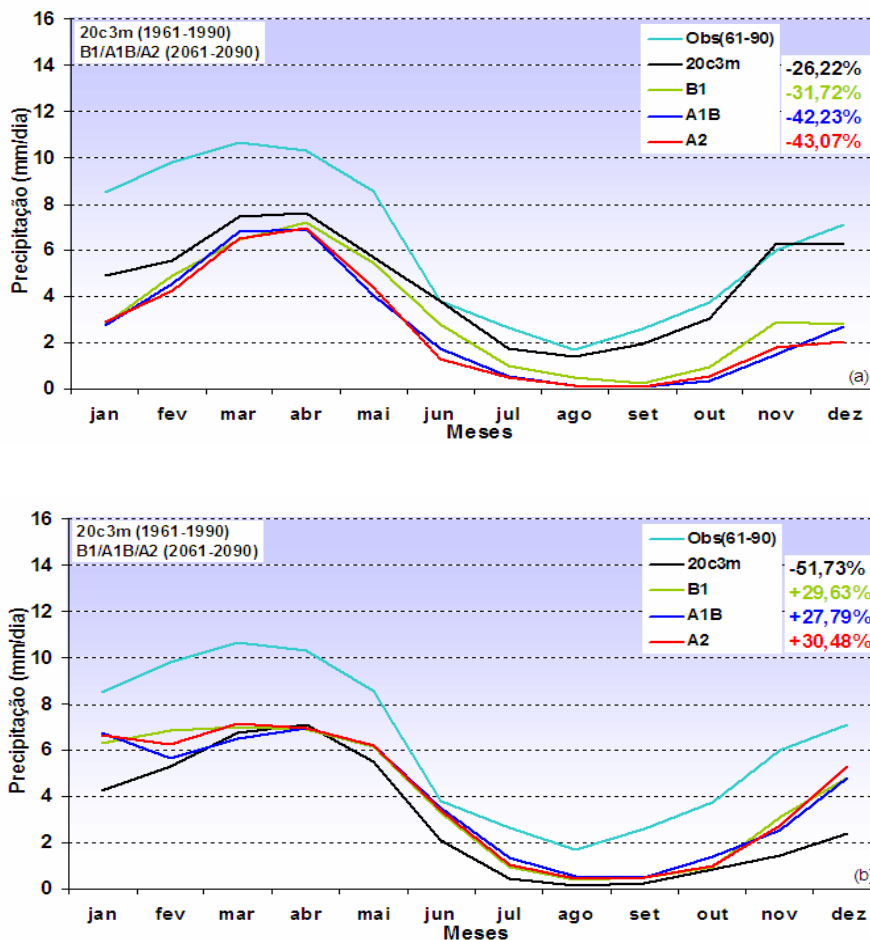


Figura 2.6: Ciclo sazonal climatológico (média do período 1961-90) da precipitação (mm/dia) observada (OBS) e simulada (cenários 20c3m, B1, A1B e A2) pelos modelos HADCM3 (a) e IPCM4 (b). Os valores em destaque representam a diferença entre o cenário 20c3m frente à observação (OBS) e os cenários do clima futuro (B1, A1B e A2) frente ao cenário 20c3m.

2.3.4 Construção das forçantes climáticas

A regionalização dos componentes do balanço de água e energia à superfície utilizando um modelo de biosfera no modo desacoplado requer a disponibilidade das forçantes climáticas em uma resolução temporal de pelo menos 1h. Os dados do IPCC-AR4 disponibilizados pelos centros e que varrem todo o período de integração do século atual e futuro são representados por médias e totais mensais, e não satisfazem as exigências do CLM. Lembrando que o fundamento dos estudos de mudanças climáticas estão atrelados às análises de tendências e variações de longo termo e, portanto, variações diurnas são pouco exploradas.

Essa premissa permite uma alternativa de criação de variações artificiais, porém realistas, de variações das forçantes climáticas em uma escala temporal superior a existente. Para isso, tomamos como fundamento as técnicas de desagregação temporal linear (aplicada na passagem de escala mensal para diária) e desagregação temporal ponderada (aplicada na passagem de escala diária para horária). Nesse processo foi considerada apenas a série de dados do IPCC-AR4 referente ao período de dezembro de 1989 a dezembro de 2009.

A interpolação (desagregação) temporal linear foi aplicada às médias mensais das variáveis, como por exemplo, temperatura e velocidade do vento. No caso da chuva, o total mensal foi distribuído homogêneamente ao longo de todos os dias do mês gerando os totais diários. Na desagregação da escala diária para a horária foram, utilizados os dados da torre micrometeorológica, localizada na área da reserva Ducke próximo a Manaus, obtidos entre o período de 1991 a 1996 com resolução temporal de 1h. Essas medidas foram iniciadas no projeto ABRACOS (GASH et al., 1996) e são mantidas até hoje. O fundamento foi utilizar a variabilidade média diurna dos parâmetros climáticos medidos durante estes 6 anos, para definir um índice de ponderação temporal climatológico que relaciona médias (totais) diários com as médias (totais) horários. Em termos de expressão temos:

$$\alpha_h = \frac{V_{h,clim}}{V_{d,clim}} \quad (2.20)$$

Onde α_h representar o fator de ponderação da escala diária para a horária definido com base na série de dados climatológica horária (h) e diária (d) de uma variável V (ex. precipitação, temperatura, etc.).

A interpolação da escala mensal para a diária deu-se considerando uma desagregação temporal linear, segundo a expressão:

$$F_j = (1 - \alpha_d) V_{i-1} + \alpha_d V_i \quad (2.21)$$

Onde α_d é o fator de ponderação linear associado da variável V no mês i para o dia j. Esse fator foi utilizado com as médias (ou totais) mensais para gerar valores diários das variáveis dos modelos selecionados. Com base nos novos valores diários representado aqui por F_j e os

fatores de ponderação horários foi possível converter as forçantes dos modelos climáticos globais desde a escala mensal até a horária segundo a expressão:

$$V_h = F_j \alpha_h \quad (2.22)$$

Este método atribui aos dados diários um ciclo diurno climatológico, porém preserva as características dos dados mensais originais, ou seja, a sazonalidade e tendências de longo termo dos cenários dos modelos climáticos. Este procedimento também foi aplicado aos dados de concentração de carbono na atmosfera, tomando por base o monitoramento recente em “Manao Loa” que representa a concentração atual. Nos cenários futuros de concentração foram utilizadas a tendências anuais interpoladas para as escalas mensais, diárias e horárias de cada cenário (20c3m, B1, A1B e B2). Considerando como ilustração o modelo Hadcm3 e o cenário A1B (Figura 2.7)

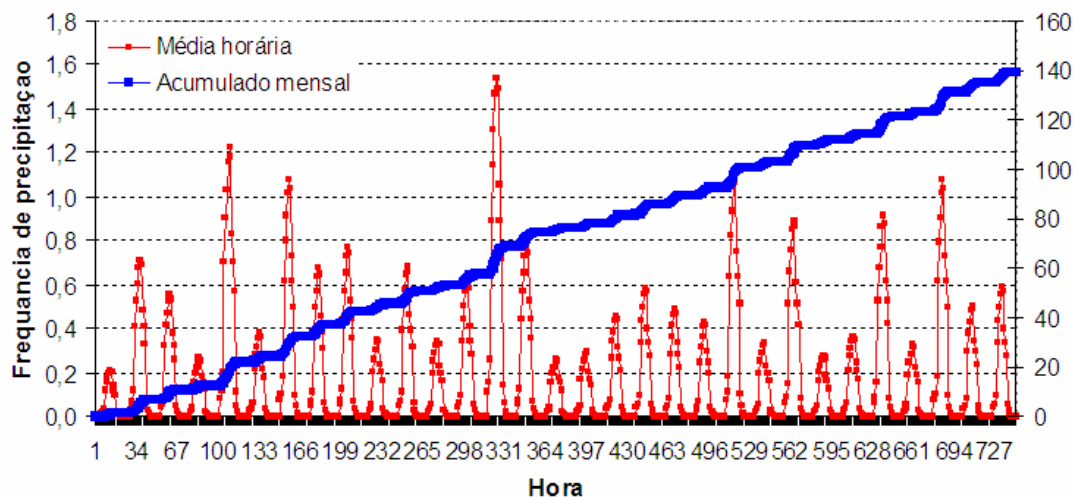


Figura 2.7: Distribuição de freqüência da chuva, média horária e acumulado mensal, para o modelo HADCM3 no cenário A1B.

2.4 CENÁRIOS DE ALTERAÇÕES DE COBERTURA VEGETAL

Baseado em mapas do uso do solo para a região Amazônica, Soares Filho, (2004), utilizaram um modelo empírico de dinâmica de desmatamento para simular impactos da pavimentação (abertura de estradas) no avanço do desmatamento ao longo da Amazônia. O modelo denominado “Dinâmica” é um modelo de simulação espacial de dinâmica de ecossistemas, que usa como entrada um conjunto de mapas, ou seja, um mapa de paisagem

inicial, por exemplo, a) um mapa de uso e cobertura do solo obtido a partir da classificação de imagens de satélites; b) um mapa de tempo de permanência de cada célula no seu estado atual; c) e um conjunto de variáveis cartográficas, que se dividem em dois tipos: estáticas e dinâmicas, sendo que as últimas são recalculadas a cada iteração do programa. As variáveis cartográficas como, por exemplo, solo, vegetação, distância às estradas, altitude, declividade, entre outras, são combinadas, através da definição de seus pesos de evidência, para gerar os mapas de probabilidades de transição e mapas de variáveis dinâmicas. Seu modelo de transição pode ser acoplado a um modelo construtor de estradas, que passa ao programa mapas dinâmicos da rede viária, e a um gerador de cenários, que produz matrizes de transição dinâmicas e as passa ao Dinâmica, usando-se de sua ligação com o software de modelagem.

O modelo “Dinâmica” foi desenvolvido como um instrumento para investigação de trajetórias de paisagens e dinâmica de fenômenos espaciais (SOARES FILHO, CERQUEIRA; PENNACHIN, 2002; SOARES FILHO, 2004). O “Dinâmica” foi concebido como um software genérico de modelagem de mudanças ambientais, por isso, ele tem sido aplicado a uma variedade de estudos que incluem a modelagem de expansão urbana (ALMEIDA; SOARES, 2003) e modelagem de desmatamento tropical, desde uma escala local à da Bacia Amazônica (SOARES FILHO, CERQUEIRA; PENNACHIN, op. cit.).

Os mapas de classes de vegetação dos autores foram produzidos para dois casos distintos. No primeiro caso, chamado de convencional (ou “*business as usual*”), no qual as forças de destruição continuam sem efetiva contraposição. O segundo caso, chamado de governança (“*governance*”), caracterizou-se pela atuação forte do governo em conter os avanços do desmatamento. Para cada sub-região os autores calcularam as taxas de conversão de cobertura vegetal pelos colonos, pecuaristas e grandes agricultores. As taxas de abandono e mudança do uso da terra também foram calculadas. Outros fatores como o crescimento da população rural e urbana, a participação de movimentos sociais, as políticas governamentais e a ação de agências do governo, além de investimentos na área social e em infra-estrutura influenciaram na dinâmica das mudanças da cobertura vegetal produzidas pelos autores. A resolução dos dados de Soares Filho et al., (op.cit.) é de 1 km² e as classes de vegetação discriminadas em corpos d’água, floresta, desmatamento e regeneração.

Neste estudo são utilizados os cenários de dinâmica de desmatamento do caso “*business as usual*” previstos para cada ano do período de 2001 a 2050 tomando o domínio da

drenagem da bacia do Rio Cuieiras na Amazônia Central. Na figura 2.7 é apresentada a evolução temporal da fração de cobertura por floresta no domínio da bacia do Rio Cuieiras, calculada como a razão entre a área coberta por floresta e a área total da bacia. Excluindo-se a lâmina d'água dos rios (equivalente a 0,1% da área total), a região apresenta-se coberta por floresta no início da simulação (ano 2001) com fração de cobertura 1,0. À medida que o modelo evolui no tempo a área de floresta vai sendo reduzida enquanto a área de pastagem aumenta (Figura 2.8). Neste cenário a floresta na área da bacia é substituída integralmente por pastagem por volta do ano 2048.

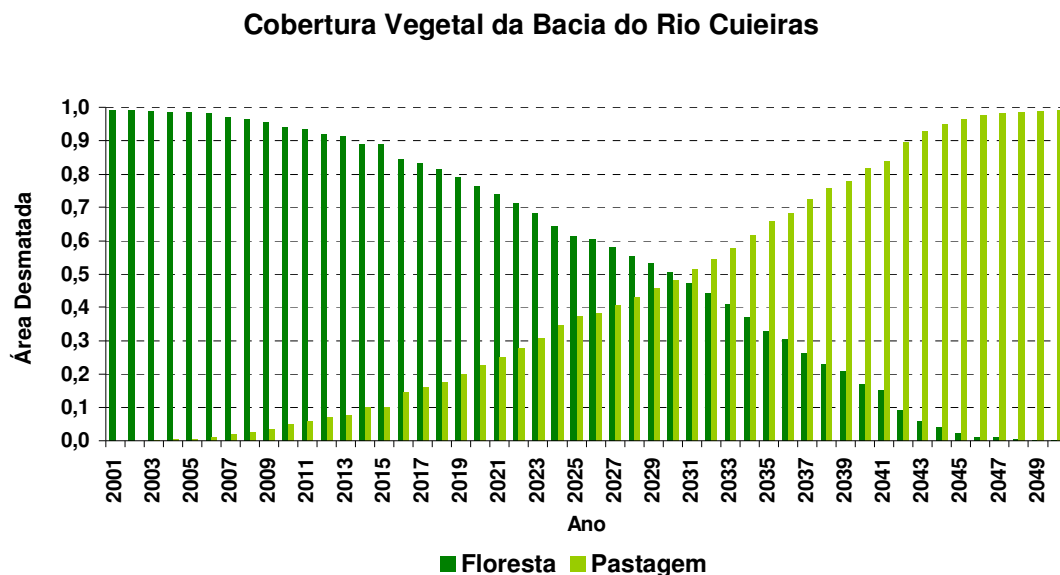


Figura 2.8: Evolução temporal da fração de cobertura de floresta e de pastagem no domínio da bacia do rio Cuieiras simulado pelo modelo DINÂMICA no cenário “*business as usual*” entre os anos de 2001 e 2050.

Para a análise do impacto progressivo do desmatamento na disponibilidade hídrica da bacia foi estabelecido 10 (dez) cenários de alteração de cobertura de floresta em que se tenha taxas proporcionais de 10%, sendo a condição de controle representada por 100% de cobertura vegetal. Com exceção dos corpos d'água, todo o domínio de estudo foi coberto por floresta tropical no cenário controle (100%). Os demais cenários foram obtidos considerando taxas médias de alteração da cobertura de floresta variando de 90 a 10% em intervalos de 10%. Isso foi verificado da série de 50 anos de simulações do desmatamento na região central da Amazônia, foram selecionados os anos em que no domínio da bacia do rio Cuieiras alcançou taxas de desmatamento de 10 a 100% da superfície. Desta forma temos que 100% de área com cobertura de floresta é verificada em 2001, 90% em 2014, 80% em 2019, 70% em 2023, 60% em 2027, 50% em 2031, 40% em 2034, 30% em 2037, 20% em 2040 e finalmente

10% em 2042 (Tabela 2.4). As células referentes a cobertura de pastagem foram definidas como o desmatamento projetado para a região, e cena ou mapa associado a cada um destes anos configurou o mapa de cobertura vegetal ou cenário de uso do solo utilizado no modelo.

Tabela 2.4: Fração de área florestada da Bacia do Rio Cuieiras [em %] em função do ano de ocorrência.

| Porcentagem de Cobertura Florestal | Ano |
|------------------------------------|------|
| 100% | 2001 |
| 90% | 2014 |
| 80% | 2019 |
| 70% | 2023 |
| 60% | 2027 |
| 50% | 2031 |
| 40% | 2034 |
| 30% | 2037 |
| 20% | 2040 |
| 10% | 2042 |

O padrão espacial da dinâmica do desmatamento na região, representado pelo retângulo em preto, é apresentado na figura 2.8 considerando, para efeito de ilustração, os mapas referentes a 100 (Figura 2.9a), 50 (Figura 2.9b), 30 (Figura 2.9c) e 10% (Figura 2.9d) de cobertura de floresta. O desmatamento projetado evolui de leste para oeste a partir da rodovia AM-010 e de sul para norte forçado pela proximidade com a cidade de Manaus.

As forçantes climáticas consideradas nestes experimentos foram aquelas obtidas na área da reserva Ducke e para o mesmo período de 1991 a 1996. Em todos os cenários de alteração de cobertura de vegetação essa informação foi à mesma, ou seja, o padrão climático do monitoramento com resolução temporal de 1h.

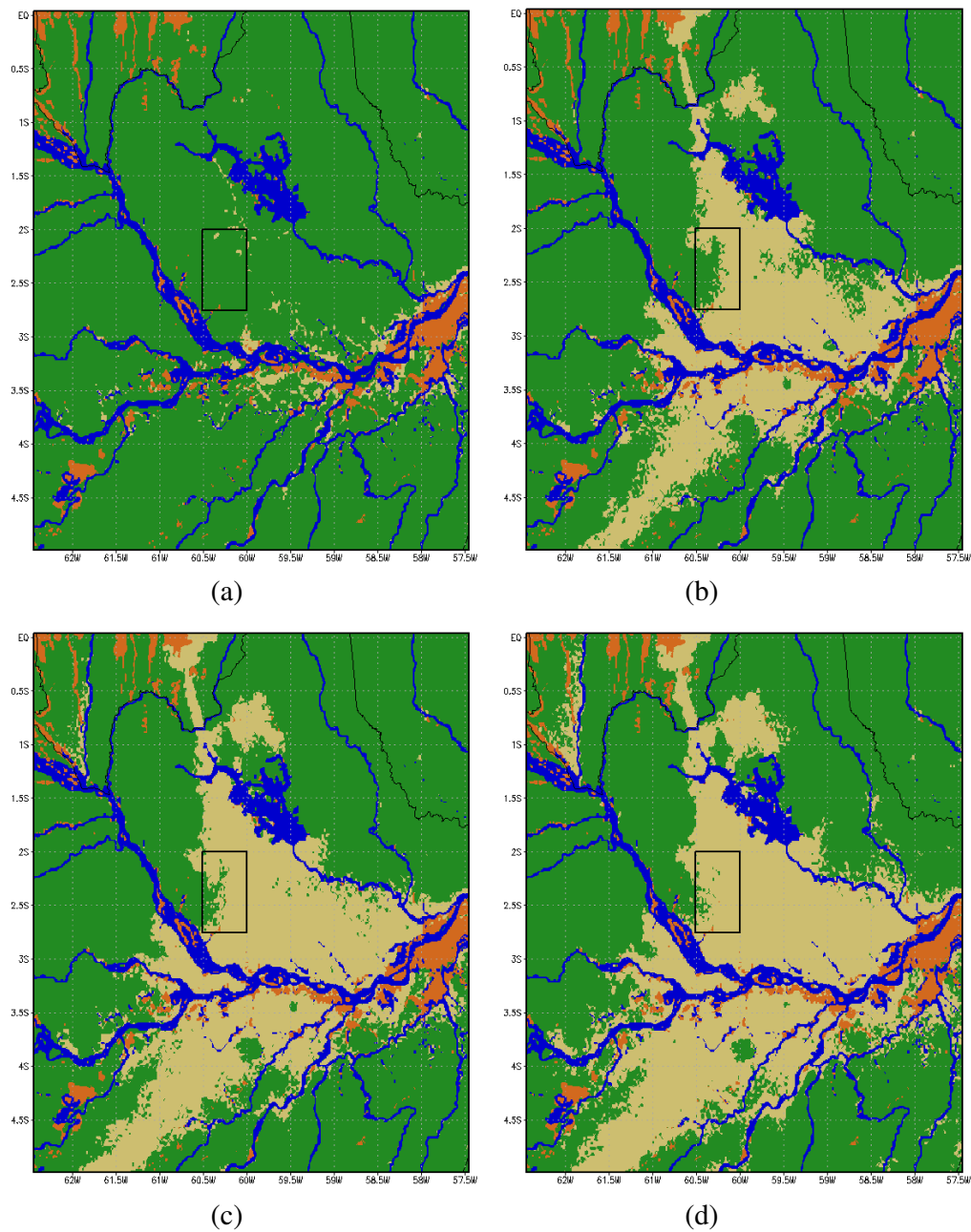


Figura 2.9: Padrão espacial da evolução do desmatamento na área de estudo (retângulo preto) Bacia do Rio Cuieiras, referentes às frações de cobertura de floresta de: 100% (a), 50%(b), 30% (c) e 10% (d).

2.5 RESUMO DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

As simulações desenvolvidas neste estudo com o modelo CLM podem ser caracterizadas em dois tipos ou conjuntos: i) o primeiro é focado na consideração de vários cenários de alteração do clima da região entre o período de 1990 e 2099, sob influência de distintos cenários de emissão de gases de efeitos estufa gerados pelos modelos do IPCC; ii) no segundo o clima é mantido inalterado enquanto a cobertura da superfície é modificada conforme cenários de uso da terra projetados pelo modelo “Dinâmica”.

Para cada conjunto de simulações é analisado o comportamento das variáveis do balanço de água, como evapotranspiração, escoamento superficial, escoamento sub-superficial, e quantidade de água disponível no solo, juntamente com as componentes do balanço de energia (calor sensível e latente).

3 RESULTADOS

A questão principal formulada neste trabalho é de como a disponibilidade hídrica na Amazônia pode ser impactada em função das mudanças climáticas resultantes do aquecimento global, e de mudanças na cobertura vegetal. Apartir de considerações das incertezas previstas pelos modelos de circulação geral da atmosfera do IPCC- AR4 para os cenários B1, A1B e B2, e de cenários de alteração progressiva da cobertura de floresta na região da Amazônia Central. Para analisar essa questão, avalia-se neste capítulo os impactos nos balanços de energia e água conforme simulados pelo modelo CLM ao utilizar dados de entrada de vários modelos de circulação geral da atmosfera do IPCC-AR4, bem como vários cenários de alteração futura da cobertura vegetal da região.

3.1 CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

3.1.1 Tendências de longo termo das projeções de precipitação e temperatura

Para analisar as tendências de longo termo das projeções de alteração do clima da Amazônia Central para este século são tomadas as variações decadais de precipitação e temperatura do ar projetada pelos modelos climáticos do IPCC – AR4 referentes aos cenários de emissões selecionados.

a) Temperatura do ar

O aumento da concentração dos gases de efeito estufa na atmosfera conforme estipulados pelos cenários B1, A1B e A2 são reconhecidos pelos modelos climáticos que projetam aumento da temperatura do ar para a região central da Amazônia de forma unânime (Figura 3.1a,b,c). As taxas de aquecimento diferem entre os modelos, porém aumentam conforme os cenários de emissões projetam maior concentração de gases de efeito estufa na atmosfera.

Comparando as temperaturas simuladas pelos modelos GFCM21, HADCM3 e IPCM4 para o clima atual (década 1990-99) com as observações, verifica-se que estes modelos tendem a superestimar a temperatura do ar à superfície com valores de 28,3, 26,7 e 26,8°C, respectivamente, comparados com o valor observado de 26° C para a região. Enquanto isso,

os modelos GIER, GIEH, CNCM3 e INCM3 apresentam valores inferiores aos esperados (25,4, 25,3, 25,2 e 24,8° C). Em termos de tendências associadas aos cenários de emissões, os modelos projetam aquecimento para a região variando de 1,7 a 4° C no cenário B1, de 2,6 a 5,9° C no cenário A1B, e de 3,3 a 7,2° C no cenário A2. Destaca-se na figura 3.1b e c a forte tendência de aquecimento projetado pelo modelo HADCM3 frente aos demais modelos.

A tendência de incremento aproximadamente linear da temperatura no cenário B1 é alterada e intensificada nos outros cenários, particularmente após a década de 2040-2049. Quando considera-se apenas os modelos com menores vieses na temperatura da região (ex. CNCM3, GIER, GIEH, INCM3 e MIHR) a taxa média de aquecimento por década projetada até o final do século é de 0,23°C/década no cenário B1, 0,28°C/década no cenário A1B e 0,35°C/década no cenário A2. Se forem considerados apenas os modelos GFCM21, HADCM3 e IPCM4, que apresentam temperaturas mais elevadas já no clima atual, as taxas projetadas de aquecimento são de um acréscimo de 0,22°C /década, 0,38° C /década e 0,46°C /década, para os cenários B1, A1B e A2, respectivamente.

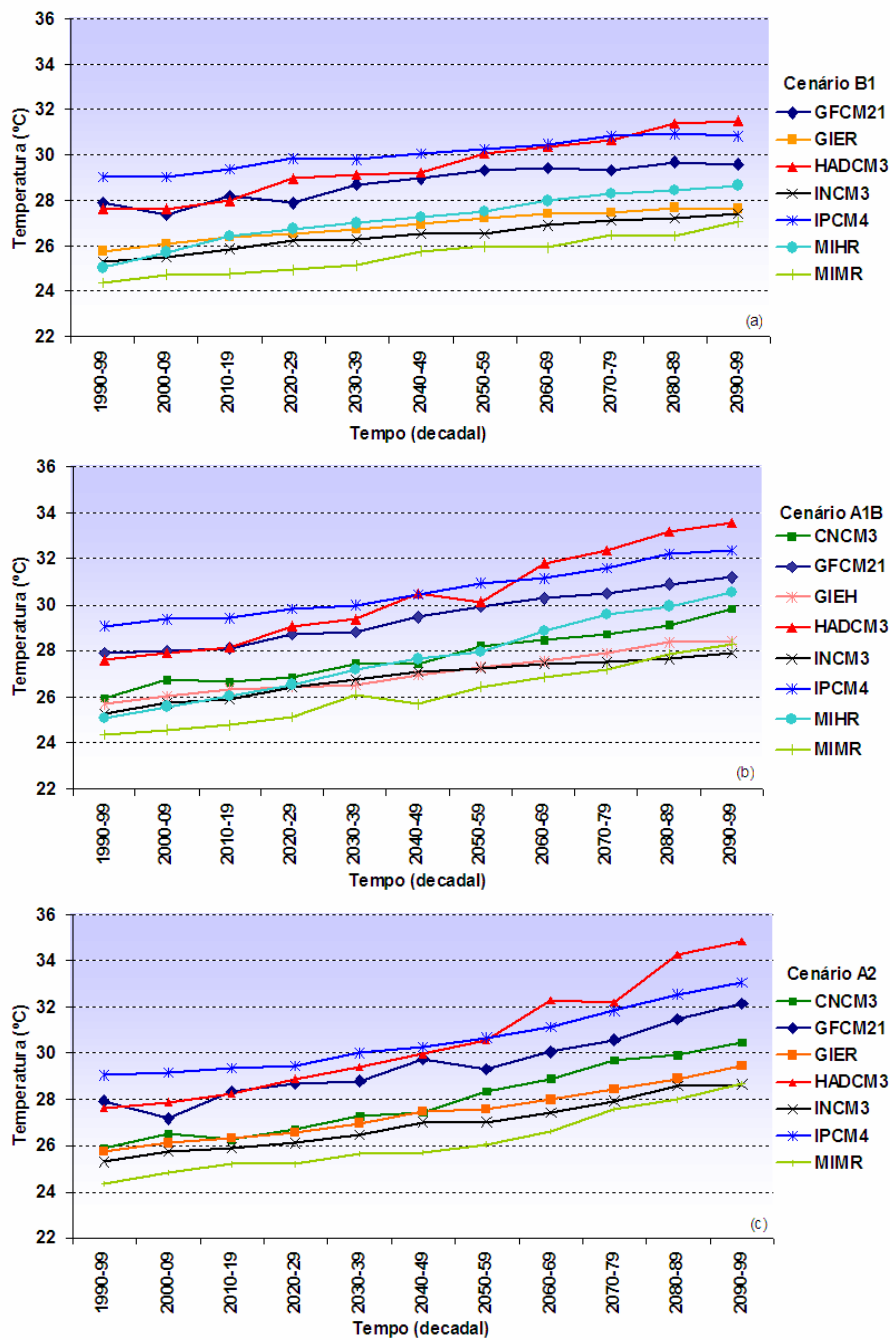


Figura 3.1: Tendência decadal da variação média anual da temperatura (°C) para o cenário B1 (a), A1B (b) e A2 (c).

b) Precipitação

Existe uma grande variabilidade na projeção da precipitação entre os modelos, onde pode-se constatar pela figura 3.2a, por exemplo, que no cenário B1 os modelos projetam médias anuais de chuva na região variando de 3 a 5 mm/dia. A média anual da precipitação para a década referente ao clima atual (1990-99) gerada pelos modelos é sempre inferior ao valor esperado climatologicamente que é cerca de 6,3 mm/dia. Os modelos GIER, GIEH e CNCM3 são os que apresentam os valores mais próximos 4,9, 4,5 e 4,3 mm/dia, respectivamente.

No cenário B1 de emissão (Figura 3.2a) as análises de tendência decadal da variação média anual da precipitação indicam modelos com tendência forte de aumento da precipitação na região, IPCM4, GFCM21, um modelo com forte tendência negativa, HADCM3, enquanto os demais, INCM3, GIER, MIMR e MIHR, apresentam pequena tendência de variação da precipitação. Esse padrão se repete nos cenários A1B (Figura 3.2b) e A2 (Figura 3.2c), muito embora nem todos os modelos estejam representados em todos os cenários. O destaque está no fato de que o número de modelos com tendência de aumento de precipitação, mesmo com valores pequenos, é maior do que aqueles que tendem a indicar redução de chuvas, com destaques para os modelos IPCM4 que produz grande aumento e o HADCM3, com grande redução.

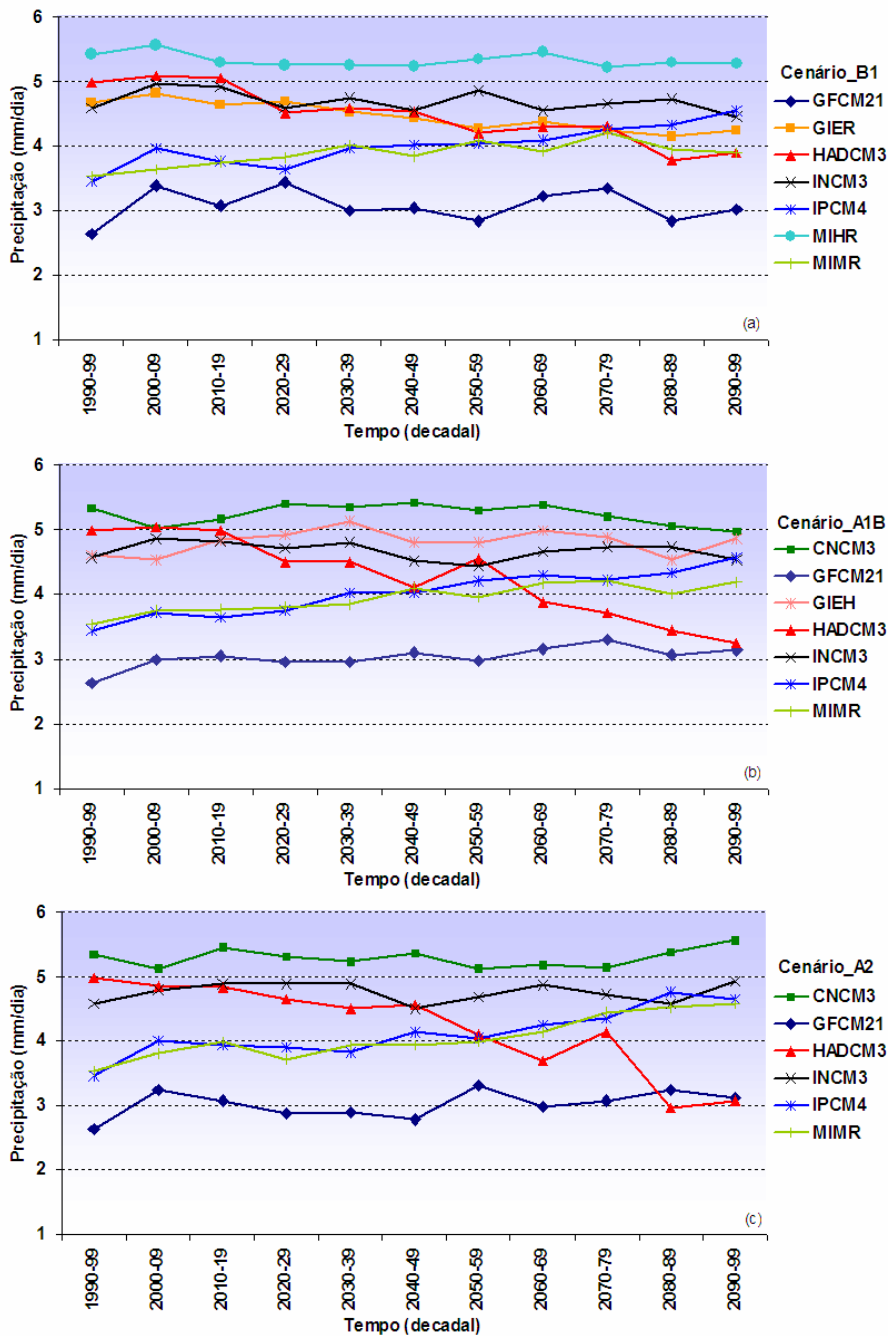


Figura 3.2: Tendência decadal da variação média anual da precipitação (mm/dia) para o cenário B1 (a), A1B (b) e A2 (c).

3.1.2 Análise de tendência das componentes hidrológicas

Nesta seção são analisadas as tendências de longo prazo (década de 1990-99 a 2090-2099) dos campos de superfície gerados pelo modelo CLM, após submetido às forçantes climáticas originadas dos cenários dos modelos climático do IPCC-AR4. O objetivo aqui é avaliar a resposta da evapotranspiração, do escoamento total e da água armazenada no solo frente às tendências de aumento da temperatura e da alta variabilidade da precipitação projetada pelos vários modelos climáticos nos diferentes cenários de emissões. A análise de tendência baseia-se no ajuste linear das curvas.

Nas Figuras 3.3a, 3.3b e 3.3c são apresentadas as médias anuais da evapotranspiração, escoamento total e água armazenada no solo, respectivamente, para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelos modelos climáticos do IPCC-AR4 no cenário B1. Nesse cenário são poucos os modelos que apresentam tendências mais fortes de variação. Por exemplo, o clima resultante dos modelos INCM3 e GFCM21 projeta uma redução da evapotranspiração na região inferior a 2%, enquanto os modelos GIER, MIMR e MIHR projetam aumentos de 3, 5 e 5%, respectivamente, ou seja, praticamente sem tendência.

O destaque vai para os modelos HADCM3 e IPCM4, onde o primeiro projeta uma redução na evapotranspiração de até 33% ao final do século, enquanto o segundo projeta aumento de 37%. Vale salientar que o clima destes modelos sugere valores bem distintos um do outro para a condição do clima atual (década de 1990-99), em que o HADCM3 tem uma demanda evaporativa de 4,5 mm/dia e o IPCM4 cerca de 3,0 mm/dia. Da mesma maneira, na comparação com a chuva média anual no mesmo período, o HADCM3 indica uma taxa de 4,5 mm/dia e o IPCM4 de 3,1 mm/dia, contra um valor observado de 6,3 mm/dia, ou seja, a condição do clima atual já é bastante seca nestes modelos. A projeção futura de variação da precipitação no cenário B1 para o clima destes modelos é de 34% de redução para o HADCM3 e 42% de aumento para o IPCM4. A tendência de aumento da precipitação no IPCM4 aliado ao aumento da temperatura (cerca de 1,7° C, contra 3,8° C do HADCM3) contribuiu para a maior demanda evaporativa. Desta forma, as diferenças na taxa de aquecimento e de precipitação contribuíram para que o CLM projetasse tendências opostas na evaporação entre os dois modelos.

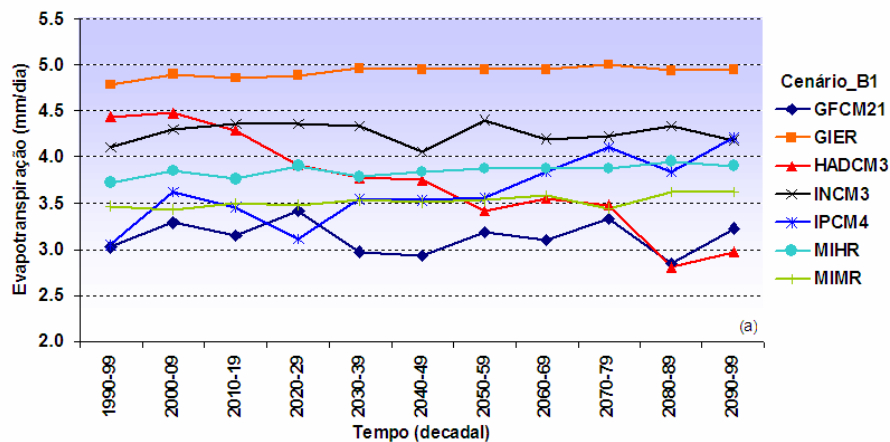


Figura 3.3a: Médias anuais da evapotranspiração (mm/dia) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos IPCC-AR4 para o cenário de emissão B1.

A avaliação das curvas de escoamento total mostradas na Figura 3.3b indica que o clima de todos os modelos tende a subestimar o escoamento total. A relação observada entre o escoamento total e a precipitação na área, para um ambiente de floresta, varia de 0,15 a 0,20 mm/dia (MALHI et al., 2002). Se calcularmos esta relação para a década do clima atual o valor não ultrapassa 0,15 mm/dia nos modelos que geram maior escoamento. Neste caso, o sinal das tendências é tomado como indicador de variações futuras. No caso do cenário B1 as tendências de variação do escoamento total são grandes na maioria dos modelos, mesmo que os valores absolutos sejam pequenos. Os modelos IPCM4, MIMR e GIER projetam aumentos no escoamento da ordem de 250, 9,5 e 36% respectivamente, no final do século, enquanto o HADCM3 e o INCM3 projetam redução de 63 e 12,5% frente à condição do clima atual, respectivamente. Os demais modelos não apresentam tendências.

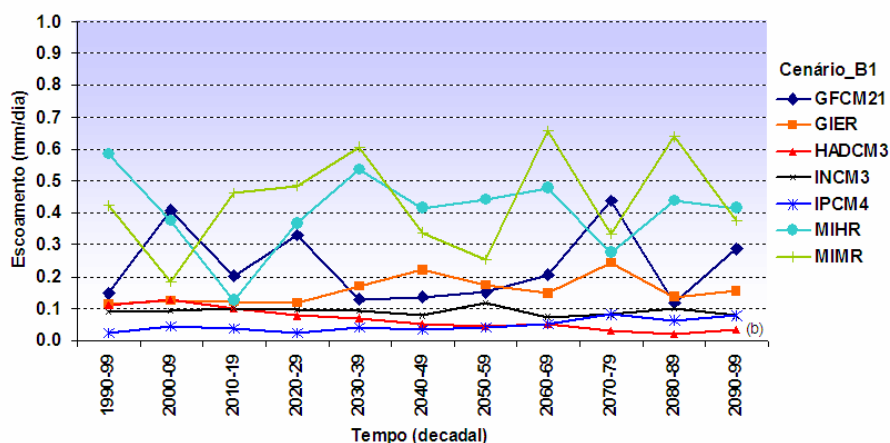


Figura 3.3b Médias anuais do escoamento total (mm/dia) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos IPCC-AR4 para o cenário de emissão B1.

Como consequência as tendências de variação do conteúdo de água armazenada no solo seguem os efeitos das variações na evapotranspiração e no escoamento total associado ao clima dos vários modelos, resultando no entanto, em percentuais menores de variação (Figura 3.3c). Aumentos na quantidade de água armazenada no solo projetados não ultrapassam 5% nos modelos GFCM21, MIMR e IPCM4. Enquanto a maior redução da água armazenada no solo é projetada pelo modelo HADCM3, cerca de 7,3%, e os demais modelos não apresentam tendência.

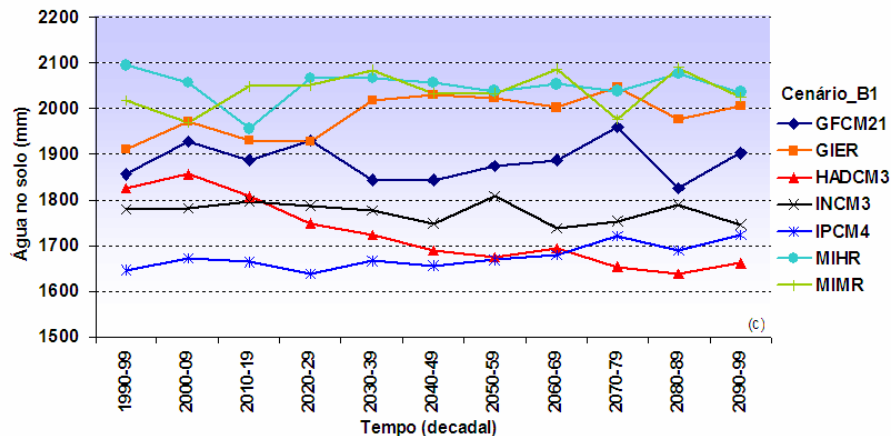


Figura 3.3c. Médias anuais da água armazenada (mm/dia) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos IPCC-AR4 para o cenário de emissão B1.

Como foi visto na análise do cenário B1, o clima dos vários modelos projetam impactos distintos nas componentes do ciclo hidrológico continental, alguns com forte variação outros com pequena. Desta forma, na análise dos cenários A1B e A2 apresentadas a seguir, apenas os casos que apresentam grandes impactos são discutidas.

O comportamento das curvas de evapotranspiração, escoamento total e água armazenada no solo projetadas para o cenário A1B são apresentadas nas figuras 3.4a, 3.4b e 3.4c. Novamente, as maiores tendências de variação da evapotranspiração são projetadas para os modelos IPCM4 (aumento de 34,5%) e HADCM3 (redução de 46%). A taxa de evapotranspiração foi ainda mais impactada no HADCM3 frente ao cenário B1, enquanto no modelo IPCM4 a porcentagem de aumento foi menor.

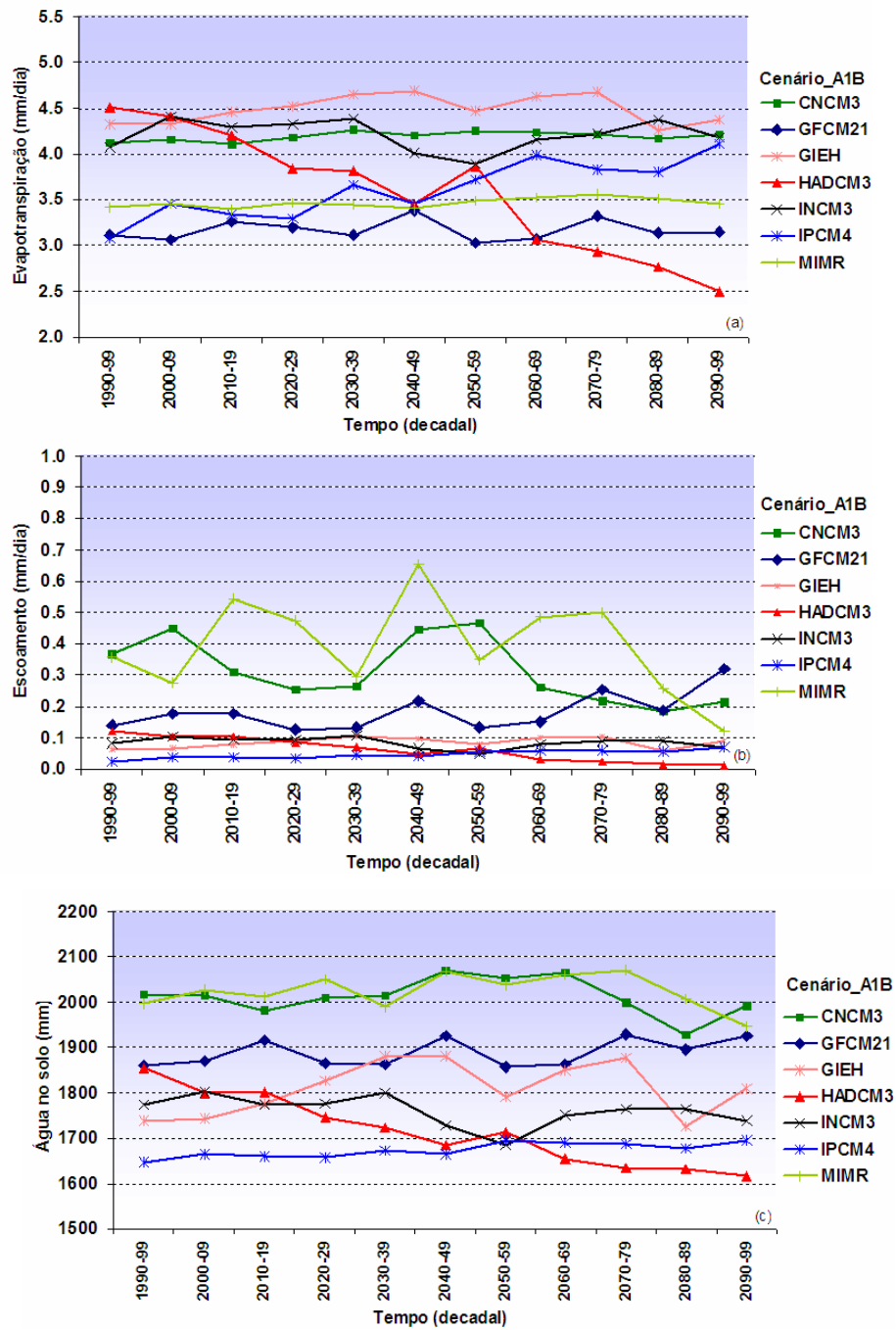


Figura 3.4: Médias anuais da: (a) evapotranspiração (mm/dia), (b) escoamento total (mm/dia) e (c) água armazenada no solo (mm) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão A1B.

Neste cenário as tendências de alteração do escoamento total foram intensificadas (Figura 3.4b), com valores de aumento significativos no IPCM4 (200%) e GFCM21 (135%),

novamente o HADCM3 projeta forte redução do escoamento, cerca de 91%. Os demais modelos apresentam grande variabilidade ou pouca tendência ao final do século. O impacto dessas mudanças na água armazenada no solo é apresentado na Figura 3.4c. Tendências de aumento de chuva são seguidas por tendências de aumento de evapotranspiração e escoamento total, e essa combinação promove um menor impacto na água disponível no solo. As maiores variações são de 3% de aumento nos modelos IPCM4 e GFCM21, e redução de 9% no HADCM3.

No cenário A2 o impacto na evapotranspiração é de aumento de 34,5% no modelo IPCM4 contra uma redução de 50% no HADCM3 (Figura 3.5a). Novamente, o aumento da temperatura global tem respostas distintas entre os modelos, onde o impacto nos modelos com tendência de clima seco e a amenizar nos modelos com tendência de clima úmido. No caso do escoamento total (Figura 3.5b) o impacto é intensificado, caso exemplificado com o aumento do escoamento nos modelos GFCM21 e IPCM4 (aumento de 121% e 200%). Como resultado, a água armazenada no solo aumenta nos modelos GFCM21 e MIMR, neste cenário (Figura 3.5c), que ainda não haviam mostrado tendência de aumento significativo, como o IPCM4. O HADCM3 projeta neste cenário uma redução de 10% na água armazenada no solo. Das variáveis analisadas todas mostram, com maior ou menor grau, sensibilidade ao aquecimento do planeta projetado pelos modelos climáticos, sendo o escoamento total a mais sensível.

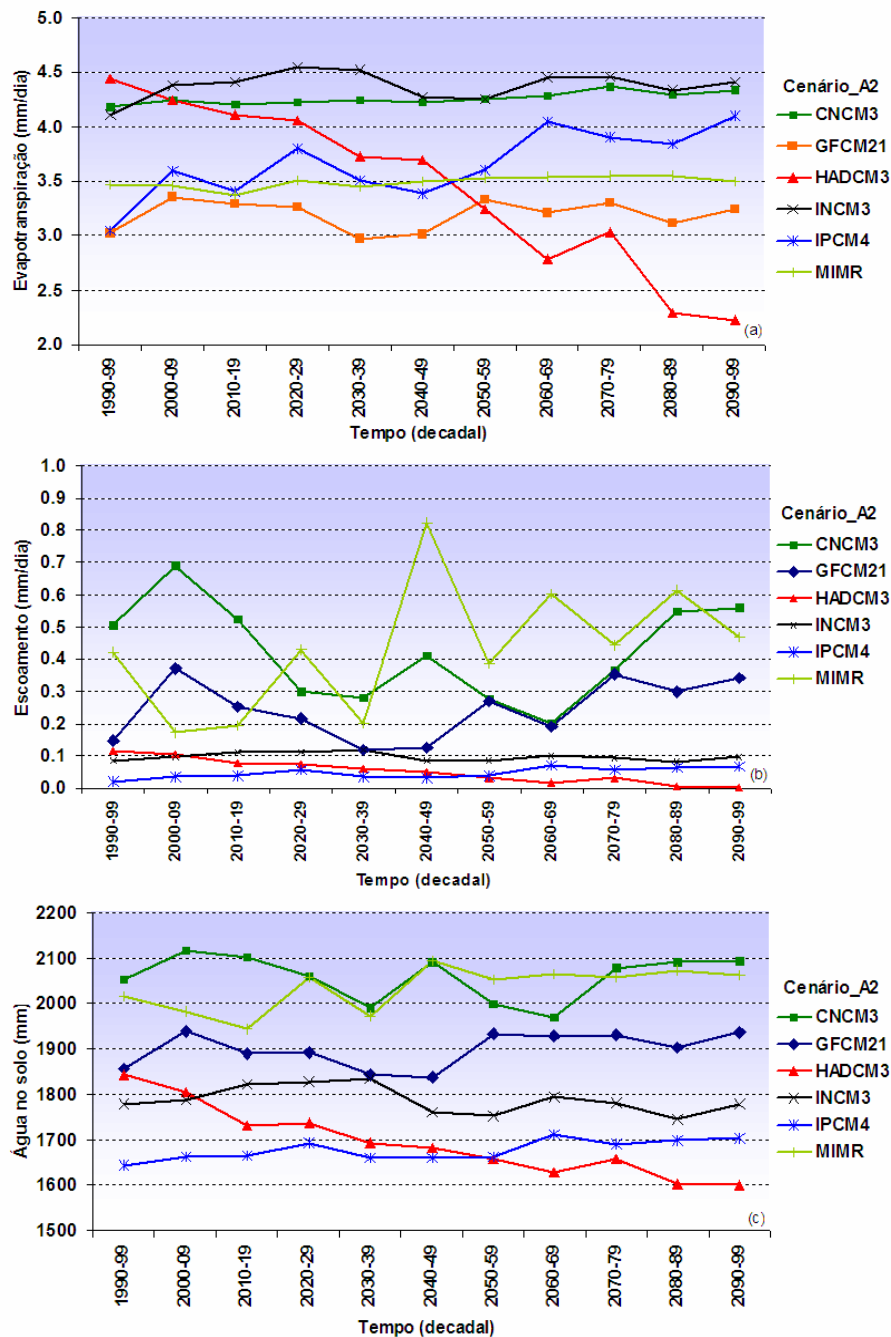


Figura 3.5: Médias anuais da: (a) evapotranspiração (mm/dia), (b) escoamento total (mm/dia) e (c) água armazenada no solo (mm) para as décadas de 1990-99 até 2090-2099 projetadas pelo CLM a partir de dados dos modelos climáticos do IPCC-AR4 para o cenário de emissão A2.

A Tabela 3.1 sumariza as diferenças entre os cenários do clima futuro (B1,A1B e A2) em relação ao cenário do clima atual em termos de média anual para cada modelo e variável considerada.

Tabela 3.1: ΔT : variação da temperatura ($^{\circ}\text{C}$); ΔP : variação da precipitação (mm/dia); ΔE : variação da evapotranspiração (mm/dia); ΔR : variação do escoamento (mm/dia) e ΔW_{liq} : variação da água armazenada no solo (mm)

| Modelos | | CNCM3 | GIEH | GIER | GFCM21 | HADCM3 | INCM3 | IPCM4 | MIHR | MIMR |
|-----------------------------------|--------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| ΔT ($^{\circ}\text{C}$) | Clima atual | 25,93 | 27,91 | 25,70 | 25,76 | 27,62 | 25,31 | 29,05 | 25,07 | 24,36 |
| | B1 | - | 1,6 | - | 1,8 | 3,8 | 2,1 | 1,7 | 3,6 | 2,7 |
| | A1B | 3,89 | 3,29 | 2,74 | - | 5,94 | 2,62 | 3,33 | 5,45 | 3,96 |
| | A2 | 4,53 | 4,22 | - | 3,70 | 7,20 | 3,35 | 4,01 | - | 4,34 |
| ΔP (mm/dia) | Clima atual | 4,54 | 4,36 | 4,89 | 3,06 | 4,50 | 4,16 | 2,98 | 4,31 | 3,87 |
| | B1 | - | - | 0,21 | 0,46 | -1,57 | 0,03 | 1,26 | - | 0,05 |
| | A1B | -0,06 | 0,05 | - | 0,33 | -2,11 | 0,06 | 1,16 | 0,08 | -0,33 |
| | A2 | 0,37 | - | - | 0,51 | -2,39 | 0,37 | 1,13 | 0,10 | 0,08 |
| ΔE (mm/dia) | Clima atual | 3,02 | 4,32 | 4,78 | 3,02 | 4,44 | 4,10 | 3,04 | 3,72 | 3,46 |
| | B1 | - | - | 0,16 | 0,20 | -1,47 | 0,08 | 1,16 | - | 0,16 |
| | A1B | 1,20 | 0,04 | - | 0,21 | -2,04 | 0,06 | 1,05 | 0,18 | -0,01 |
| | A2 | 1,31 | - | - | 0,13 | -2,21 | 0,30 | 1,05 | 0,29 | 0,03 |
| ΔR (mm/dia) | Clima atual | 0,36 | 0,06 | 0,11 | 0,14 | 0,11 | 0,08 | 0,02 | 0,58 | 0,42 |
| | B1 | - | - | 0,04 | 0,13 | -0,07 | -0,01 | 0,05 | - | -0,04 |
| | A1B | -0,15 | 0,02 | - | 0,19 | -0,10 | -0,01 | 0,04 | -0,16 | -0,29 |
| | A2 | 0,19 | - | - | 0,17 | -0,10 | 0,01 | 0,04 | -0,25 | 0,04 |
| ΔW_{liq} (mm) | Clima atual | 2996,69 | 2553,08 | 2758,22 | 2755,56 | 2665,19 | 2614,48 | 2453,89 | 3141,91 | 3002,88 |
| | B1 | - | - | 174,21 | 68,83 | -195,19 | -50,99 | 83,86 | - | 26,76 |
| | A1B | -29,75 | 79,21 | - | 157,42 | -243,22 | -59,08 | 55,29 | -97,41 | -172,54 |
| | A2 | 143,14 | - | - | 164,54 | -265,36 | -16,14 | 63,50 | -67,00 | 101,41 |

3.1.3 Variabilidade entre modelos e cenários

Nesta Figura 3.6 é apresentada a variação projetada para a precipitação por modelo e por cenário de emissão da última década do século (2090 a 2099) em relação a do clima atual (definido por 1990 a 1999). Essa análise reforça o destaque aos modelos IPCM4 e HADCM3 como aqueles que apresentam maior sensibilidade ao aumento dos gases de efeito estufa. Nos demais modelos a variação entre as décadas é inferior a própria variabilidade entre período chuvoso e seco, conforme indicam as barras na Figura 3.6.

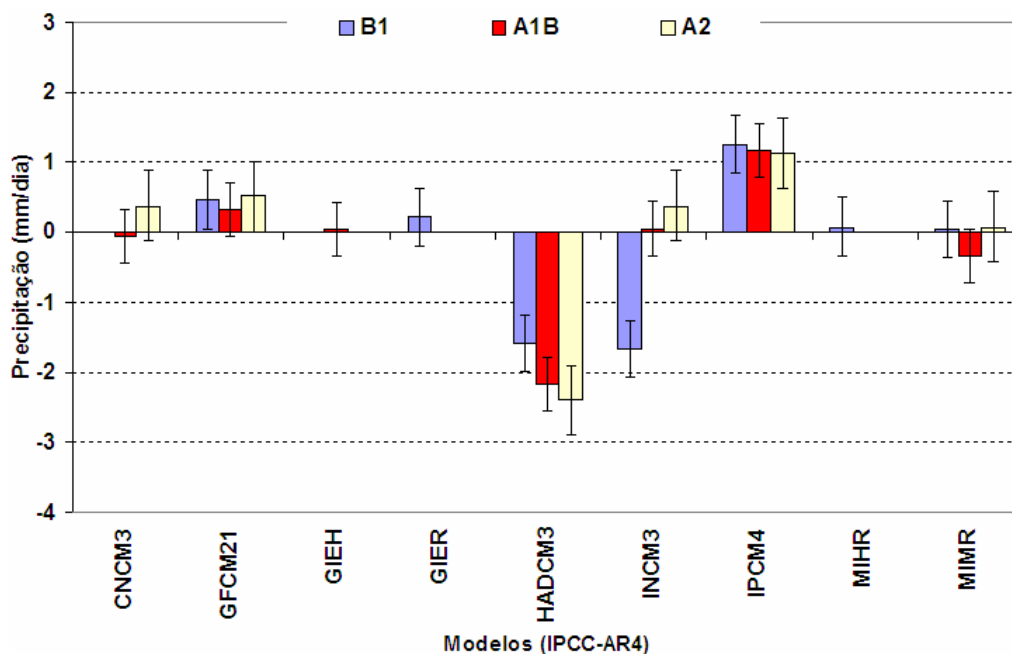


Figura 3.6: Variação projetada para a precipitação (mm/dia) por modelo e por cenário de emissão da última década do século (2090 a 2099) em relação a do clima atual (definido por 1990 a 1999).

A análise da tendência individual dos modelos IPCM4 e HADCM3 para os respectivos cenários B1, A1B e A2 é apresentada no sentido de confrontar a variabilidade entre os cenários. No modelo HADCM3 a tendência de redução da precipitação é praticamente a mesma até meados do século XXI (2050) para todos os cenários. Nas décadas seguintes as diferenças se intensificam fazendo com que a taxa média de precipitação seja reduzida de 4,5 mm/dia na década inicial para cerca de 3mm/dia no final do século no cenário B1, 2,5 mm/dia no cenário A1B e cerca de 2 mm/dia no cenário A2. Claramente, no modelo HADCM3, a maior concentração de gases de efeito estufa na atmosfera favorece a redução das chuvas na região (Figura 3.7). No modelo IPCM4 a tendência é de aumento da

precipitação até o fim do século, para todos os cenários (Figura 3.8). As tendências de aumento são semelhantes entre os cenários de emissão (Figura 3.8) e com taxas de incremento inferiores as projetadas pelo modelo HADCM3.

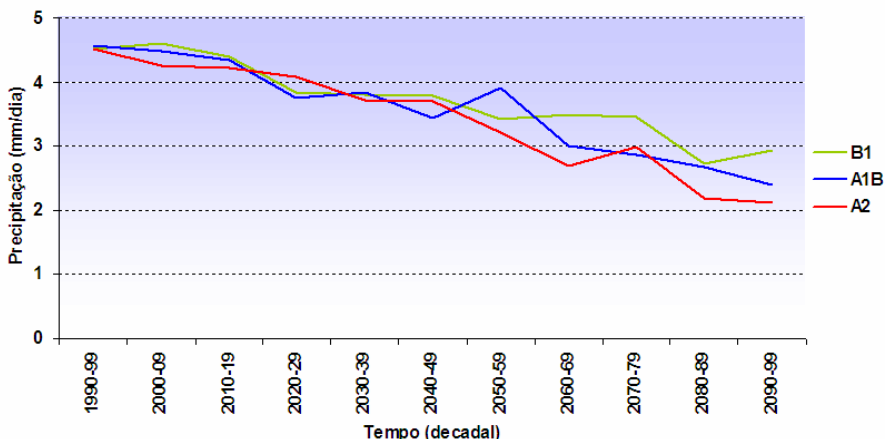


Figura 3.7: Média anual da precipitação (mm/dia) por década do modelo HADCM3 nos cenários B1, A1B e A2.

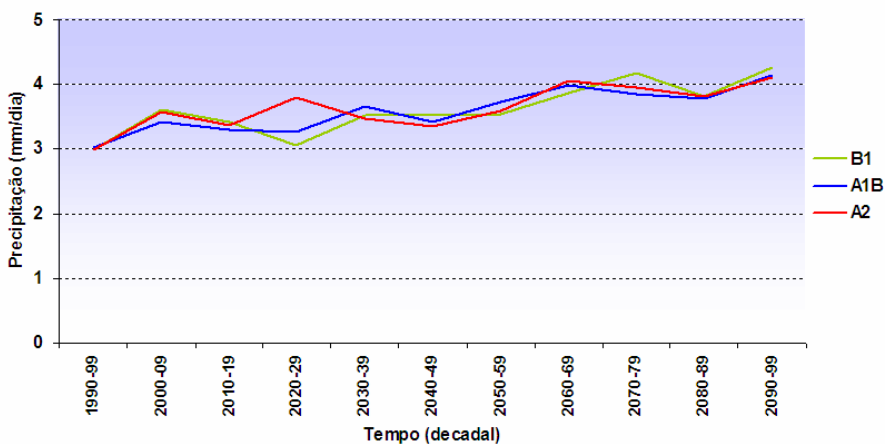


Figura 3.8: Média anual da precipitação (mm/dia) por década do modelo IPCM4 nos cenários B1, A1B e A2.

3.1.4 Variação sazonal da precipitação, evaporação, escoamento e água no solo: presente e futuro.

A Figura 3.9 apresenta os resultados das projeções do modelo HADCM3 em relação ao clima futuro para precipitação, evapotranspiração, escoamento total e água armazenada no solo. O modelo HADCM3 projeta reduções na precipitação média anual de 35, 46 e 53% nos cenários futuros B1, A1B e A2, respectivamente, quando comparado com o clima atual (definido por 1990-99). É projetado um período chuvoso mais curto e com menos chuva, e um período seco mais prolongado, com efeito na evapotranspiração (Figura 3.10). A

evapotranspiração sofre modificações acentuadas, acompanhando a mudança no ciclo de precipitação, com reduções ocorrendo principalmente no período seco, em percentuais de 33, 46 e 50% para os cenários B1, A1B e A2, respectivamente, frente ao clima atual (Figura 3.10).

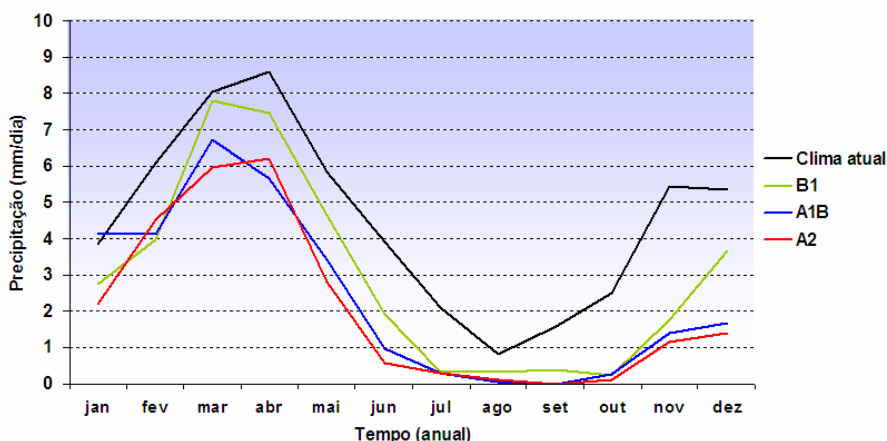


Figura 3.9: Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para precipitação (mm/dia) em relação ao clima futuro.

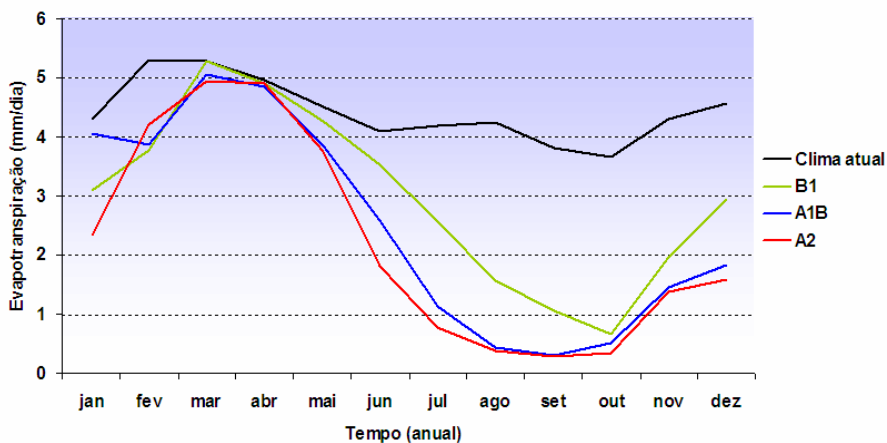


Figura 3.10: Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para evapotranspiração (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro.

O escoamento total máximo associado ao período de cheia da região que ocorre em meados do ano no clima atual é significativamente alterado nos cenários futuros, com reduções atingindo 71% (B1), 92% (A1B) e 97% (A2) (Figura 3.11). Como resposta às alterações ocorridas na precipitação, evapotranspiração e escoamento total, a quantidade de água armazenada no solo também é impactada com redução da água disponível aos processos hidrológicos locais da ordem de 7% (B1), 9% (A1B) e 10% (A2) (Figura 3.12), na média anual.

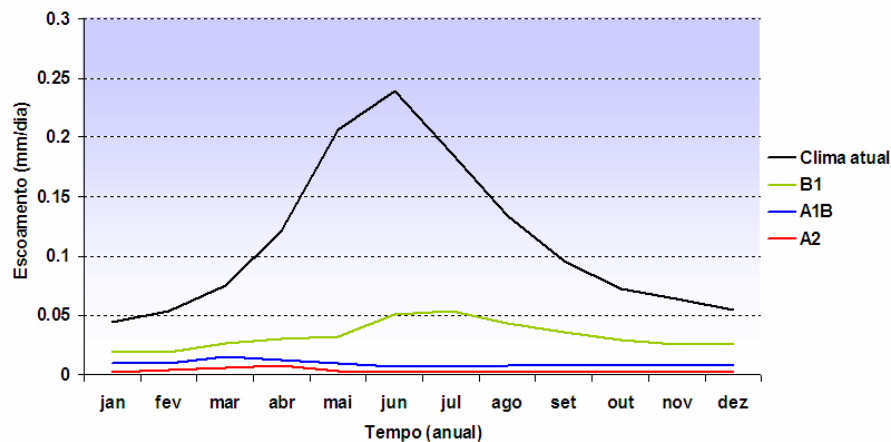


Figura 3.11: Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para o escoamento (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro.

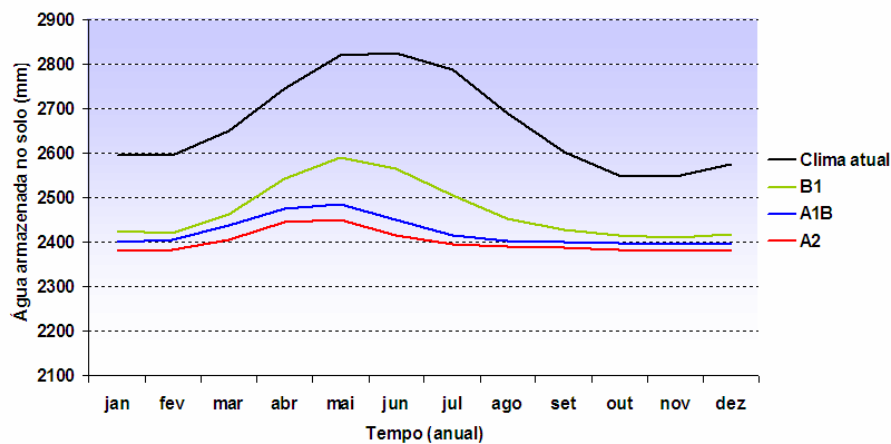


Figura 3.12: Resultados das projeções climáticas do modelo HADCM3 para a água armazenada no solo calculada pelo CLM em relação ao clima futuro.

O modelo CNM3 projeta tendências diferentes entre os cenários de clima futuro (A1B e A2). Com relação à precipitação (Figura 3.13a) observa-se uma pequena redução de 1,3%, (A1B), na média anual, com o período chuvoso um pouco mais prolongado e com menos chuva, com a primeira metade do período seco muito próximo do observado e com a segunda metade com acentuada redução em relação ao clima atual. Já para o cenário A2 observa-se um aumento tanto na média anual de 8,3%. Na estação úmida o aumento é de 3%, enquanto que a partir da segunda metade do período seco apresenta redução de 14%. No tocante a evapotranspiração (Figura 3.13b), essa apresenta aumento tanto na média anual quanto por estação (úmida/seca de 39 e 43%), nos cenários A1B e A2, respectivamente.

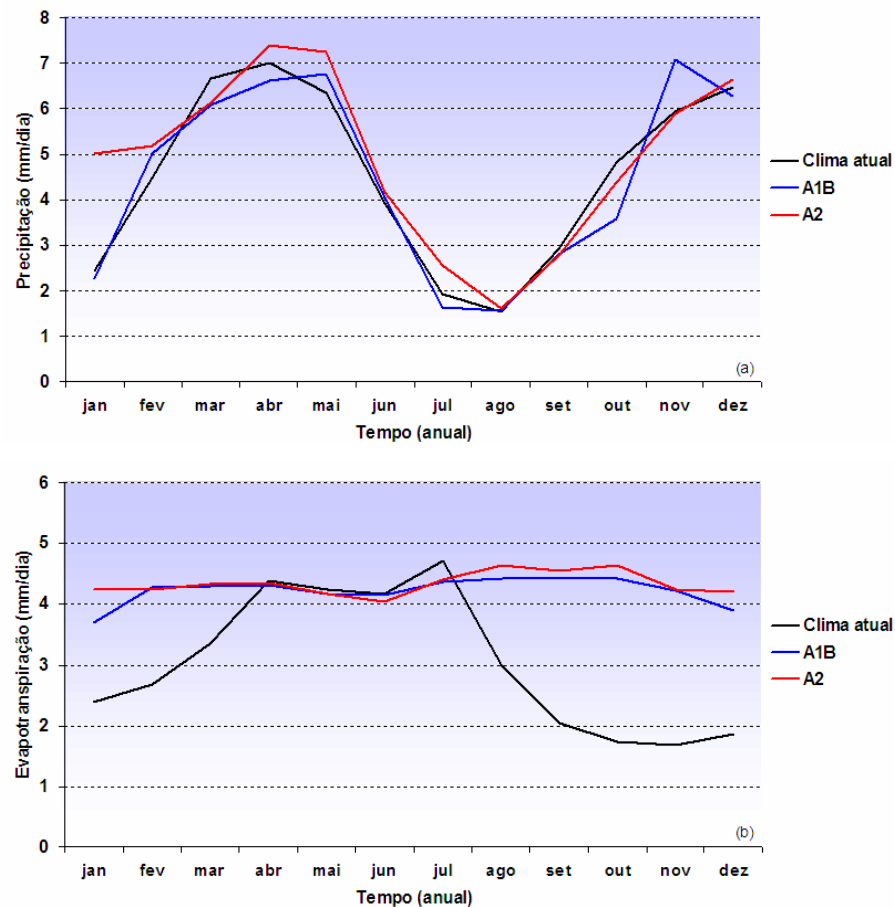


Figura 3.13a,b: Resultados das projeções climáticas do modelo CNCM3 para (a) precipitação em relação ao clima futuro e para a (b) evapotranspiração calculada pelo CLM em relação ao clima futuro.

As projeções para a variação da precipitação do modelo MIMR, em relação ao clima futuro, indicam um pequeno aumento na média anual nos cenários B1 e A2 de 1,5 e 2%, respectivamente. Enquanto que no cenário A1B apresenta redução de 9%. A projeção de variação na evapotranspiração é de aumento de 5% no cenário B1 e 1% no cenário A2 para a média anual é de 8% (B1) e 4% (A2), na estação úmida. Na estação seca a projeção é de redução nos três cenários (-8% (B1), -28% (A1B) e -5%(A2).

As Figuras 3.14, 3.15, 3.16 e 3.17 apresentam os resultados das projeções do modelo IPCM4 em relação ao clima futuro para precipitação, evapotranspiração, escoamento total e água armazenada no solo. O modelo IPCM4 projeta aumento na precipitação nos cenários B1, A1B e A2 de 42, 39 e 38%, respectivamente, na média anual (Figura 3.14). É projetado um período chuvoso mais longo e com mais chuva e um período seco mais curto. Acompanhando as modificações no ciclo da precipitação, a evapotranspiração apresenta grandes modificações

em termos de média anual, com aumentos que atingem 38 a 34%, nos cenários B1 e A2, respectivamente (Figura 3.15).

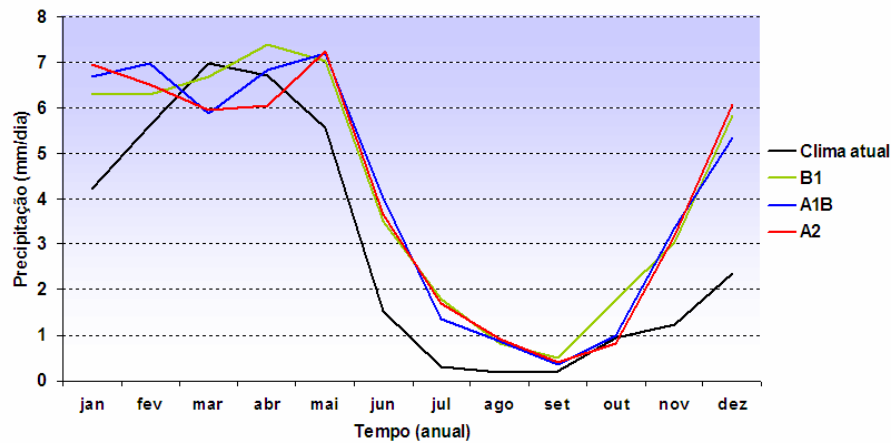


Figura 3.14: Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para precipitação (mm/dia) em relação ao clima futuro.

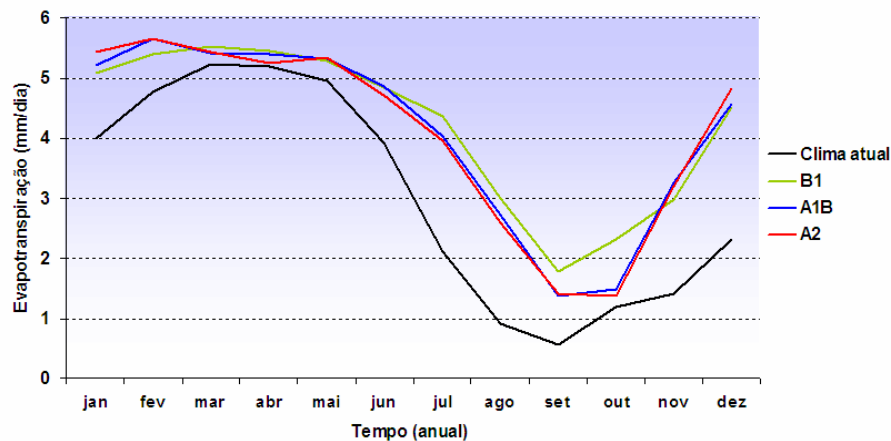


Figura 3.15: Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para evapotranspiração (mm/dia) calculada pelo CLM em relação ao clima futuro.

As maiores alterações decorrentes das projeções de alteração do clima no IPCM4 estão relacionadas ao escoamento total que é profundamente alterado nos cenários B1, A1B e A2 (com variações de 270, 224 e 225%), respectivamente, (Figura 3.16). Por outro lado essas grandes modificações projetadas na precipitação, evapotranspiração e escoamento total provocaram impactos menores na quantidade de água armazenada no solo (Figura 3.17). Essa pequena alteração da água disponível no solo é resultado da elevada taxa de evapotranspiração que praticamente está em balanço com a taxa de precipitação, de tal modo que a alteração de uma é diretamente compensada pela alteração da outra. Adicionalmente, a forte sazonalidade da evapotranspiração contribui para a pequena taxa de escoamento

resultante da alta demanda evaporativa no cenário do clima atual do modelo IPCM4. O aumento da precipitação nos cenários futuros tende a aumentar este escoamento.

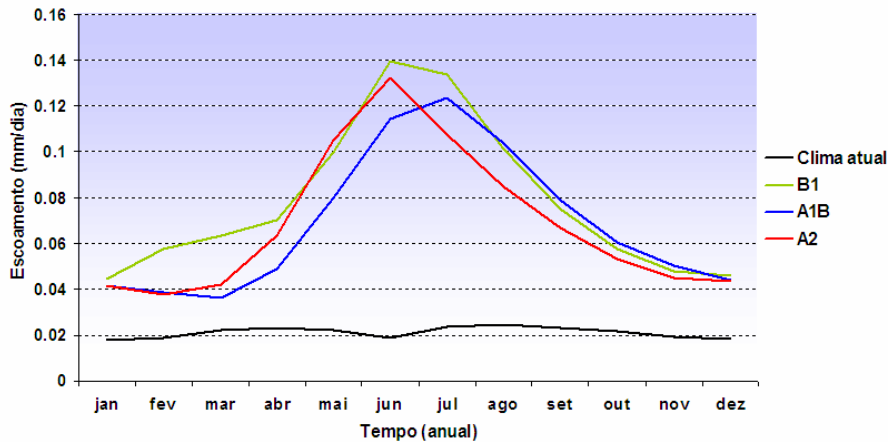


Figura 3.16: Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para o escoamento (mm/dia) calculado pelo CLM em relação ao clima futuro.

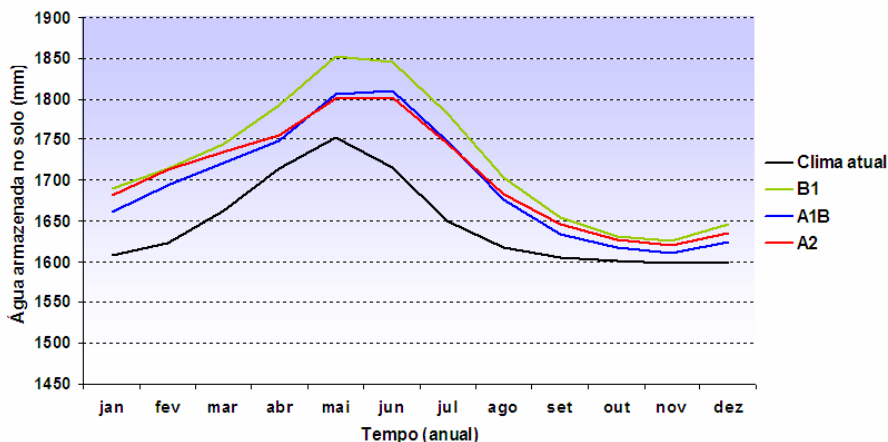


Figura 3.17: Resultados das projeções climáticas do modelo IPCM4 para a água armazenada no solo (mm) calculado pelo CLM em relação ao clima futuro.

A precipitação projetada pelo modelo MIHR em relação ao clima futuro apresenta aumento de 15% no período chuvoso e redução de 61% no período seco no cenário B1. Em termos de média anual o aumento é de 2% neste cenário. A evapotranspiração apresentou aumento de 105%, na média anual e de 113% na estação úmida e de 86% na estação seca no referido cenário. O modelo GFCM21 projeta aumentos para a precipitação média anual, de 15% no cenário B1, 10% no cenário A1B e 16% no cenário A2, na média anual, quando comparado com o clima atual. Neste modelo o maior impacto decorrente da alteração do clima simulado pelo CLM é no escoamento total, com valores da ordem de 93% (B1), 128% (A1B) e 130% (A2). O impacto na evapotranspiração segundo o CLM, é de 7%, (B1), 1,5%

(A1B) e 7% (A2), e no armazenamento de água no solo é de 2,5% (B1), 6% (A1B) e 6% (A2).

A Figura 3.18a apresenta a síntese dos resultados dos impactos decorrentes das alterações do clima projetadas pelos modelos do IPCC-AR4 para a precipitação. As figuras 3.18b, 3.18c e 3.18d referem-se aos impactos na evapotranspiração, escoamento total e conteúdo de água armazenado no solo derivadas através do modelo CLM. Em termos de precipitação (Figura 3.18a) a projeção de redução na média anual é mais forte que a projeção de aumento entre os modelos, e a projeção de redução é maior para o cenário A2. No período chuvoso (FMA) há uma equivalência na intensidade das alterações da chuva para mais e para menos, porém com maior variabilidade entre os modelos. No período seco domina a projeção de redução da chuva.

Esta análise integrada das projeções de precipitação reforça a grande variabilidade que existe entre modelos e entre os cenários de emissões. Em termos de evapotranspiração (Figura 3.18b) o impacto na média anual segue o mesmo padrão da variação da precipitação, porém as maiores alterações projetadas são para o período seco (ASO), sendo que as projeções de aumento não variam muito entre cenários, porém as projeções de redução são mais intensas nos cenários de maiores emissões (A1B e A2).

Com relação ao escoamento total (Figura 3.18c) a projeção de redução na média anual é mais acentuada entre os modelos, com destaque para o HADCM3, MIHR e MIMR. Os modelos GFCM21 e IPCM4 apresentam projeções de aumento tanto na média anual quanto por estação com grande variabilidade entre os cenários de emissões, sendo que tanto a redução quanto o aumento são mais intensificados à medida que os cenários apresentam maiores graus de concentrações de CO₂. No período chuvoso (FMA) prevalece a projeção de redução, para o período seco há uma equivalência na intensidade das alterações tanto para redução quanto aumento.

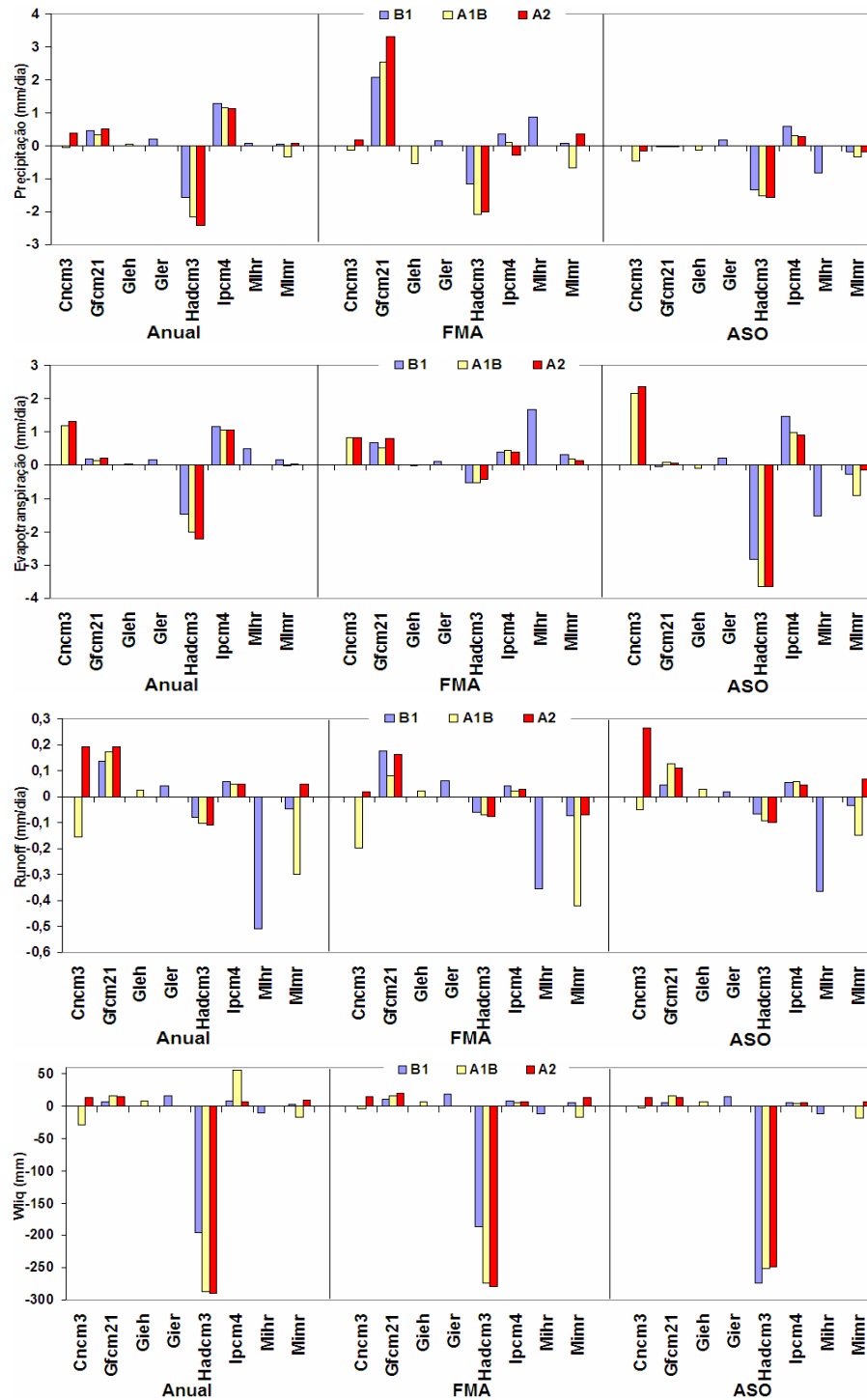


Figura 3.18. Média anual e por estação entre os Modelos (CNCM3, GFCM 21, GIEH, GIER, HadCM3, IPCM4, MIHR e MIMR) por cenário de emissão (B1, A1B e A2), para as variáveis: precipitação, evapotranspiração, escoamento total (Runoff) e conteúdo de água armazenado no solo (Wliq).

O impacto resultante das alterações projetadas para a precipitação, evapotranspiração e escoamento no conteúdo de água no solo é mostrado na Figura 3.18d. Observa-se que na

maioria dos cenários e modelos a alteração da quantidade de água no solo é pequena quando comparado aos impactos nas outras componentes. Com exceção dos resultados decorrentes das simulações do modelo HADCM3 no cenário A1B, que projeta uma redução no estoque de água no solo médio anual da ordem de 290 mm nos cenários A1B e A2. Nos modelos GFCM21 e IPCM4 o efeito é de aumento da ordem de 10 a 50 mm na média anual. A forte redução que se observa no armazenamento de água no solo nas projeções utilizando as saídas do modelo HADCM3 está associada às projeções de redução na precipitação. O impacto na água armazenada no solo no cenário B1 do modelo HADCM3 é maior na estação seca que na úmida, ou seja, mais água é removida do solo nos demais modelos e cenários não se observa uma distinção entre as estações de forma tão pronunciada.

3.2 CENÁRIOS DE MUDANÇA DE COBERTURA VEGETAL

Nesta seção são analisados os resultados das simulações dos cenários de desmatamento, considerando a diminuição progressiva da cobertura de floresta e sua substituição por pastagem, tomando-se como cenários representativos percentuais de 100, 90, 80, 70, 60, 50, 40, 30, 20 e 10 de cobertura por floresta (CF). O impacto no ciclo hidrológico terrestre é avaliado através da diferença entre a simulação com 100% de CF e as simulações utilizando os cenários com 70%, 50%, 30% e 10% de CF.

3.2.1 Impactos no balanço de energia à superfície

O objetivo aqui é avaliar o impacto das mudanças de cobertura vegetal nas componentes do balanço de energia à superfície, tais como, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, saldo de radiação. A análise baseia-se na diferença entre o cenário controle, 100% de CF e os cenários de desmatamento com 30, 50 e 70% de CF.

A Tabela 3.2 apresenta os valores das variações referentes à diminuição progressiva na cobertura de floresta em relação a condição controle nos componentes do balanço de energia à superfície. No cenário com 10% de CF, o fluxo de calor sensível aumentou na média anual e na estação seca, enquanto que na estação úmida, apresentou diminuição de $1,57 \text{ W/m}^2$. O fluxo de calor latente diminuiu, tanto na média anual quanto por estações, sendo mais intenso na estação seca, $18,8 \text{ W/m}^2$. Em todas as estações, a redução no fluxo de calor latente foi

praticamente governada pela redução no saldo de radiação, ou seja, aproximadamente 97% na média anual, mais de 100% na estação úmida e 73% na estação seca. Na estação seca, a redução no fluxo de calor latente foi maior que a redução no saldo de radiação ($-13,7 \text{ W/m}^2$), conduzindo, assim, a um aumento no fluxo de calor sensível.

| Variáveis | 100% de CF (Controle) | | | 70% - CF | | | 50%- CF | | | 30% - CF | | | 10%-CF | | |
|-----------|-----------------------|---------------|---------------|----------|-------|-------|---------|-------|--------|----------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca |
| H | 25,05 | 25,44 | 24,97 | 0,06 | -0,47 | 1,47 | 0,10 | -0,84 | 2,59 | 0,16 | -1,22 | 3,78 | 0,22 | -1,57 | 4,92 |
| LE | 91,14 | 82,57 | 109,04 | -3,53 | -2,68 | -5,69 | -6,20 | -4,71 | -10,02 | -9,04 | -6,87 | -14,59 | -11,68 | -8,86 | -18,87 |
| Rn | 116,71 | 108,58 | 134,69 | -3,44 | -3,15 | -4,14 | -6,05 | -5,55 | -7,29 | -8,81 | -8,09 | -10,62 | -11,37 | -10,43 | -13,70 |
| G | 0,51 | 0,57 | 0,67 | 0,02 | 0,003 | 0,07 | 0,04 | 0,005 | 0,13 | 0,06 | 0,008 | 0,19 | 0,07 | 0,01 | 0,24 |
| Bo | 0,27 | 0,30 | 0,22 | 0,01 | 0,004 | 0,02 | 0,01 | 0,007 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,07 | 0,03 | 0,01 | 0,10 |

Tabela 3.2: Impactos dos cenários de desmatamento nos componentes do balanço de energia à superfície. H: fluxo de calor sensível (W/m^2); LE: fluxo de calor latente (W/m^2); Rn: saldo de radiação (W/m^2); G: fluxo de calor no solo (W/m^2) e Bo: razão de bowen. Os valores correspondem às diferenças das médias anuais e sazonais entre o cenário controle (100% CF) e 70, 50, 30 e 10% de cobertura florestal.

Os impactos nos componentes do balanço de energia são maiores à medida que aumenta o grau de desmatamento. Assim, como o impacto é mais intenso durante o período seco, uma vez que a redução das chuvas promove uma redução da água do solo, que por sua vez interfere no processo de transpiração da vegetação, esse efeito é acentuado com a substituição da floresta por pastagem em virtude da menor profundidade de raízes (GASH; NOBRE, 1997).

O menor índice de área foliar e o menor acesso à umidade armazenada no solo na pastagem têm o efeito de reduzir o fluxo de calor latente e a transpiração. A redução no fluxo de calor latente faz com que grande porção da energia disponível seja utilizada para o fluxo de calor sensível sobre a área desmatada, conduzindo a um aumento na razão de Bowen. Além disso, o menor índice de área foliar ($1,53 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$, cenário com 10% de CF) faz com que menos água seja interceptada e reevaporada de volta a atmosfera.

Comparando o balanço de energia (Tabela 3.2) anual e por estação seca, observa-se que a magnitude da diferença entre os cenários de desmatamento e o cenário controle são consistentemente maiores nos meses mais secos. Por exemplo, no cenário com 70 % de CF, o fluxo de calor latente variou $3,53 \text{ W/m}^2$, correspondendo a uma redução 3,8% em termos relativos, enquanto que na estação seca a redução foi de $5,69 \text{ W/m}^2$, equivalendo a 5,2% de redução. Em relação ao fluxo de calor sensível, a variação foi de $0,10 \text{ W/m}^2$ na média anual, no cenário com 50% de CF, correspondendo a um pequeno aumento de aproximadamente 0,4%, enquanto que na estação seca foi de $2,59 \text{ W/m}^2$, equivalente a um aumento de 10,3%. Essas mudanças tornaram-se maiores quando a fração de área desmatada aumentou.

As Figuras 3.19 e 3.20 apresentam, respectivamente, o ciclo médio anual dos fluxos de calor latente e sensível nas simulações de controle (100% de CF) e nos cenários de desmatamento referentes a 70%, 50%, 30% e 10% de CF. O maior impacto no balanço de energia à superfície foi observado no fluxo de calor latente, com redução na média anual de $11,6 \text{ W/m}^2$, equivalente a 12,8% para o cenário com 10% de CF. A mudança na cobertura vegetal conduziu a uma redução de aproximadamente 9,7 %, na média anual (10% CF) no saldo de radiação, o que resultou na diminuição no fluxo de calor latente.

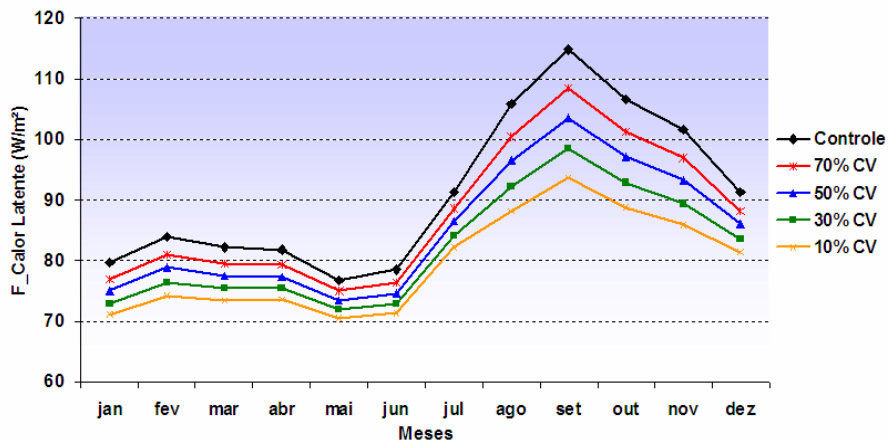


Figura 3.19: Ciclo anual do fluxo de calor latente (W/m^2) para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% de CF).

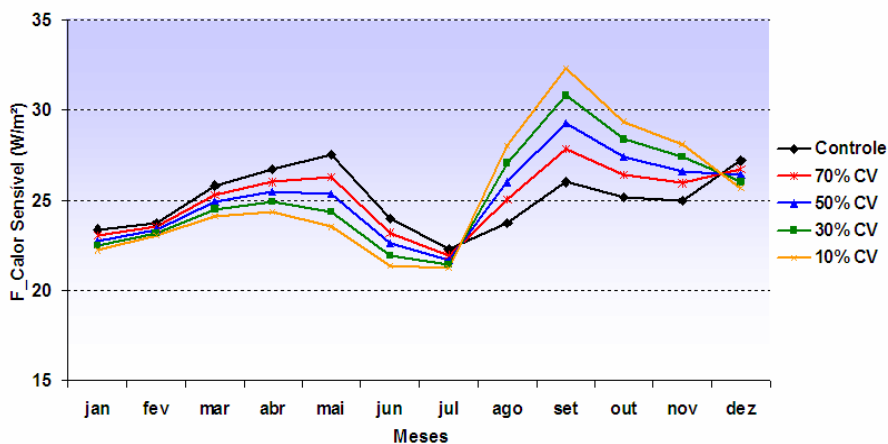


Figura 3.20: Ciclo anual do fluxo de calor sensível (W/m^2) para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% de CF).

Conforme ressaltaram Von Randow et al. (2004), o balanço de energia na região Amazônica apresenta poucas variações na floresta se comparado à pastagem quando se trata de época úmida e seca. Na floresta, praticamente não se observa mudanças no particionamento dos fluxos entre as estações, enquanto que na pastagem ocorre aumento no fluxo de calor sensível e redução na evapotranspiração (VON RANDOW et al., op.cit). Estas diferenças podem ser explicadas pelo fato da floresta, com raízes mais profundas, manter sua capacidade de extração de água do solo mesmo no período seco.

Comparando os resultados obtidos com o modelo CLM para cobertura de 100% de vegetação com a literatura, as mudanças no particionamento de energia na floresta, entre os meses secos e úmidos, são mais expressivos que os observados por Von Randow et al. (2004),

isto é, entre um período e outro, as mudanças relativas dos fluxos de calor latente e sensível foram mais acentuadas. À medida que a cobertura de floresta é reduzida com o aumento da pastagem o efeito da sazonalidade na partição de energia é intensificado considerando o comportamento observado.

A Figura 3.21 mostra que o fluxo de calor no solo sofreu apenas um pequeno aumento na estação seca na comparação entre o caso controle e os casos de 70, 50, 30 e 10% de alteração da CF. No cenário com 70% de CF o aumento foi de $0,02 \text{ W/m}^2$ na média anual, é de $0,07 \text{ W/m}^2$ na estação seca. No cenário com 50% de CF o aumento no fluxo de calor no solo foi igual a $0,04$ e $0,13 \text{ W/m}^2$ na média anual e na estação seca. A pequena alteração no fluxo de calor no solo com o desmatamento resulta do fato que o ecossistema de pastagem adotado nos cenários de desmatamento, também considera uma fração pequena de solo exposto frente a área vegetada.

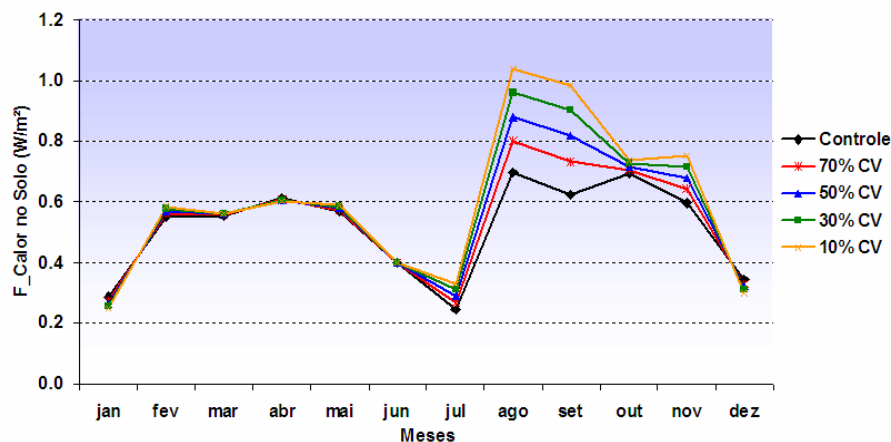


Figura 3.21: Ciclo anual do fluxo de calor no solo (W/m^2) para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% CF).

Na simulação controle (100% de CF) a razão de Bowen (B_o) (Figura 3.22), definida como a razão entre os fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), foi menor que aquela observada a partir de medidas micrometeorológicas (VON RANDOW et al., 2004). De acordo com esses autores, é esperado que a B_o varie pouco no decorrer do ano na floresta, ou seja, com valores variando de 0,3 a 0,4 com pequeno aumento no fim da estação seca. Na pastagem (10% CF) a sazonalidade da razão de Bowen foi maior, variando de 0,3 a 0,6 no período úmido para 0,6 a 0,8 na estação seca, sendo o efeito da redução da água no solo juntamente com a alteração na cobertura vegetal os fatores responsáveis por essas mudanças.

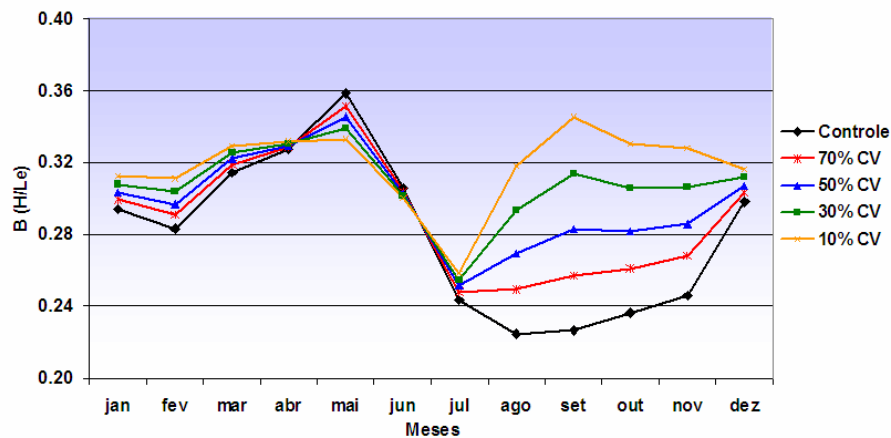


Figura 3.22: Ciclo anual da razão de Bowen para os cenários de desmatamento (70, 50, 30 e 10% CF), em relação ao cenário controle (100% CF).

Na simulação controle, a razão de Bowen na média anual foi de 0,27. Isso mostra que no particionamento de energia disponível uma maior quantidade de energia está sendo utilizada pelo fluxo de calor latente em relação à observação.

A simulação com 50% de CF conduziu a um pequeno aumento na razão de Bowen (0,29 na média anual, 0,27 na estação seca e 0,31 na estação úmida); no cenário com 30% de CF observou-se também um pequeno aumento, tanto na média anual quanto na média por estações. Em todos os cenários de desmatamento esperava-se encontrar aumento na razão de Bowen, pois quanto menos área vegetada a superfície tiver, maior deve ser a contribuição do fluxo de calor sensível. O fluxo de calor latente contribuiu no sentido de aumentar a razão de Bowen, enquanto que o fluxo de calor sensível contribuiu no sentido contrário.

O albedo da superfície apresentou um acréscimo de 27,5% (na média anual), aumentando de 0,14 no cenário controle (100% CF) para 0,18 no cenário com 10% CF. Tanto o albedo do cenário com 10% CF quanto o com 100% CF são representativos de áreas de pastagem e floresta conforme medidas de Culf et al., (1996) para estes sítios na Amazônia. Embora precisando de alguns ajustes de parâmetros o albedo calculado pelo modelo, na comparação entre floresta e pastagem, reflete as alterações da refletividade da superfície de maneira realista.

3.2.2 Impactos no balanço de água

Nesta seção, são analisados os resultados dos experimentos com os cenários de mudanças de cobertura vegetal e seus impactos nas componentes do balanço de água terrestre.

Primeiramente para o cenário com 10% de CF e posteriormente para os cenários de 70, 50 e 30% de CF.

Com 10% de CF, tanto o escoamento superficial quanto o sub-superficial aumentaram (Figura 3.25). Aproximadamente 7,7% de aumento no escoamento total (4,1 mm/dia) é devido ao aumento da componente superficial, sendo que este aumento foi maior no escoamento sub-superficial, porque parte da água precipitada sobre a floresta que contribuía para a perda por interceptação pelo dossel, transformou-se em escoamento superficial, sendo que a maior parte infiltrou no solo. Aproximadamente 93% do aumento do escoamento total é devido ao aumento na drenagem sub-superficial que era transpirada pelas plantas no cenário controle.

A evaporação do solo aumentou de 0,36 mm/dia com 100% CF, para 1,28 mm/dia com 10% de CF (média anual), o que equivale a 155% de aumento. Entretanto este aumento na evaporação da superfície é menor do que a redução na evapotranspiração do dossel (compare os valores na Figura 3.25). Isso porque a evaporação da superfície do solo não depende da água nas camadas mais profundas do solo, e, adicionalmente, pela diminuição na evaporação da água interceptada resultado da diminuição da cobertura de floresta.

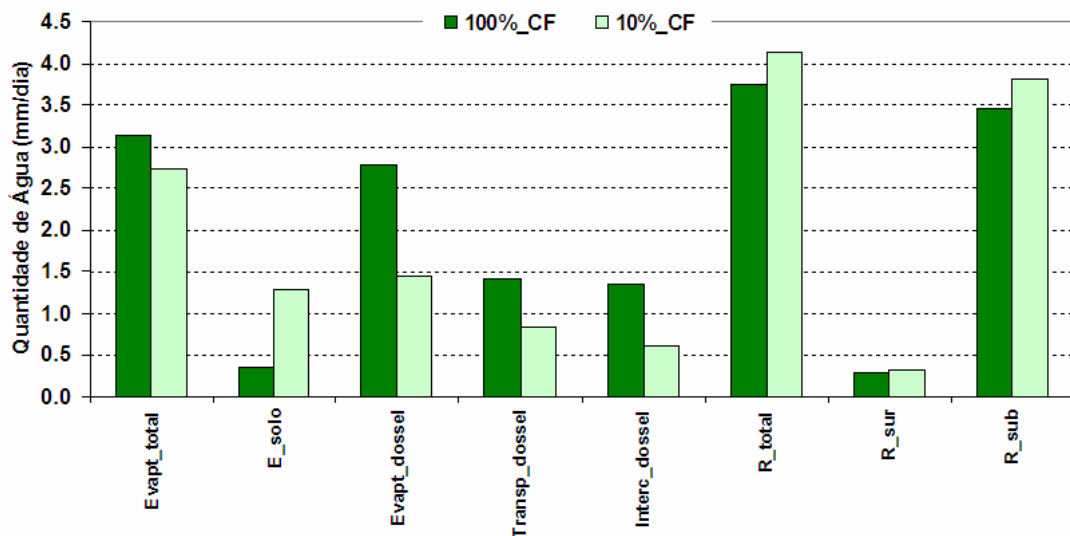


Figura 3.23: Média anual dos componentes do Balanço de Água simulados para 100 e 10% CF. Evapotranspiração total (Evapt_total), Evaporação do solo (E_solo), Evapotranspiração do dossel (Evapt_dossel.), Transpiração do dossel (Tp_dossel), Interceptação do dossel (Interc_dossel), Escoamento total (R_total), Escoamento superficial (Rsur) e Escoamento subterrâneo (R_sub).

A Tabela 3.3 apresenta os valores das variações das componentes do balanço de água à superfície, referentes à diminuição progressiva na cobertura de floresta em relação à condição controle. A taxa de escoamento total passou de 3,7 mm/dia (média anual) no cenário controle, para 3,9 mm/dia com 50% de CF e para 4,1 mm/dia com 10% de CF, o que é equivalente neste último caso, a um aumento de 9,1 %. Esse comportamento deve-se a uma combinação de fatores relacionados ao desmatamento progressivo. Primeiro, a substituição da floresta por pastagem reduziu a perda por interceptação e também por transpiração que juntas favoreceram a maior infiltração de água no solo e o aumento do armazenamento, principalmente nas camadas mais profundas. Apesar do aumento da evaporação da água na superfície do solo ter contribuído para a maior infiltração, tendo em vista que o solo à superfície tornou-se mais seco, houve um pequeno aumento do escoamento superficial. A maior quantidade de água no solo profundo também contribuiu para o aumento do escoamento de base.

A maior redução da evapotranspiração da pastagem na estação seca é consequência da menor profundidade de raízes em comparação com a floresta. Assim, o estoque de água disponível para transpiração das plantas é muito inferior na pastagem do que na floresta. Ainda, por conta da menor densidade de folhas na pastagem, diminui a perda por interceptação que no cenário com 100% de CF era de 1,35 mm/dia passou para 0,61 mm/dia no cenário 10% de CF (água da chuva que fica na folhagem da vegetação e é evaporada logo após o evento). Apesar do maior percentual de refletividade da radiação solar pela pastagem, a temperatura do ar sobre ela tende a aumentar em resposta à diminuição da evapotranspiração.

| Variáveis | 100% de CF (Controle) | | | 70% - CF | | | 50% - CF | | | 30% - CF | | | 10% - CF | | |
|---------------|--------------------------|-------------|-------------|----------|-------|-------|----------|-------|-------|----------|-------|-------|----------|-------|-------|
| | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca | anual | úmida | seca |
| Evapt_total | 3,13 | 2,84 | 3,75 | -0,12 | -0,09 | -0,19 | -0,21 | -0,16 | -0,34 | -0,31 | -0,23 | -0,50 | -0,40 | -0,30 | -0,64 |
| Evap_solo | 0,36 | 0,29 | 0,46 | 0,27 | 0,26 | 0,30 | 0,49 | 0,47 | 0,54 | 0,71 | 0,68 | 0,79 | 0,92 | 0,87 | 1,02 |
| Evapt_dossel | 2,77 | 2,54 | 3,28 | -0,40 | -0,35 | -0,50 | -0,70 | -0,63 | -0,89 | -1,02 | -0,91 | -1,29 | -1,32 | -1,18 | -1,67 |
| Tp_dossel | 1,42 | 0,84 | 2,26 | -0,17 | -0,08 | -0,32 | -0,31 | -0,15 | -0,58 | -0,45 | -0,21 | -0,84 | -0,58 | -0,28 | -1,08 |
| Interc_dossel | 1,35 | 1,70 | 1,02 | -0,22 | -0,27 | -0,18 | -0,40 | -0,48 | -0,31 | -0,58 | -0,70 | -0,45 | -0,74 | -0,90 | -0,59 |
| R_total | 3,74 | 5,95 | 1,40 | 0,11 | 0,14 | 0,09 | 0,20 | 0,25 | 0,16 | 0,29 | 0,37 | 0,23 | 0,37 | 0,48 | 0,30 |
| R_sup. | 0,28 | 0,48 | 0,08 | 0,008 | 0,01 | 0,004 | 0,015 | 0,023 | 0,007 | 0,02 | 0,034 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,01 |
| R_sub. | 3,45 | 5,46 | 1,32 | 0,10 | 0,13 | 0,08 | 0,18 | 0,23 | 0,15 | 0,26 | 0,34 | 0,22 | 0,34 | 0,44 | 0,29 |

Tabela 3.3: Impactos dos cenários de desmatamento nos componentes do balanço de água terrestre. Evapt_total: evapotranspiração total (mm/dia); Evap_solo: evaporação do solo (mm/dia); Evapt_dossel: evapotranspiração do dossel (mm/dia); Tp_dossel: transpiração do dossel (mm/dia); Interc_dossel: interceptação do dossel (mm/dia); R_total: escoamento total (mm); R_sup: escoamento superficial e R_sub: escoamento subsuperficial. Os valores correspondem às diferenças das médias anuais e sazonais entre o cenário 100% CF (controle) e 70%, 50%, 30% e 10% de cobertura florestal.

A redução progressiva da cobertura vegetal provocou o aumento do escoamento superficial, porém não significou uma redução da umidade do solo, ao contrário, houve um aumento da umidade do solo à medida que se reduzia a CF em comparação ao cenário controle, explicado pela diminuição na taxa de evapotranspiração, que está associada a diminuição do comprimento de rugosidade (z_0), que reduz os fluxos de calor latente à superfície através da diminuição do coeficiente de arrasto superficial (OYAMA, 2003) na substituição de floresta por pastagem.

3.2.3. Conteúdo de água armazenada no solo

A quantidade de água armazenada no solo é uma importante variável do ciclo hidrológico. A vegetação quando submetida a o stress hídrico, diminui sua transpiração, em virtude da diminuição da disponibilidade de água no solo o que, pode afetar o balanço de energia (a partição da radiação em calor latente e sensível). Por esse motivo, o conhecimento do comportamento do armazenamento de água no solo desempenha um importante papel na interação solo-planta-atmosfera e, conseqüentemente, na obtenção de informações sobre as possíveis conseqüências de eventuais mudanças climáticas e na cobertura vegetal (RIBEIRO NETO, 2006). Além disso, é uma variável indispensável para o entendimento de muitos processos hidrológicos que estão envolvidos em uma grande variedade de processos naturais que atuam em diferentes escalas espacial e temporal (ALVALÁ et al., 2002).

Nas Figuras 3.24a, 3.24b, 3.25c e 3.24d têm-se a variação sazonal da umidade do solo média, referente ao período de 1985 a 1996, em diferentes camadas do solo (0,18 a 0,073; 0,073 a 0,30; 0,30 a 1,6 e 1,6 a 4,5 m de profundidade) nos cenários com 70, 50, 30 e 10% de CF em comparação ao cenário controle (100% de CF). Os resultados são utilizados para ilustrar o impacto da diminuição progressiva na CF na água armazenada no solo.

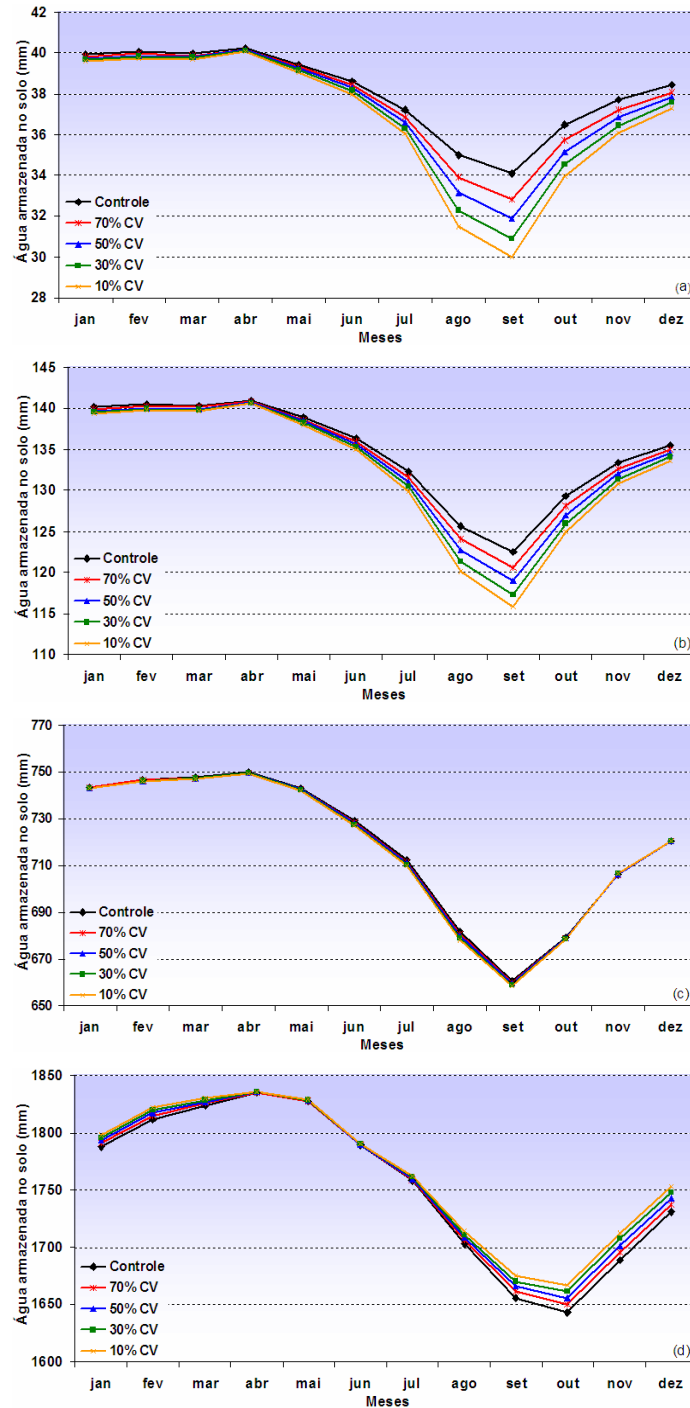


Figura 3.24: Média mensal do conteúdo de água armazenado no solo, (a) 0,018 a 0,073, (b) 0,073 a 0,30, (c) 0,30 a 1,6 e (d) 1,6 a 4,5 m de profundidade do solo.

O conteúdo de água no solo é pouco alterado na estação chuvosa (meses de fevereiro a abril) independente do cenário e também nas várias profundidades do solo. Enquanto que no período seco, o cenário com 10% CF é o que apresenta uma maior diminuição de umidade do solo (3,37 mm/dia) o que equivale a 9,5% em termos

relativos, em comparação ao cenário com 100% CF, nas primeiras camadas do solo (0,018 – 0,30 m de profundidade), ou seja, o impacto dos cenários de mudanças na cobertura vegetal é maior nas camadas mais próximas a superfície onde houve maior alteração da extração da água do solo.

Na profundidade de 1,6 m (Figura 3.26c), observa-se que a água armazenada no solo possui valores muito próximos em todos os cenários (70 – 10% CF), tanto na estação úmida quanto na seca. Já nas camadas mais profundas do solo (1,6 – 4,5 m), observa-se maior quantidade de água armazenada, nos cenários com 70, 50, 30 e 10% de CF em relação ao cenário controle. Von Randow et al. (2004) avaliando os perfis de água no solo em sítios de floresta e pastagem em Rondônia do período de 1999 a 2003, observaram que a taxa de armazenamento da umidade do solo nas camadas mais profundas (2,0 - 3,4m) é mais rápida na floresta que na pastagem. Na pastagem, durante o período seco de 2001, a taxa de perda de água foi de 0,45 mm/dia, enquanto que, para o mesmo período, a taxa de perda foi de 1,64 mm/dia na floresta.

A grande diferença observada entre as taxas de perda de água nas camadas profundas da floresta e da pastagem indica que existe pequena captura de água pelas raízes da pastagem abaixo de 2 m de profundidade, enquanto que na floresta isso não acontece. O que pode ser explicado pelo fato da floresta possuir raízes profundas o que possibilita a extração de água a profundidades maiores que 2,0 m, enquanto que a pastagem não consegue extrair água abaixo de 1,5 m.

4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O modelo de biosfera (CLM) foi utilizado para investigar os impactos das mudanças climáticas e da cobertura vegetal na Bacia do rio Cuieiras, na Amazônia Central. Para as mudanças climáticas foram exploradas as incertezas dos cenários gerados pelos modelos de circulação global da atmosfera, base do IPCC-AR4, em relação às projeções futuras de precipitação e temperatura do ar. Para as mudanças de cobertura vegetal foram exploradas as alterações nas componentes do balanço de água e energia a superfície.

4.1 CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Os resultados obtidos pelos cenários de mudanças climáticas sugerem que poderão ocorrer grandes alterações na precipitação que impactará os componentes do ciclo hidrológico, durante o século XXI. Em relação à temperatura todos os modelos projetam aumento com maior ou menor grau de magnitude. As taxas de aquecimento diferem entre os modelos, porém aumentam conforme os cenários de emissões projetam maior concentração de gases de efeito estufa na atmosfera. Comparando-se as temperaturas simuladas pelos modelos para o clima atual com as observações verifica-se que alguns modelos (por exemplo, HADCM3 e IPCM4) tendem a superestimar a temperatura, enquanto outros, como CNCM3 e o INCM3, apresentam valores mais próximos do esperado.

Para um mesmo cenário de emissão, diferentes modelos indicam alterações em sentidos opostos com relação à precipitação no domínio de estudo considerado. Enquanto alguns consideram pequeno impacto, outros simulam substanciais reduções e drásticos efeitos sobre o ciclo hidrológico da Amazônia Central. O modelo IPCM4 mostra aumentos na precipitação de até 42% no cenário B1, enquanto o modelo HADCM3 apresenta reduções de até 71%, para o mesmo cenário. A evapotranspiração, o escoamento e o armazenamento de água no solo apresentaram comportamentos que acompanharam as alterações projetadas na precipitação. Sendo que o maior impacto foi observado na evapotranspiração, com efeito menor nas outras variáveis do ciclo hidrológico, sugerindo que aumentos drásticos na precipitação seriam rapidamente refletidos nas outras componentes do ciclo hidrológico da região.

As diferenças entre tendências de mudanças de temperatura e chuva geradas pelos diferentes modelos para algumas regiões, especialmente para Amazônia, sugerem que ainda há um grau de incerteza nos cenários de projeção de clima futuro. Isso demonstra a necessidade de melhorar a representação dos processos naturais, como nuvens e interação da vegetação e clima, assim como o papel de aerossóis no clima da Amazônia.

4.2 CENÁRIOS DE MUDANÇAS DA COBERTURA VEGETAL

Os resultados apresentados mostraram que as mudanças na cobertura vegetal, decorrentes dos cenários de desmatamento podem afetar significativamente os componentes dos balanços de água e energia à superfície. As mudanças tornaram-se mais acentuadas à medida que o percentual da área desmatada se intensificou e seus impactos foram maiores na estação seca. A redução no saldo de radiação nos cenários de desmatamento foi causado pelo aumento do albedo, que foi da ordem de 27,5% na comparação entre a simulação com 10% de CF e o cenário controle (100% de CF).

No cenário 10% de CF, a razão de Bowen aumentou em relação ao cenário controle, indicando que o desmatamento modifica o particionamento da energia disponível, onde grande parte é direcionada para o aquecimento da superfície. Essa modificação da partição da energia prevaleceu na estação seca e foi o resultado combinado do maior saldo de radiação à superfície e da redução da evapotranspiração relacionada à menor capacidade de transpiração da pastagem. O aumento na razão de Bowen em decorrência dos cenários de desflorestamento concorda com os valores observados por Von Randow et al. (2004) ao comparar os fluxos de áreas de floresta e pastagem na região de Rondônia. Esse aumento era esperado, pois quanto menos cobertura vegetal tiver a superfície, maior deve ser a contribuição do fluxo de calor sensível ao saldo de radiação, ou seja, maior deve ser a razão de Bowen.

A evapotranspiração apresentou redução em todos os cenários, resultado da diminuição na transpiração e na evaporação da água interceptada pela vegetação, mesmo com pequeno aumento na evaporação direta do solo. Outro fator importante relacionado à evapotranspiração é o maior valor do albedo na pastagem em relação a floresta, que resultou em menor quantidade de energia disponível para os processos de

trocas de calor à superfície, e conseqüentemente em menores taxas de evapotranspiração.

No presente estudo, o escoamento total apresentou aumento em todos os cenários de desmatamento, sendo que desse aumento, 92,3% deve-se ao aumento no escoamento sub-superficial, que pode ser justificado em função das propriedades do solo não ter sido alterada durante as simulações e pela redução do acesso a água profunda do solo em virtude da substituição da floresta por pastagem.

Outros estudos confirmam significativos aumentos no escoamento da água com a remoção da cobertura vegetal. Por exemplo, um estudo realizado com o modelo de ecossistema terrestre IBIS e o modelo hidrológico THMB, no Oeste da África na Bacia do Rio Niger e do Lago Chad, mostrou que a evapotranspiração sofreu reduções em resposta à diminuição na transpiração; e o escoamento total aumenta rapidamente quando mais de 50% da vegetação é removida (LI et al, 2005). Outro fator relevante observado foi o aumento na quantidade de água armazenada no solo, em todos os cenários de desmatamento, com os maiores impactos observados na estação seca.

O grande diferencial deste trabalho foi a utilização dos cenários de desmatamento com substituição progressiva da floresta por pastagem e na mesma resolução que os dados dos cenários, que teve por finalidade avaliar os efeitos do desmatamento sob condições próximas da realidade, visto que a maioria dos estudos sobre uso e mudança da cobertura vegetal, propunha uma substituição total da Amazônia por uma vegetação secundária (pastagem) ou prescreviam padrões específicos de desmatamento. Adiciona-se a esse comentário a consideração da pequena escala, que torna o efeito do isolamento da interação com a atmosfera nos experimentos em modo desacoplado um procedimento não tão irrealístico, tendo em vista que é pouco provável que a precipitação sobre a área de estudo sofra alteração pronunciada resultante da própria alteração da cobertura vegetal via impacto nos fluxos de superfície.

5 CONCLUSÕES

Este trabalho buscou avaliar e quantificar os impactos no ciclo hidrológico da Amazônia, em decorrência das mudanças climáticas e da alteração da cobertura vegetal, sobre algumas componentes do balanço de água e energia a superfície. Com esta finalidade foram realizadas simulações numéricas com o modelo de biosfera “*Common Land Model*” (CLM), no modo desacoplado (“*off line*”). As análises dos impactos de mudanças climáticas sobre o ciclo hidrológico continental foram feitas considerando-se a variabilidade entre os modelos e por cenário de emissão (B1, A1B e A2), através da comparação das projeções feitas pelos modelos climáticos globais para os cenários de clima futuro (século XXI) em relação ao clima atual (século XX). No que diz respeito às mudanças de cobertura vegetal, as avaliações foram feitas considerando-se as variações progressivas na cobertura de floresta e sua substituição por pastagem, através da comparação do cenário controle (100% de cobertura de floresta) e cenários com taxas progressivas de desmatamento de 10%.

As projeções obtidas pelos cenários de mudanças climáticas mostram, de modo geral, um aumento de temperatura de aproximadamente 2,5 °C (cenário B1) até mais de 4,5 °C (cenário A2), em 2100. Com relação a precipitação, o grau de incerteza é ainda muito grande, as diversas simulações numéricas não concordam entre si. Para as médias anuais e sazonais, há simulações que indicam aumento da precipitação, enquanto outras mostram redução. Em termos de magnitude, as mudanças de precipitação situam-se entre 0 e $\pm 38\%$ para o cenário B1 e entre 0 e $\pm 45\%$ para o cenário A2 até 2100.

Os potenciais impactos resultantes das alterações projetadas para as componentes do balanço de água, apesar de haver uma grande variabilidade dessas variáveis entre modelos e entre os cenários de emissões, a resposta na água armazenada no solo é de redução. Sendo que muito desse impacto está associado às projeções de redução na precipitação feita pelo modelo HADCM3.

Mesmo que a aplicação da técnica de regionalização dos impactos das projeções de alteração do clima nos fluxos de superfície e sub-superfície, utilizando a mesma abordagem física, não tenha reduzido as incertezas, ela permitiu observar algumas tendências ou preferências sobre a alteração dos campos de superfície.

De um modo geral, todas as componentes analisadas apresentaram impactos significativos em função de alterações na cobertura vegetal. A evapotranspiração mostrou redução em todos os cenários de desmatamento, com maior impacto na estação seca, que está associada à redução sofrida pela interceptação da água pela floresta e pela transpiração em função da diminuição na cobertura vegetal e do acesso a água mais profunda do solo.

O escoamento total apresentou aumentos em todos os cenários de desmatamento em relação ao cenário controle, contudo o maior impacto foi no escoamento sub-superficial, com aumento de 22% no cenário com 10% de CF, na estação seca. Sugere-se que esse aumento no escoamento sub-superficial seja em função da diminuição na evapotranspiração e do fato das características do solo não terem sofrido modificações ao longo das simulações.

Os componentes do balanço de energia apresentaram tendência de variações distintas, o fluxo de calor sensível apresentou aumento na média anual e na estação seca em todos os cenários de desmatamento. O fluxo de calor latente e o saldo de radiação apresentaram redução para todos os cenários, tanto na média anual quanto por estação (úmida/seca). A razão de Bowen aumentou acompanhando a redução do fluxo de calor latente e aumento do fluxo de calor sensível associado à redução da CF, sendo mais efetiva na estação seca.

É interessante ressaltar que os potenciais impactos do desmatamento no escoamento e no armazenamento de água no solo, assim como no ciclo hidrológico simulado para a região central da Amazônia, são tão acentuados quanto aqueles associados ao aquecimento global, apesar de menores em termos de magnitude.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, A.C.; SOARES, J.V. Comparação entre o uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Resvita Ver. Arvore**, v. 27, n. 2, p. 159 – 170, 2003.
- ALVALÁ, R. C. et al. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under Forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, DOI 10.1029/2001JD000599, 2002.
- ANDREAE, M. O. et al. Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases, and aerosols in Amazonia: The LBAEUSTACH experiments, **Journal Geophysical Research**. v. 107, n D20, p. 8066, doi:10.1029/2001JD000524, 2002.
- ARNELL, N.W: Climate Change and Global water resources: SRES emissions and sócio-economic scenrios. **Global Environmental Change**, v. 14, p. 31-51, 2004.
- BONAN, G.B. A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: technical description and user's guide. NCAR Technical Note NCAR/TN-417+STR. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. p. 150, 1996.
- BONAN, G.B. The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR community climate model. **Journal of Climate**, v. 11, n. 6, p. 1307-1326, 1998.
- BONAN, G. B. et al. The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model. **Journal of Climate**, Washington, v. 15, p. 3123–3149, 2002.
- BRUIJNZEEL, L.A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, ecosystems and environment**, v. 104, n. 1, p. 185-228, 2004.
- CHAUVEL, A., M. GRIMALDI, and D. TESSIER, Changes in soil pore-space distribution following deforestation and revegetation - An example from the central Amazon Basin, Brazil. **Forest Ecology Manage**, v. 38, n. 3, p. 259-271, 1991.
- CLAPP, B. J., AND G. M. HORNBERGER: Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resour**. v. 14, p. 601–604, 1978.
- CORREA, J.C., Physical-hydric characteristics of yellow latosol, red-yellow podzolic, and hydromorphic podzolic soils in the Amazon state. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 19, n. 3, p.347-360, 1984.

CUNHA, R.G.L. et al. **Hidroclimatologia do Distrito Agropecuário da Suframa**. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/rehi/simposio/ma/gualber.pdf>>. Acesso em: 20 dez. 2005.

CUNHA, L.V.; OLIVEIRA, R.; NUNES, V.B. Impactos das alterações climáticas sobre os recursos hídricos de Portugal. In: PROJETO SIAM – Climate Change in Portugal. Scenarios, impacts and adaptation measures, Gradiva, 2002. Disponível em: <http://www.us.es/ciberico/archivos_acrobat/sevilla3veiga>. Acesso em: 6 abr. 2006.

DAI, Y. et al. The common land model. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 1013- 1023, 2003.

DAI, Y.; ZENG, Q.-C. A land surface model (IAP94) for climate studies, Part I: Formulation and validation in off-line experiments. **Adv. Atmos. Sci.**, v. 14, p. 433 - 460, 1997.

DICKINSON, R.E. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. **Adv. Geophys**, v. 25, p. 305-353, 1983.

DELGADO, M. D.; GUENNI, L. B. Climate variability and land cover change impacts on the water balance of the Caroní river basin, Venezuela. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8, Foz do Iguaçu. **Proceedings of 8 ICSHMO**, p. 719-730, 2006.

DICKINSON, R. E. et al. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to community climate model. NCAR Tech. Note NCAR/TN-387+STR, 72 p. 1993.

FREITAS, M. de. **Amazônia e Desenvolvimento Sustentável: um diálogo que todos os brasileiros deveriam conhecer**. Rio de Janeiro: Vozes, p. 65-102, 2004.

GASH, J. H. C. et al. An overview of the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS). **Amazonian deforestation and climate**, J. H. C. Gash, et al., Eds., John Wiley and Sons, p. 1-14, 1996.

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.

GÜNTNER, A.; BRONSTERT, A. Modeling water availability in North-eastern Brazil. In: **German-Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems – Achievements and Prospects of Cooperative Research**, p. 517-522, 2000.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE - IPCC. Climate change 2001: the Scientific Basis. Contribution of Working Group I, II and III to the Third Assessment Report. Cambridge University Press, p.881, 2001.

JUAREZ, R.I.N.; ROCHA, H.R. Estudo Numérico da Sensibilidade do Clima no Sudeste do Brasil devido às mudanças do uso da terra. Disponível em: <http://www.biota.org.br/publi/banco/docs/30777_1118161434.pdf>. Acesso em: 6 abr. 2006.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Modeling the landsurface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *Journal Geophysical*, v. 97, n. D3, p. 2697 – 2715, 1992.

LEAN, J.; ROWNTREE, P.R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. *Journal of Climate*, v. 10, n. 6, p.1216-1235, 1997.

LI, K.Y. et al. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology*, v. 337, p. 258-268, 2007.

LINHARES, C. A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na Bacia do Rio Ji-Paraná/RO.** 217 p. 2005. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. (INPE-13778 -TDI/1052).

MALHI, Y. et al. The energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v.107, n.D20, 8061, doi:10.1029/2001JD000623, 2002.

MANZI, A.O., PLANTON, S. A Simulation of Amazonian deforestation using a GCM Calibrated with ABRACOS and ARME Data. In: GASH, J.H.C., et al., (Ed.), **Amazonian deforestation and climate**, 1 ed., Capítulo 29, 1996. Chichester, Inglaterra, John Wiley.

NOBRE, C. A. Mudanças Climáticas Globais: possíveis impactos nos ecossistemas do país. **Parcerias Estratégicas**, n. 12, p. 240-258, 2001.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, v. 4, n. 10, p. 957-987, 1991.

NOBRE, C.A. et al. The Amazonian Climate. In: Pavel Kabat; Martin Claussen; Paul A. Dirmeyer; John H. C. Gash; Lelys Bravo de Guenni; Michel Meybeck; Roger A. Pielke Sr; Charles J. Vorosmarty; Ronald W.A. Hutges; Sabine Lutkemeyer. (Org.). **Vegetation, Water, Humans and the Climate.** 1 ed., 2004, Londres: Springer, 2004, v. 1, p. 79-81, 2004.

NUÑEZ, M. N.; SOLMAN, S.A.; CABRÉ, M. F. Mean climate and annual cycle in a regional climate change experiment over southern south America. II: Climate change scenarios (2081-2090). In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8, Foz do Iguacu. **Proceedings of 8 ICSHMO**, p.325-331, 2006.

OYAMA, M. D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do nordeste brasileiro: Um estudo de modelagem**. 220 p. 2003. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003. (INPE-9898-TDI/875).

OYAMA, M. D.; NOBRE, C.A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical. Res. Letters**, v. 30, n. 23, p. 2199-2203. 2003.

RIBEIRO NETO, A. **Simulação hidrológica na Amazônia: rio Madeira**. 178 p. 2006. Tese (Doutorado em Ciências em engenharia civil) Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, 2006.

ROCHA, E. J. **Balço de unidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 210 p. 2001. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. (INPE-10243-TDI/904)

ROSOLEM, R. **O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a rodovia Cuiabá-Santarém**. 2005. 81 f. Dissertação de Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

RUNNING, S.W.; LOVELAND, T.R.; PIERCE, L.L. A vegetation classification logic based on remote sensing for use in global biogeochemical models. **Ecological Applications**, v. 23, n.1, p.77-81, 1994.

SALATI, E.; SANTOS, A.A.; KLABIN, I. Temas ambientais relevantes. Estudos avançados, São Paulo, v. 20, n 56. 2006. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo>. Acesso em: 06 de Abr. de 2006.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. In: MMA. (orgs.) Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia. Brasília: MMA, p. 153-172, 2001.

SANTOS, M.A.S. **Convecção na Amazônia: variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala**. 194 p. 2004. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. (INPE-13596-TDI/1035)

SELLERS, P.J. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *Int. Journal Remote Sensorial*. v. 6, p. 1335-1372, 1985.

SELLERS, P. J., et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. *Journal Climate*, v. 9, p. 676–705, 1996.

SOARES FILHO, B. S.; CERQUEIRA, G. C.; PENNACHIN, C. Dinamica – a stochastic cellular automata model designed to simulate the landscape dynamics in an Amazonian colonization frontier. *Ecological Modelling*, v. 154, p. 217-235, 2002.

SOARES FILHO, B. et al. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon highway: the Santarém-Cuiaba corridor. *Global Change Biology*, Oxford UK, v. 10, n. 5, p. 745-764, 2004.

TUCCI, C.E.M., “Processos hidrológicos e os impactos do uso do solo”. In: TUCCI, C.E.M., e BRAGA, B.P.F (org.), *Clima e Recursos Hídricos no Brasil*, 1 ed., Capítulo 2, Brasília, Brasil, ABRH. 2003.

VERTENSTEIN, M. et al. Community land model version 3.0 (CLM3.0) User’s Guide [Available online at <http://www.cgd.ucar.edu/tss>]. p. 8, 2004.

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

VON RANDOW, C. et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. *Theoretical Applied Climatology*, v. 78, p. 5-26, 2004.

WATERLOO, M.J. et al. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hidrological Proceses*, v. 20, n. 12, p. 2581-2597, 2006.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 107, n. D20, p. 8087, 2002.

ANEXO

**ANEXO A – TABELA DOS TIPOS DE COBERTURA ADOTADOS NO
MODELO CLM**

| | |
|----|---|
| 0 | Ocean* |
| 1 | Urban and Built-Up Land |
| 2 | Dry-land Cropland and Pasture |
| 3 | Irrigated Cropland and Pasture |
| 4 | Mixed Dry-land / Irrigated Cropland and Pasture |
| 5 | Cropland / Grassland Mosaic |
| 6 | Cropland / Woodland Mosaic |
| 7 | Grassland |
| 8 | Shrubland |
| 9 | Mixed Shrubland/Grassland |
| 10 | Savanna |
| 11 | Deciduous Broadleaf Forest |
| 12 | Deciduous Needleleaf Forest |
| 13 | Evergreen Broadleaf Forest |
| 14 | Evergreen Needleleaf Forest |
| 15 | Mixed Forest |
| 16 | Inland Water Bodies* |
| 17 | Herbaceous Wetland |
| 18 | Wooded Wetland |
| 19 | Barren or Sparsely Vegetated |
| 20 | Herbaceous Tundra |
| 21 | Wooded Tundra |
| 22 | Mixed Tundra |
| 23 | Bare Ground Tundra |
| 24 | Snow or Ice |