



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.18.13.37-TDI

**IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS
BALANÇOS DE CARBONO E ÁGUA E NA DINÂMICA
DE ALAGAMENTO NA AMAZÔNIA: UM ESTUDO
COM O MODELO ACOPLADO INLAND-THMB**

Aline Anderson de Castro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Luz Adriana Cuartas Pineda, e Antonio Donato Nobre, aprovada em 24 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PA9KPH>>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial
(ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos
Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação
(SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.18.13.37-TDI

**IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS
BALANÇOS DE CARBONO E ÁGUA E NA DINÂMICA
DE ALAGAMENTO NA AMAZÔNIA: UM ESTUDO
COM O MODELO ACOPLADO INLAND-THMB**

Aline Anderson de Castro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Luz Adriana Cuartas Pineda, e Antonio Donato Nobre, aprovada em 24 de maio de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PA9KPH>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Castro, Aline Anderson de.

C279i Impacto das mudanças climáticas nos balanços de carbono e água e na dinâmica de alagamento na Amazônia: um estudo com o modelo acoplado INLAND-THMB / Aline Anderson de Castro. – São José dos Campos : INPE, 2017.
xxviii + 120 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.18.13.37-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Luz Adriana Cuartas Pineda, e Antonio Donato Nobre.

1. Hidrologia. 2. Inundações. 3. Modelagem. 4. Dinâmica de vegetação. I.Título.

CDU 556:504(811.3)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *Aline Anderson de Castro*

Título: "IMPACTO DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS BALANÇOS DE CARBONO E ÁGUA E NA DINÂMICA DE ALAGAMENTO NA AMAZÔNIA: UM ESTUDO COM O MODELO ACOPLADO INLAND-THMB".

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

Dr. Celso von Randow



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Luz Adriana Cuartas Pineda



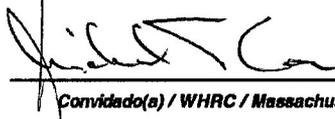
Orientador(a) / GENADEN / São José dos Campos - SP

Dr. Antonio Donato Nobre



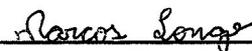
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Michael Thomas Coe



Convidado(a) / WHRC / Massachusetts - EUA

Dr. Marcos Longo



Convidado(a) / EMBRAPA / Campinas - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 24 de Maio de 2017

“Segue o teu destino,

Rega as tuas plantas,

Ama as tuas rosas,

O resto é a sombra

De árvores alheias”.

Fernando Pessoa, por Ricardo Reis

A minha filha, Gabriela, por todo o tempo que deixei de ter com ela e fiz que com ela deixasse de ter comigo.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço aos meus orientadores Dra. Luz Adriana Cuartas e Dr. Antônio Donato Nobre. A paciência, confiança e o conhecimento de vocês foram fundamentais no desenvolvimento deste trabalho. Muito obrigada!

Agradeço à CAPES, ao CNPq e à Rede Clima, pelo financiamento da pesquisa. Ao grupo do INLAND, por todo o apoio sempre: Manoel, Marcos, Raphael, Felipe, Juninho, Demerval e em especial ao Dr. Gilvan Sampaio e Dr. Marcos Costa, pelo apoio e confiança no desenvolvimento do trabalho.

Ao grupo do CCST pela infraestrutura e suporte. Em especial à coordenação de pós-graduação e às secretárias da PGCST, Ângela e Mariana, que sempre foram tão gentis e prestativas, ajudando a resolver vários “pepinos”. Agradeço também a todo o corpo docente que, além das aulas, sempre se mostrou disponível para ajudar e ensinar.

Agradeço a todo o pessoal do WHRC que, além de me ajudarem muito no desenvolvimento do meu trabalho, me receberam da melhor forma possível em Woods Hole. Aos colegas de trabalho e novos amigos também, Andrea Castanho, Prajwall Panday, Marcia Macedo, Wendy Kingerlee, Paul Lefevbre, Chris Neil e, em especial, ao Dr. Michael Coe, que teve toda a paciência me ensinando e orientando durante o meu PDSE. De Woods Hole agradeço também a todo o pessoal com quem convivi na Fay’s house, em especial os anfitriões.

Agradeço aos meus amigos do CCST, em especial à turma de 2012, a melhor de todos os tempo (citando um amigo, a quem agradeço muito toda a parceria nos trabalho e nos descansos, Alex Ovando) e a todos os das outras turmas também. Sem vocês não seria possível aguentar a parte difícil. Muito, muito obrigada!!!! Agradeço também a todos os companheiros de SESC e Turco na sexta-feira. Aliás, agradeço ao SESC e ao Turco também, que me ajudaram tanto no “desestressamento”.

Agradeço muito a dois grandes amigos que trago desde a minha graduação: Celso von Randow, que esteve bastante presente, também, nesta etapa final da tese e Marcos Longo, que me incentivou muito no curso da graduação e do mestrado. Vocês me inspiraram sempre e muito. Obrigada pela presença de vocês em tantas fases importantes na minha vida acadêmica e da outra também. Acho que vocês são, de certa forma, responsáveis por eu chegar até aqui.

Aos grandes amigos desde antes (e de durante também), que participaram de todo o processo comigo: Fernanda Carlota Ribeiro, Thalyta Soares dos Santos, Cris Shultz, Andreia Thomaz, Rita von Randow, Eráclito Souza Neto, Fabiana Amaral, Geane Fernandes, Jaidson Becker, Rosa Zamora e muitos outros também. Agradeço diariamente por ter vocês em minha vida. Agradeço também aos amigos Mariane Coutinho e Etienne Tourigny que, além da amizade, dividiram conhecimento comigo em algumas fases do doutorado.

Finalmente, agradeço demais a minha família, que sempre me deu suporte para continuar nesta vida tempestuosa. Minha mãe, irmãos, sobrinho e em especial minha filha, por todo o tempo que não estive com ela, e meu pai que, infelizmente, não está aqui para me ver cumprir esta etapa que sonhou junto comigo: sem vocês eu não seria a pessoa que sou hoje. E, claro, não posso esquecer da Melzinha, a pessoa canina que me acompanhou em todo o processo de finalização da tese, ficando acordada até tarde e acordando cedo comigo, fazendo passeios curtos sem reclamar.

E agradeço também a Deus, que torna todas as coisas possíveis.

RESUMO

O principal objetivo desta tese foi simular os ciclos da água e carbono na Bacia Amazônica, a fim de, com isto, tentar entender algumas das retroalimentações entre os processos e como elas respondem às mudanças climáticas e à concentração de CO₂ atmosférico. Para isto, foi realizado o acoplamento de um modelo de roteamento hídrico e dinâmica de alagamentos, o THMB (Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry), a um modelo de vegetação dinâmica, o INLAND (Integrated LAND Surface Model), permitindo simular o ciclo de C e a dinâmica de rios e áreas alagáveis. O modelo acoplado captou bem o comportamento da vazão e das áreas alagadas, e, apesar das limitações, se mostrou bastante adequado para avaliação das respostas às mudanças climáticas do balanço de água na Bacia Amazônica. Foram feitas simulações usando projeções dos modelos IPSL-CM5A-LR e HadGEM2-ES para o RCP 8.5 (Representative concentration Pathways), produzidas no contexto do CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5). Para cada condição de contorno foi realizado um experimento com somente mudanças climáticas e outro incluindo a fertilização por CO₂ e distúrbios naturais (uma perda de 0.5% de C ao ano). Os resultados mostraram uma grande sensibilidade às mudanças climáticas nos dois balanços. Em termos do balanço de carbono, ocorre uma redução na vegetação mais alta e um aumento da vegetação mais baixa, predominantemente de gramíneas e arbustos, que estoca menos carbono e, portanto, uma redução nos estoques. No balanço de água, a parcela associada à evapotranspiração fica ainda maior, deixando menos água disponível para os rios e inundações. Em relação à fertilização por CO₂ o comportamento foi diferenciado nos dois casos: o balanço de C mostrou-se bastante sensível, estocando mais carbono na vegetação enquanto o balanço de água permaneceu quase inalterado quando comparado ao caso de somente mudanças climáticas. Considerando as limitações do modelo e do experimento, este resultado indica que, em uma situação onde não haja restrição de nutrientes e nem mudanças significativas no uso da terra, mesmo com as mudanças climáticas, a biomassa poderia continuar atuando como sumidouro de C atmosférico. Como as pressões por desmatamento seguem aumentando e a Amazônia é conhecida, por exemplo, por sua pouca disponibilidade de fósforo, por exemplo, é necessário olhar este resultado com bastante cuidado e incluir estes fatores em estudos posteriores de forma a se ter uma estimativa mais realística.

Palavras-chave: Hidrologia. Inundações. Modelagem. Dinâmica da vegetação.

IMPACTS OF CLIMATE CHANGE IN THE WATER AND CARBON BALANCE AND IN THE FLOODING DYNAMICS IN THE AMAZON: A STUDY WITH THE COUPLED MODEL INLAND-THMB

ABSTRACT

The main objective of this thesis was to simulate the water and carbon dynamics in the Amazon to understand some of the feedbacks between them and how it can be changed by climate change and atmospheric CO₂ concentration rise. In order to do this, we coupled the Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry (THMB) hydrologic routing and flood dynamics model to the Integrated LAND Surface Model (INLAND), which represents the dynamic vegetation and carbon and water cycle. Despite its limitations, the model proves to be a valuable tool for studies of the hydrological cycle and flood dynamics response to climate change projections. Using climate input data from IPSL-CM5A-LR and HadGEM2-ES models, produced in the CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) context, under the RCP 8.5 (Representative concentration Pathways) scenario, we performed two experiments for each input: one with climatic changes only and the other including rising CO₂ concentration and natural disturbances (a 0.5% C loss per year). The results showed a high sensitivity to climate change in water and carbon balance, with strong decrease in upper canopy biomass and increase in lower canopy biomass, which has lower capability to stock carbon. In water balance the evapotranspiration fraction increased, decreasing the discharge coefficient. When the CO₂ fertilization was included, the vegetation reverse its behavior increasing C stocks while the water balance remained almost the same as with climate change only. Considering the model and experiments limitations (no nutrients restrictions and no land use change, respectively), the results indicate that in a hypothetical situation when there is no deforestation and also no nutrients lack, the CO₂ fertilization could revert climate change effects. As deforestation pressures continue to increase and the Amazon is known for its poor phosphorus availability, it is necessary to look at this result very carefully and include these factors in later studies in order to have a more realistic estimate.

Keywords: Hydrology. Floods. Modeling. Vegetation Dynamics.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Concentração de CO ₂ (Pg C/ano)	4
Figura 2.1: Área de estudo.....	16
Figura 2.2: Uso e cobertura do solo, precipitação e limite da Bacia Amazônica.	17
Figura 2.3: Distribuição anual média de precipitação e vazão (média para o período de 1970 a 2008).....	18
Figura 3.1: Diagrama representativo do esquema modular do modelo INLAND	21
Figura 3.2: Camadas de vegetação e solo no modelo INLAND (baseado no IBIS).	22
Figura 3.3: Esquema de biogeoquímica do solo no INLAND.....	23
Figura 3.4: Máscara delimitando a fração máxima de cada célula de grade sujeita a alagamento na AM.	27
Figure 3.5 Processos associados ao balanço de água e roteamento hídrico representados no modelo INLAND-THMB.....	30
Figure 3.6 Diagrama esquemático dos modelos INLAND e THMB.	31
Figura 3.7: Média mensal de vazão para cada estação.	38
Figura 3.8: Coeficiente de vazão.	41
Figura 3.9: Percentual de célula alagada para a região de Llanos del Moxos.	43
Figura 3.10: Percentual de célula de grade coberto por água no MODIS (MOD09A1) e simulado pelo INLAND-THMB – 2007.	44
Figura 3.11: Percentual de célula de grade coberto por água no MODIS (MOD09A1) e simulado pelo INLAND-THMB – 2008.	45
Figura 3.12: Diferença percentual entre os dados de entrada do CRU e SHEF.	46
Figura 3.13: Diferença percentual entre os resultados das simulações para AET e RUN usando dados de entrada do CRU e SHEF.	49

Figura 3.14: Posicionamento da precipitação entre AET e RUN para o SHEF e CRU.	50
Figura 3.15: Razão entre AET observada e simulada para o CRU e SHEF.....	51
Figura 3.16: Comparação entre a evapotranspiração simulada pelo INLAND-THMB usando os dados de contorno do SHEF e do CRU com dados estimados.....	52
Figura 4.1: Tendência na forçante radiativa, emissão de CO ₂ acumulada vs. Forçante radiativa e forçante em 2100 por categoria.	56
Figura 4.2: Média dos campos de precipitação e temperatura e série temporal da média espacial para as duas variáveis.	59
Figura 4.3: Distribuição espacial da diferença absoluta entre as médias de 2010-2040 e de 2070-2100 para a temperatura e precipitação para o HADGEM e IPSL.	60
Figura 4.4: Estoques de C na biosfera.....	64
Figura 4.5: Série temporal das médias espaciais de precipitação, AET e RUN para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.....	66
Figura 4.6: Série temporal das médias espaciais do razão entre AET e precipitação e coeficiente de escoamento (RUN/PPT).....	67
Figura 4.7: Diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para AET e RUN para os experimentos HAD2 e IPSL2.	68
Figura 4.8: Partição da AET em transpiração, interceptação e evaporação do solo para os casos sem e com fertilização por CO ₂ e distúrbios e diferença percentual entre os experimentos 1 e 2 para cada termo.	69
Figura 4.9: Partição da AET em transpiração, interceptação e evaporação do solo para os casos sem e fertilização por CO ₂ e distúrbios para o HADGEM e IPSL, de acordo com a equação 1.....	70
Figura 4.10: Distribuição espacial do número de meses com déficit hídrico entre 2010 e 2040 e diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.	73

Figura 4.11: Série temporal da média espacial dos fluxos de C (GPP, NPP e NEE) para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	75
Figura 4.12: Diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para GPP e NPP para os experimentos HD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	76
Figura 4.13: NEE médio para o período de 2010-2040 e para 2070-2100 nas simulações HAD1, HAD2, IPSL1 IPSL2.	78
FIGURA 4.14: Série temporal dos estoques de C acumulados na BA para a vegetação (separada em tronco, folhas e raiz), liteira e solo, para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	80
FIGURA 4.15: Distribuição espacial da variação nos estoques de C para a vegetação, liteira e solo para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	81
FIGURA 4.16: Série temporal dos estoques de C para a vegetação (dossel superior e inferior) para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	83
Figura 4.17: Variação percentual na vegetação total e separados em upper e lower canopy para cada projeção do CMI8.5 e para cada configuração do modelo.	84
Figura 4.18: Série temporal da média espacial para a vazão para cada sub-bacia para as duas simulações com as condições de contorno do HADGEM.	86
Figura 4.19: Série temporal da média espacial para a vazão para cada sub-bacia para as duas simulações com as condições de contorno do IPSL.	88
Figura 4.20: Climatologia de vazão para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação com os dados de contorno do HADGEM.	90
Figura 4.21: Climatologia de vazão para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação com os dados de contorno do IPSL.	92

Figura 4.22: Distribuição espacial das áreas cobertas por água média entre 2010 e 2040 para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.	94
Figura 4.23: Série temporal da média espacial para a área alagada para a bacia toda e para cada sub para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.	95
Figura 4.24: Climatologia para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação para média espacial da área alagada para a BA e para cada uma das 3 sub-regiões estudadas para a condição de contorno do HADGEM.	96
Figura 4.25: Climatologia para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação para média espacial da área alagada para a BA e para cada uma das 3 sub-regiões estudadas para a condição de contorno do IPSL.	97
Figura 4.26: Razão entre o total de carbono lixiviado na bacia e o volume de água.	98
Figura 4.27: Condição inicial e final da vegetação para cada um dos quatro experimentos.	100
Figura 4.28: Razão entre GPP e transpiração e entre NPP e transpiração para o HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.	102
Figura 4.29: Correlação entre a GPP e o déficit hídrico acumulado de cada ano para os 4 experimentos.	103
Figura B-1: Comparação entre NSE, PBIAS, NRMSE e COR para as duas calibrações com a base de dados dos SHEF e do CRU na calibração final (2), para cada sub-bacia.	117
Figure A-1: Variação interanual da descarga em cada sub-bacia.	119

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1: Estação, código ANA, rio, área de drenagem, localização geográfica (latitude e longitude) e período de dados para cada estação avaliada.	34
Tabela 3.2: Análises estatísticas da vazão mensal observada x simulada para cada sub-bacia avaliada	40
Tabela 3.3: Regressão linear normalizada para os dados de contorno do modelo INLAND-THMB com a AET como variável dependente....	47
Tabela 3.4: Regressão linear normalizada para o RUN como variável dependente e a AET e PPT como independentes.....	48
Tabela 4.1: Simulações e configurações.	61
Tabela 4.2: Áreas para avaliação das inundações.	65
Tabela 4.3: Totais de C por compartimento (kg C/m ²) para 2009 e em 2098. .	80
Tabela 4.4: Totais de C por compartimento (kg C/m ²) para 2009 e em 2098.	100
Tabela B-1: Comparação entre NSE, PBIAS, NRMSE e COR para as duas calibrações com a base de dados dos SHEF e do CRU na calibração final (2), para cada sub-bacia.	117

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AET	Evapotranspiração
AGB	Biomassa acima do solo, do inglês Above Ground Biomass
AM	Amazônia
ANA	Agência Nacional de Águas
AOGCM	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera e Oceano, do inglês Atmosphere – Ocean General Circulation Model
AR4	Fourth Assessment Report
BA	Bacia Amazônica
BESM	Brazilian Earth System Model
C	Carbono
CC	Mudanças Climáticas, do inglês Climate Change
CDF	Função de Distribuição Cumulativa, do inglês cumulative distribution function
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CO	Monóxido de carbono
CO ₂	Dióxido de carbono
COR	Correlação
CRU	Climatic Research Unit
DGHVM	Modelo de Vegetação Dinâmica Global e Hidrologia, do inglês Dynamic Global Vegetation and Hydrology Model
DGVM	Modelo Global de Vegetação Dinâmica, do inglês Dynamic Global Vegetation Model
DIN	Nitrogênio Inorgânico Dissolvido, do inglês Dissolved Inorganic Nitrogen
DOC	Carbono Orgânico Dissolvido, do inglês Dissolved Organic Carbon
DOM	Matéria Orgânica Dissolvida, do inglês Dissolved Organic Matter
DPV	Déficit de pressão de vapor d'água
EVI	Índice de Vegetação Melhorado, do inglês Enhanced Vegetation Index
G	Escoamento sub-superficial
GEWEX	Global Energy and Water Exchange

GHM	Modelo Hidrológico Global, do inglês Global Hydrological Model
GIS	Geographic Information System
GLEAM	Global Land surface Evaporation: The Amsterdam Methodology
GMAO	Global Modeling and Assimilation
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPP	Produtividade Primária Bruta, do inglês Gross Primary Production
HAD1	Experimento com dados de entrada do HADGEM e CO ₂ constante
HAD2	Experimento com dados de entrada do HADGEM e CO ₂ projetado
HADGEM2-ES	Hadley Centre Global Environmental Model version 2 – Earth System
Hg	Mercúrio
HP	Parametrizações heterogêneas
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
INLAND	Integrated Model of Land Surface Processes
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL-CM5-LR	Institut Pierre-Simon Laplace - Coupled Model version 5 – low resolution
IPSL1	Experimento com dados de entrada do IPSL e CO ₂ constante
IPSL2	Experimento com dados de entrada do IPSL e CO ₂ projetado
LAI	Índice de Área Foliar do inglês Leaf Area Index
LC	Cobertura do solo, do inglês Land Cover
LF	LandFlux-EVAL
LF-diag	LandFlux-EVAL - dados de modelos diagnósticos
LF-lsm	LandFlux-EVAL - dados de modelos de superfície continental
LF-rean	LandFlux-EVAL - dados de reanálises
LSMs	Modelos de superfície Continental, do inglês Land Surface Model
LUC	Mudança no uso do solo, do inglês Land Use Change
MCWD	Maximum Climatological Water Deficit
MOD16	MODIS Global Evapotranspiration Project

MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer
MOHC	Met Office Hadley Centre
N	Nitrogênio
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEE	Troca Líquida de Ecossistemas, do inglês Net Ecosystem Exchange
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPP	Produtividade primária líquida, do inglês Net Primary Production
NSE	Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe
OM	Matéria orgânica do solo, do inglês Organic Matter
P	Pressão
Pbias	Viés percentual
pCO ₂	Pressão Parcial de CO ₂
PDD	Peak Discharge Delay
PET	Evaporação potencial
PFT	Tipo Funcional de Planta, do inglês Plant Functional Type
PPT	Precipitação
RCP	Representative concentration Pathways
RMSE	Erro Médio Quadrático Normalizado
RUN	Escoamento superficial e subsuperficial
SHEF	Base de dados de contorno para as simulações
SR	Escoamento superficial
THMB	Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
WD	Déficit hídrico, do inglês Water Deficit
WE	Elevação da água na célula de grade, do inglês Water Elevation

LISTA DE SÍMBOLOS

A	Área de drenagem à jusante
A_f	Área inundada da célula de grade
B	Coefficiente associado à velocidade do vento
c_s	Sinuosidade da célula de grade
d	Distância entre o centro da célula de grade local e à jusante
Δ	Curva de pressão de saturação
E_a	Evaporação associada a processos aerodinâmicos
e_a	Pressão de vapor
E_r	Evaporação associada ao balanço de energia
e_s	Pressão de vapor de saturação
F_{fi}	Fluxo de água das células vizinhas na área inundada
F_r	Fluxo de água dos rios para a área inundada
F_{ri}	Fluxos de entrada na célula de grade
H_i	Altura do rio
i_c	Gradiente topográfico rio abaixo
i_o	Gradiente topográfico de referência
L	Distância em linha reta entre a célula de grade local e a célula a jusante
l_v	Calor latente de vaporização
P	Pressão atmosférica
p_c	Perímetro alagado do rio
Pdif	Diferença percentual
p_o	Perímetro alagado de referência
q	Umidade específica
R	Raio hidráulico efetivo do rio
RH	Umidade relativa
R_l	Radiação líquida
ρ_w	Massa específica da água
S	Inclinação da superfície de água na célula de grade
σ	Constante psicrométrica
T	Temperatura

T_f	Tempo de residência na inundação
T_r	Tempo de residência nos rios
u	Velocidade
u_{oi}	Velocidade efetiva mínima do rio
W_{50}	Metade do volume potencial da célula de grade
W_f	Volume de água na área inundada
W_{fi}	Volume inicial de alagamento
W_i	Largura do rio
W_r	Volume de água no reservatório
z_1	Altura da medida de velocidade do vento
z_2	Altura de rugosidade da superfície

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 ÁREA DE ESTUDO	15
3 ACOPLAMENTO DO MODELO THMB AO INTEGRATED LAND SURFACE (INLAND) MODEL: AVALIAÇÃO DO BALANÇO DE ÁGUA, DESCARGA DE RIOS E DINÂMICA DE ALAGAMENTO	19
3.1. Introdução.....	19
3.2. Materiais e métodos	20
3.2.1. Modelos e acoplamento	20
3.2.1.1. INLAND	20
3.2.1.2. THMB	24
3.2.1.3. Acoplamento INLAND-THMB	29
3.2.2. Calibração do modelo e configuração da rodada	31
3.2.3. Análise de desempenho	33
3.2.4. Testes de sensibilidade	35
3.3. Resultados.....	37
3.3.1. Vazão.....	37
3.3.2. Área alagada.....	42
3.3.3. Testes de sensibilidade	45
4 PROJEÇÕES FUTURAS	55
4.1. Introdução.....	55
4.2. Materiais e métodos	55
4.2.1. Condições de contorno	55
4.2.2. Configuração da rodada	60
4.2.3. Avaliação dos resultados	62
4.3. Resultados.....	65
4.3.1. Balanço de água	65
4.3.2. Vegetação e estoques de carbono	73
4.3.3. Rios e áreas alagadas	85

4.3.4. Discussão	98
5 CONCLUSÕES GERAIS.....	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109
APÊNDICE A – CALIBRAÇÃO DO MODELO	117
APÊNDICE B - CONSERVAÇÃO DE MASSA DO MODELO.....	119

1 INTRODUÇÃO

O ciclo da água é um dos componentes mais importantes do sistema climático e do ciclo biogeoquímico de elementos, exercendo um papel bastante importante nos fluxos de energia e matéria entre a atmosfera e os ecossistemas terrestres e aquáticos continentais (VOROSMARTY et al., 1989; ADUAN et al., 2004). O ciclo da água e a vegetação se conectam em diversos pontos: i) parte da água que vai para a atmosfera é transpirada ou evaporada diretamente da fração interceptada pela vegetação (DENMAN et al., 2007); ii) a transpiração está associada ao processo de fotossíntese, onde o CO₂ é captado da atmosfera e fixado na forma de matéria orgânica na biomassa (SCHLESINGER, 1997; OMETTO e MARTINELLI, 2008); iii) a vegetação terrestre exerce forte controle no particionamento da energia entre os fluxos de calor latente e sensível, que, por sua vez tem influência no ciclo hidrológico através de seu controle no desenvolvimento da camada limite e na convecção e chuva (von RANDOW et al., 2004).

Uma região onde estas conexões são bastante importantes e evidentes é a Bacia Amazônica (BA), a maior bacia hidrográfica (BEIGHLEY et al., 2009), e também um dos biomas mais importantes globalmente, com uma grande diversidade de espécies vegetais e animais (BUSTAMANTE et al., 2015; MARTINELLI et al., 2012; NOBRE; BORMA, 2009) e responsável por cerca de 10% da produtividade e biomassa total do planeta (JOETZJER et al., 2013). Com uma área de 6,7 milhões de km², ela é responsável por cerca de 20% das descargas de água doce nos oceanos (COE et al., 2002; COE et al., 2007). A região também é um dos grandes reservatórios de C, com um estoque estimado entre 86 (SAATCHI et al., 2007) e 120 Pg C em biomassa (MALHI, 2008).

Somado a isto, a inundação sazonal também é bastante importante em diversas áreas na Amazônia central e em algumas sub-bacias, como o Alto Solimões, Madeira e Negro, por exemplo. Hess et al. (2015) estimam que cerca

de 14% da bacia (17% das terras baixas) são alagáveis, incluindo regiões com vegetação lenhosa e herbácea e superfícies abertas de água. Além de sua importância nos serviços fornecidos para a população local, a inundação sazonal tem um papel importante no ciclo hidrológico e biogeoquímico na região e também é o habitat de diversas espécies (JUNK et al., 2013). Este ciclo de alagamento é bastante sensível às variações na precipitação (MELACK; COE, 2013).

Apesar de sua importância, a floresta Amazônica vem sofrendo pressões e distúrbios associados a variabilidade climática e ao avanço do desmatamento. No Brasil, em 2016, por exemplo, o desmatamento teve um aumento de 20% em relação à 2015, segundo o PRODES¹. Além disto, alterações no regime climático associadas ao aumento na concentração de CO₂ na atmosfera também podem afetar substancialmente a região.

No sentido oposto, o aumento da disponibilidade de CO₂ na atmosfera pode aumentar a capacidade da própria biosfera de absorver este excesso, em um processo conhecido como fertilização por CO₂, mas este processo pode ser suprimido pela limitação por N, mesmo em situações onde ocorra aumento na razão C:N da vegetação (HUNGATE et al., 2003). Por outro lado, um aumento da temperatura, uma das consequências do aumento de CO₂ na atmosfera (entre outros gases de efeito estufa), pode levar a uma maior eficiência na decomposição da OM do solo, aumentando a disponibilização de N para a biomassa (EVANS et al., 2005). De fato, alterações na temperatura do solo podem alterar a taxa de decomposição da OM (DENMAN et al. 2007). Apesar disto, alguns autores atentam para o fato de que este efeito depende da quantidade de matéria orgânica disponível para decomposição na fração lábil (poe exemplo MELILLO, 2002) e que a decomposição pode ser limitada pela

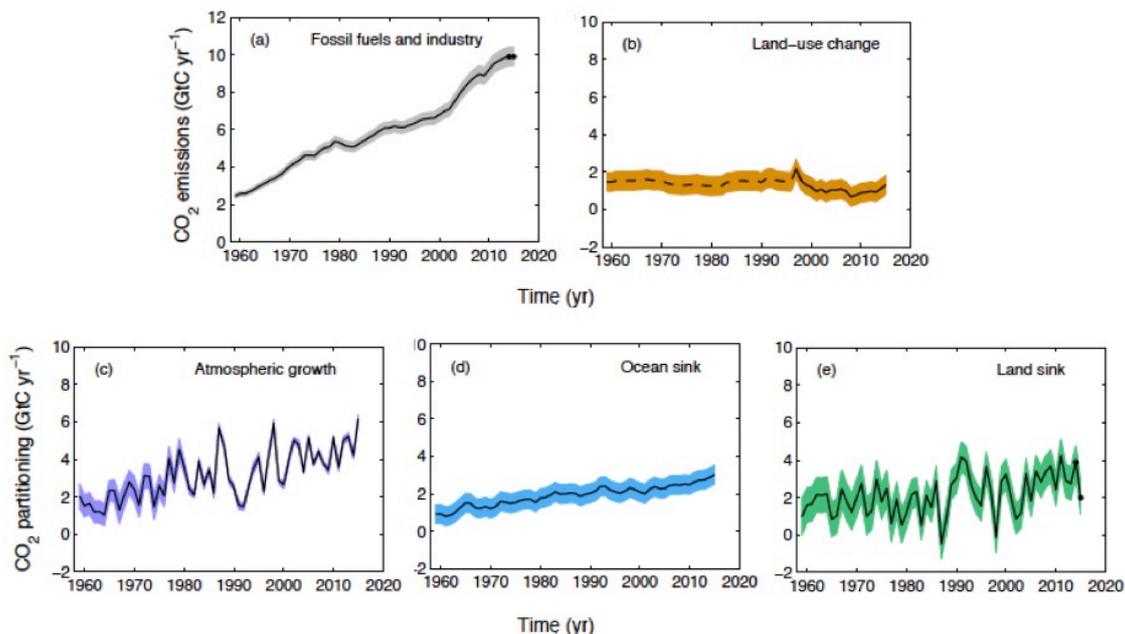
¹ http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=4344

falta de água, que se sobrepõe à dependência da temperatura (LUO et AL., 2001 – apud DENMAN et al. 2007).

O CO₂ é um dos principais gases de efeito estufa e sua emissão por queima de combustíveis fósseis e mudança no uso da terra (LUC, do inglês Land Use Change) vem crescendo (figura 1.1-a e 1.1-b - Quéré et al., 2016). Com isto, apesar do papel de sumidouro de C exercido pelos oceanos (figura 1.1-d) e pela superfície continental (figura 1.1-e), a parcela que permanece na atmosfera (figura 1.1-c) vem aumentando nos últimos anos (QUÉRÉ et al., 2016). A razão de mudança na concentração de CO₂ na atmosfera depende, além da magnitude das emissões, dos processos biogeoquímicos e climatológicos e suas interações com o ciclo do C (FALKOWSKI, 2000).

De uma forma geral, a água é transpirada da vegetação, evaporada dos corpos aquáticos, como rios, lagos e oceanos, ou sublimada em regiões cobertas por gelo, ou da camada superficial do solo, de onde vai para a atmosfera. Da atmosfera, a água pode precipitar na forma de chuva, neve ou granizo e atingir a superfície tanto localmente como em regiões remotas. A água precipitada pode ser interceptada pela vegetação e evaporar diretamente ou atingir o solo. Durante a precipitação (PPT) pode ocorrer o processo conhecido como deposição úmida, que envolve o transporte de compostos atmosféricos para a superfície terrestre juntamente com a água que é precipitada (DENMAN et al., 2007). Uma vez no solo, que é um meio poroso, há infiltração de toda a PPT enquanto a taxa de infiltração for maior que a intensidade da chuva e/ou a camada superficial do solo não saturar. Quando ocorre a saturação superficial e à medida que o solo vai saturando nas camadas mais profundas, a infiltração decresce até uma taxa residual. O excesso de água não infiltrada gera o escoamento superficial diretamente para os corpos d'água. A porção infiltrada pode ser captada pelas raízes da vegetação local e transpirada durante a realização da fotossíntese ou percolar (drenagem profunda) até atingir o lençol freático que normalmente contribui para o escoamento (fluxo) base dos rios.

Figura 1.1 – Concentração de CO₂ (Pg C/ano)



a) Soma residual das fontes e sumidouros de CO₂ atmosférico; b) emissão por combustíveis fósseis e por mudança de uso do solo; c) sumidouro da superfície terrestre e d) do oceano. As fontes são obtidas por estimativas baseadas em informações de uso de energia e desmatamento e os sumidouros terrestres e oceânicos são uma média de vários modelos e o sombreado representa a incerteza associada.

Fonte: Adaptado de Quéré et al. (2016)

Na superfície terrestre a disponibilidade de água é fundamental para os processos de desenvolvimento da vegetação. Um dos fatores que determina a taxa de fotossíntese de um bioma é a condutância estomática (em cm s⁻¹), controlada pela disponibilidade de água no solo e da pCO₂ (Pressão Parcial de CO₂) entre os sistemas solo-atmosfera (SCHLESINGER, 1997) e por fatores meteorológicos, como a umidade específica do ar, a radiação e o vento (RODRIGUES et al., 2011). A regulação da abertura dos estômatos permite que as folhas mudem a razão de assimilação de CO₂ e de perda de água por

transpiração. Uma diminuição na condutância estomática, como consequência de um aumento na disponibilidade de CO₂ na atmosfera, por exemplo, pode levar a uma menor perda de água por transpiração, já que a planta abre os estômatos por um período menor para a captação de uma mesma quantidade de CO₂, interferindo no ciclo da água (STEFEN et al., 2004).

A água também é importante no processo de reciclagem da biomassa depositada no solo, que posteriormente formará a matéria orgânica do solo (OM, do inglês Organic Matter). A reciclagem da OM por decomposição é um processo bastante importante, pois regula a fonte primária de nutrientes disponibilizados para as plantas na maioria dos ecossistemas terrestres (NORRIS et al., 2013). Com o passar do tempo, a matéria orgânica da biomassa é depositada no solo, onde é decomposta pela mesofauna (principalmente artrópodes e anelídeos) em conjunto com a microfauna (principalmente bactérias e fungos), formando a OM. Durante o processo de decomposição da biomassa morta ocorre liberação de carbono (C), vapor d'água e nutrientes, entre eles o nitrogênio (N), limitantes na produtividade primária líquida (NPP, do inglês Net Primary Production) da biomassa que, por sua vez, influencia no saldo de carbono armazenado pelo sistema solo-biomassa (STEFEN et al., 2004; DUCE et al., 2008; GÄRDENÄS et al., 2011).

Assim como a vegetação depende da disponibilidade de água, o ciclo da água é fortemente dependente da cobertura da superfície (DENMAN et al., 2007). A presença de vegetação interfere no ciclo hidrológico através da interceptação da água, que pode ser re-evaporada diretamente, reduzindo a quantidade de água que atinge o solo e através da transpiração das plantas, que pode ocasionar alterações importantes no regime de precipitação local ou regionalmente (DENMAN et al., 2007) e também na umidade do solo.

Tanto a vegetação quanto o solo podem emitir dióxido de carbono (CO₂) para a atmosfera através do processo de respiração. No caso do solo, este processo envolve a respiração microbiana e das raízes (DAVIDSON et al., 2000;

MELILLO et al., 2002), é dependente da disponibilidade de umidade no solo e da temperatura (DENMAN et al., 2007) e na vegetação está associado à respiração da biomassa acima do solo. O saldo do fluxo de CO₂ entre a atmosfera e a superfície do solo é dado pela diferença entre a fotossíntese e os processos de respiração e decomposição, que pode resultar em um crescimento da biomassa acima da superfície e em aumento na biomassa microbiana e de raízes abaixo do solo no caso de se considerar um balanço positivo como o aumento dos estoques na vegetação (REICHLE; HOUGHTON, 1999).

Estudos em ambientes naturais sugerem que as ações antrópicas e as mudanças climáticas globais têm o potencial de levar a alterações significativas no balanço hidrológico (OYAMA; NOBRE, 2004). Existem fortes indicações de que o ciclo hidrológico vem se intensificando, como resposta às mudanças climáticas, em um processo de retroalimentação positiva, por meio do qual o aumento na precipitação acarreta aumento na descarga dos rios e na evaporação, que alimenta o aumento na precipitação (BRUTSAERT; PARLANGE, 1998). Somado a isto, o próprio vapor d'água é um dos principais gases de efeito estufa, e, desta forma, o aumento na evaporação favorece o aquecimento em um processo conhecido como retroalimentação positiva do vapor d'água (HUNTINGTON, 2006). Estas alterações podem levar à variação nas características, intensidade e extremos de precipitação, redução da cobertura de neve e derretimento de geleiras continentais (NIJSEN et al., 2001), ocasionando mais eventos de enchentes, alagamentos em algumas regiões e secas em outras (HUNTINGTON, 2006; NIJSEN et al., 2001), além de mudanças na umidade do solo e no escoamento (DENMAN et al., 2007).

Além disto, alguns estudos indicam que o conteúdo de C no solo pode decair com o aumento da temperatura global, levando a uma retroalimentação positiva no ciclo de C (KIRSCHBAUM, 1995). A superfície continental é o maior reservatório de C do sistema terrestre, com cerca de 1500 Pg de carbono somente no solo, chegando a 2000 Pg quando se soma o reservatório da

biosfera (PILLON et al., 2002). A tendência futura do conteúdo de C no solo depende da diferença entre a sensibilidade da NPP e da taxa de decomposição da OM à temperatura (KIRSCHBAUM, 1995). Em regiões limitadas por N, a maior taxa de decomposição de OM tem o potencial de disponibilizar N o suficiente para que o estoque de C na vegetação compense as emissões decorrentes da decomposição da OM (MELILLO et al., 2002).

Apesar de funcionar como sumidouro de C, diversos estudos levantam a sensibilidade da floresta Amazônica a eventos de seca, onde elas passam a exercer o papel de fonte de C para atmosfera (PHILLIPS et al., 2009; LEWIS et al., 2011; GATTI et al. 2014), retroalimentando positivamente as mudanças climáticas. De fato, apesar de algumas divergências entre os modelos, as projeções do CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) para até o final do século indicam condições mais úmidas no oeste e mais secas no leste da Bacia Amazônica (SORRIBAS et al., 2016), que podem levar a mudanças significativas no balanço de água na região (COE et al., 2016), e no ciclo de carbono, retroalimentando positivamente as mudanças climáticas (PHILLIPS et al., 2009).

Brando et al. (2008) realizaram um experimento com redução induzida na precipitação em uma região no leste da Amazônia e compararam os resultados com os de uma região sem restrição. Eles concluíram que a NPP acima da superfície chega a diminuir 41% na parcela com restrição de água, diminuindo a alocação de C em cerca de 32 Mg/ha, indicando que uma situação com eventos de seca consecutivos por alguns anos na Amazônia pode reduzir substancialmente o estoque de biomassa na vegetação na região. Além disso, a falta de água pode alterar a alocação de C entre a parte aérea e do solo nas raízes, além de levar à mortandade da vegetação em alguns casos.

Phillips et al. (2009) usaram os dados de diâmetro de árvore, densidade do tronco e modelos alométricos (que relacionam o diâmetro do tronco e altura da copa com a alocação de recursos e estratégia de crescimento da planta) para

calcular a biomassa e o seu ganho em um intervalo de tempo antes e durante a seca de 2005 e relacionaram este valor com mudanças no MCWD (do inglês Maximum Climatological Water Deficit). Observaram que a floresta passa de sumidouro a fonte de C em algumas regiões e alertam que o aumento de eventos de seca projetados para decorrer do século podem alterar o balanço de C na floresta e ainda retroalimentar as mudanças climáticas. Eles ressaltam ainda o problema de que as emissões empenhadas de CO₂ pela seca podem demorar a chegar na atmosfera, uma vez que estão associadas à decomposição da biomassa morta, o que não ocorre rapidamente nos troncos e outras partes grossas da necromassa, além da diminuição da taxa (ou supressão) da respiração devido à baixa umidade na seca. O efeito combinado destes fatores com o crescimento oportunista de novas árvores no local das que morrem podem fazer com que o sistema funcione como sumidouro mesmo durante a seca e até nos anos subsequentes.

Lewis et al. (2011) compararam a seca de 2005 e 2010 e observaram que a de 2010 foi mais extensiva espacialmente. Com esta informação, eles usaram a relação entre MCWD e mudanças na biomassa acima do solo obtida por Phillips et al. (2009) para estimar as perdas de biomassa em 2010. Eles estimaram uma perda ainda maior (2.2 Pg C em 2010 contra 1.6 Pg C em 2005) e associaram esta perda a processos de parada temporária no crescimento e perda de biomassa por mortalidade, o que representa um fluxo por decomposição por vários anos.

Gatti et al. (2014) observaram o balanço de C a partir de medidas de CO₂ e monóxido de C (CO) ao longo da BA para o ano de 2010 e 2011, respectivamente anos seco e úmido. Eles observaram que a bacia se comporta como uma fonte de C para a atmosfera no ano seco e no ano úmido de forma neutra. Subtraindo o efeito de emissões por queima de biomassa, eles observaram que a vegetação em si teve um comportamento neutro no ano seco e sugerem que isto se deve à uma supressão na fotossíntese. No ano úmido a vegetação funcionou como importante sumidouro.

Castanho et al. (2016) estuda o comportamento histórico e como modelos representam a alocação de C na biomassa acima do solo (AGB, do inglês Above Ground Biomass). Eles usaram 3 modelos globais de vegetação dinâmica (DGVM, do inglês Dynamic Global Vegetation Model) para isolar efeitos de CO₂, mudanças climáticas (CC, do inglês Climate Change) e LUC no balanço de C, o Integrated Biosphere Simulator Model (IBIS), o Ecosystem Demography Model (ED) e o Joint UK Land Environment Simulator (JULES). Observaram que a fertilização por CO₂ é o termo de maior efeito no crescimento da AGB em florestas sem pressões antrópicas e em áreas antropizadas, para 2 dos 3 modelos, as perdas por LUC, apesar de grandes, não chegam a compensar os ganhos por fertilização, resultando em ganho de biomassa para toda a região. Os autores comentam que ocorre uma superestimativa na NPP de troncos, que é corrigida quando se usa parametrização heterogênea (CASTANHO et al., 2013) para tempo de residência da madeira e fertilidade do solo.

Mudanças na vegetação estão associadas a mudanças na evapotranspiração e, conseqüentemente, no balanço de água. A própria fertilização por CO₂, por exemplo, está associada com aumento na eficiência no uso da água pela vegetação, uma vez que os estômatos ficam abertos menos tempo para captar CO₂ (DIELEMAN et al., 2012; COE et al., 2016). Além disto, apesar de sua forte relação com a SST no Pacífico (LEWIS et al. 2011) e Atlântico (MELACK e COE 2013), a vazão nos rios na Amazônia (AM) tem uma forte correlação com o balanço local de água, dado pela diferença entre a PPT e a evapotranspiração (AET) (POTTER et al. 2004) e, desta forma, com a dinâmica da vegetação na BA.

Diversos estudos exploram os resultados das variações associadas ao balanço de água e C como resposta às mudanças projetadas na temperatura e precipitação. Em relação aos alagamentos, Langerwisch et al. (2013) usaram 24 projeções do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) AR4 (Fourth Assessment Report) para realizar simulações com o modelo de

vegetação dinâmica global e hidrologia (DGVHM, do inglês Dynamic Global Vegetation and Hydrology Model) LPJmL. Entre 60% e 100% dos modelos projetam um aumento da área alagada no oeste da bacia e no leste eles se dividem entre aumento e redução.

Sorribas et al. (2016) usaram projeções de 5 modelos (CNRM-CM5, GFDL-ESM2M, HADGEM2-CC, MIROC-5 e MRI-CGCM3) do CMIP5 como condição de contorno para o modelo hidrológico global (GHM, do inglês Global Hydrological Model) MGB-IPH e avaliaram os impactos das CC nas inundações e na descarga em diferentes regiões da AM. Seus resultados mostraram: aumento da chuva no W (oeste) e NW (noroeste), redução no E (leste) e NE (nordeste) da bacia e aumento na AET na maior parte da AM central e SE (sudeste) - dirigidas por mudanças na PET e/ou PPT. Isto levou a um aumento do escoamento no W da bacia (em resposta ao aumento na PPT) e redução no E (associado ao aumento na AET e redução na chuva). Regionalmente, os modelos concordam em uma redução na descarga na estação de baixa das águas para as bacias do Tapajós, Xingu e Negro e as áreas inundadas seguem o mesmo padrão, com anomalias positivas na porção mais a oeste e negativas na AM central e baixo AM (na saída da bacia).

Zhang et al. (2015) usou os mesmos DGVMs que Castanho et al. (2016) forçados com 3 projeções do IPCC AR4 (PCM1, CCSM3 e HadCM3) e 2 cenários de LUC para avaliar alterações na biomassa e vegetação na BA no decorrer do século. Eles avaliaram 4 fatores (mudanças climáticas, fertilização por CO₂, LUC e fogo) separadamente e em conjunto. Em termos de mudanças climáticas, em condições de alto déficit de água a vegetação tende a diminuir a biomassa. Em relação à fertilização por CO₂ (LUC) eles encontraram uma relação de aumento (redução) na biomassa.

Seiler et al. (2015) realizou o mesmo tipo de análise, mas avaliou os resultados em duas regiões distintas na Amazônia Boliviana: uma de floresta úmida e uma de floresta seca. Os autores usaram o modelo de vegetação dinâmica LPJ-

GUESS, forçado com duas projeções com comportamento bastante distintos do CMIP5 (CNRM-CM5 e IPSL-CM5A-LR), a fim de cobrir um espectro de alterações na biomassa na região. Os resultados mostram um comportamento bastante distinto quando se comparam os resultados para cada modelo: O CNRM-CM5, que apresenta as projeções mais otimistas (com menor redução na precipitação), apresenta aumento de biomassa mesmo na floresta seca e sem a fertilização por CO₂, enquanto com o IPSL-CM3A-LR ocorre perda de biomassa mesmo na floresta úmida com a fertilização.

Existem muitas incertezas associadas aos processos que vinculam a disponibilidade de água e os estoques de C e elas são ressaltadas por Lewis et al. (2011). São elas: i) a água (ou falta dela) no solo pode moderar ou acentuar os efeitos da seca? ii) uma segunda seca poderia matar mais árvores já enfraquecidas pela primeira seca ou as árvores que estavam suscetíveis já teriam sido mortas na primeira seca? iii) pode a seca diminuir a respiração do solo, a ponto de compensar as emissões pela biomassa?

Apesar dos diversos estudos já realizados, grande parte deles ou não consideram projeções dos modelos do CMIP5 ou não usam modelos de vegetação dinâmica. Assim, poucos incluem a avaliação dos processos conjuntos de dinâmica da água e vegetação para as projeções mais recentes, do CMIP5.

OBJETIVOS

O principal objetivo desta tese é simular o funcionamento da dinâmica dos ciclos da água e carbono na Bacia Amazônica, levando em conta a dinâmica de alagamentos e as respostas associadas à fertilização por CO₂. A ideia é tentar entender algumas das retroalimentações entre estes processos, para que se possa responder às perguntas:

“Como as alterações antrópicas associadas às mudanças climáticas interferem no balanço hidrológico e no ciclo de carbono na Amazônia? Como a dinâmica de alagamento responde a estas alterações?”

A hipótese é de que a resposta do ciclo da água e da dinâmica de alagamento às mudanças climáticas, especialmente na Bacia na Amazônica, dependem fortemente das variações na vegetação, uma vez que ela modula a interceptação e transpiração.

Os objetivos específicos são:

- Testar a aplicação de um modelo que representa processos da superfície continental (vegetação, balanço de água, energia e carbono, roteamento hídrico e dinâmica de alagamentos) na compreensão das conexões entre a vegetação e os balanços de água e carbono.
- Avaliar a sensibilidade do modelo às condições de contorno (variáveis atmosféricas de entrada do modelo) em relação ao balanço de água;
- Avaliar quais seriam os impactos das mudanças climáticas:
 - a) No ciclo hidrológico;
 - b) Na vegetação;
 - c) No estoque de C;
 - d) Nas perdas de C por lixiviação;
 - e) Na dinâmica de alagamento.

Para atingir o objetivo, serão necessárias duas etapas. A primeira envolve a preparação da ferramenta a ser utilizada: um modelo de superfície continental com vegetação dinâmica que represente o transporte lateral da água e a dinâmica de alagamento, e sua validação. Para isto o modelo THMB (Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry; COE, 1998, 2000; COE et

al., 2002, 2007) foi acoplado ao modelo INLAND (Integrated Model of Land Surface Processes; Costa et al., em preparação) e este acoplamento é apresentado no capítulo 3. A segunda é a avaliação das respostas deste modelo às mudanças climáticas. Para isto, foi escolhido o cenário RCP8.5 (Representative concentration Pathways) do CMIP5, o mais pessimista, com a finalidade de estimar os extremos das alterações climáticas.

Assim, os próximos capítulos tratam da descrição da área de estudo (cap. 2), da apresentação e validação do modelo de superfície acoplado (cap. 3), das análises das projeções (cap. 4) e das conclusões (cap. 5).

2 ÁREA DE ESTUDO

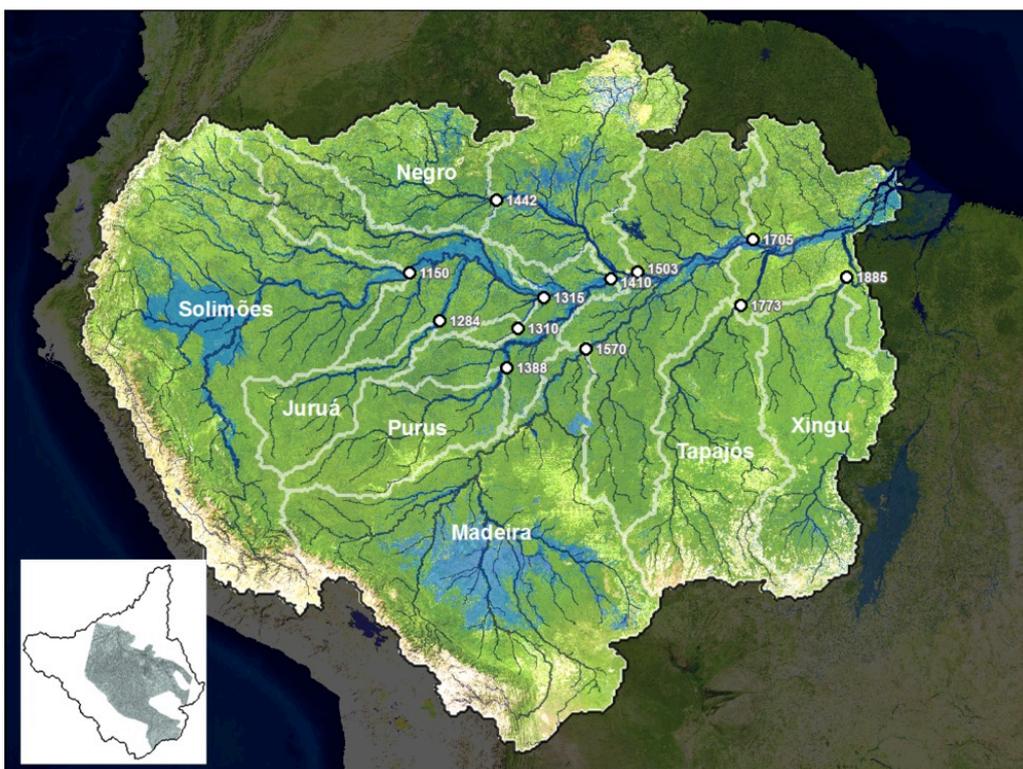
A Bacia Amazônica (BA) localiza-se na porção norte da América do Sul, entre as latitudes de 20 Sul e 6 Norte e as longitudes de 45 a 80 Oeste. Ela ocupa cerca de 40% do continente (BUSTAMANTE et al. 2015) com áreas no Brasil, Peru, Bolívia, Equador, Colômbia, Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa (Figura 2.1). Além de ser onde se encontra cerca de 74% das águas superficiais do Brasil (MARENGO, 2008), ela também funciona como uma fonte de calor, exercendo influência na circulação geral da atmosfera (COSTA; FOLEY, 1999; MALHI et al., 2008) e no transporte de umidade na América do Sul (MALHI et al., 2008; MARENGO et al., 2004).

A temperatura média varia entre 24° e 26° C, com amplitude sazonal de cerca de 1,2°, e a precipitação anual média na bacia de 2300 mm/ano (MARENGO e NOBRE, 2009). A precipitação total anual apresenta um forte gradiente (figura 2.2), que vai de valores acima de 3000 mm/ano no NW até regiões com menos de 2000 mm/ano no sul (S) e sudeste (ESPINOZA VILLAR et al., 2009-a, 2009-b; DAVIDSON et al., 2012). Cerca de 1/3 da chuva na BA está associado à reciclagem de precipitação, ou seja, é alimentada pela evapotranspiração local (COSTA; FOLEY, 1999; ELTAHIR; BRAS, 1994; SATYAMURTY et al., 2013) e o restante é atribuído, principalmente, ao transporte de ar úmido dos oceanos pelos alísios (COSTA; FOLEY, 1999; ELTAHIR; BRAS, 1994; SATYAMURTY et al., 2013; MARENGO; NOBRE, 2009).

Para este estudo foram escolhidas as sub-bacias Solimões, Juruá, Purus, Negro, Madeira, Tapajós e Xingu (figura 2.1) que, devido a contrastante extensões que ocupam na BA, diferem entre si em termos de precipitação total e pressões que sofrem por mudanças no uso da terra (figura 2.2; DAVIDSON et al., 2012). Além disto, a distribuição anual de chuva e vazão também apresenta comportamento distinto em cada sub-região (figura 2.3). As porções ao sul e sudeste apresentam partes com vegetação natural cerrado e também se encontram já bastante antropizadas por estar localizadas no arco de

desmatamento, região onde a fronteira agrícola e pecuária avançam em direção à floresta e apresenta os maiores índices de desmatamento da Amazônia (MALHI et al., 2008). Estas regiões, sul e sudeste, têm uma estação seca bem definida (figura 2.2. e 2.3) o que as torna mais vulneráveis às mudanças climáticas quando comparadas ao resto da BA (COE et al., 2013; DAVIDSON et al., 2012).

Figura 2.1: Área de estudo.

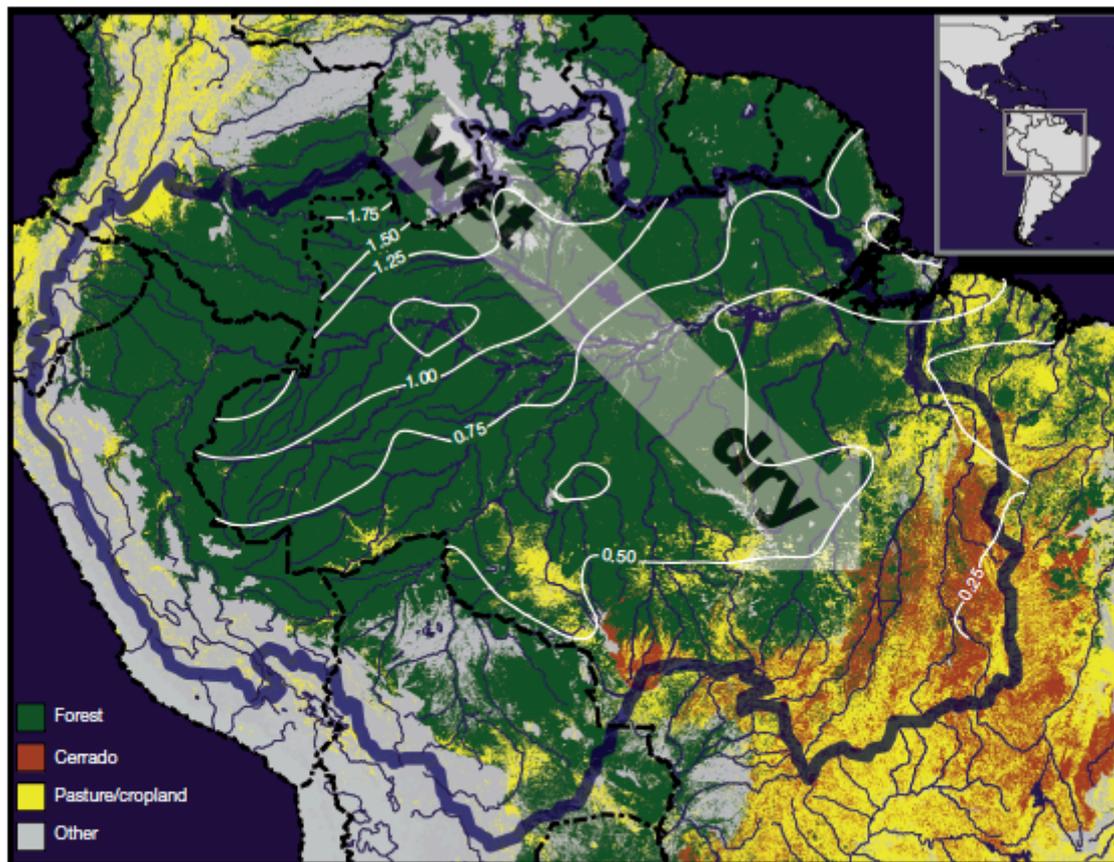


Área de cada sub bacia estudada para a descarga dos rios e a localização da estação de medida usada na validação, na saída da bacia e no detalhe, à esquerda, a localização região do Llanos de Moxos, dentro da Bacia do Rio Madeira. As manchas em azul correspondem a áreas de alagamento de Melack e Hess (2010)².

Fonte: Cortesia de Paul Lefebvre.

² Melack, John M., and Laura L. Hess. "Remote sensing of the distribution and extent of wetlands in the Amazon basin." *Amazonian floodplain forests*. Springer Netherlands, 2010. 43-59.

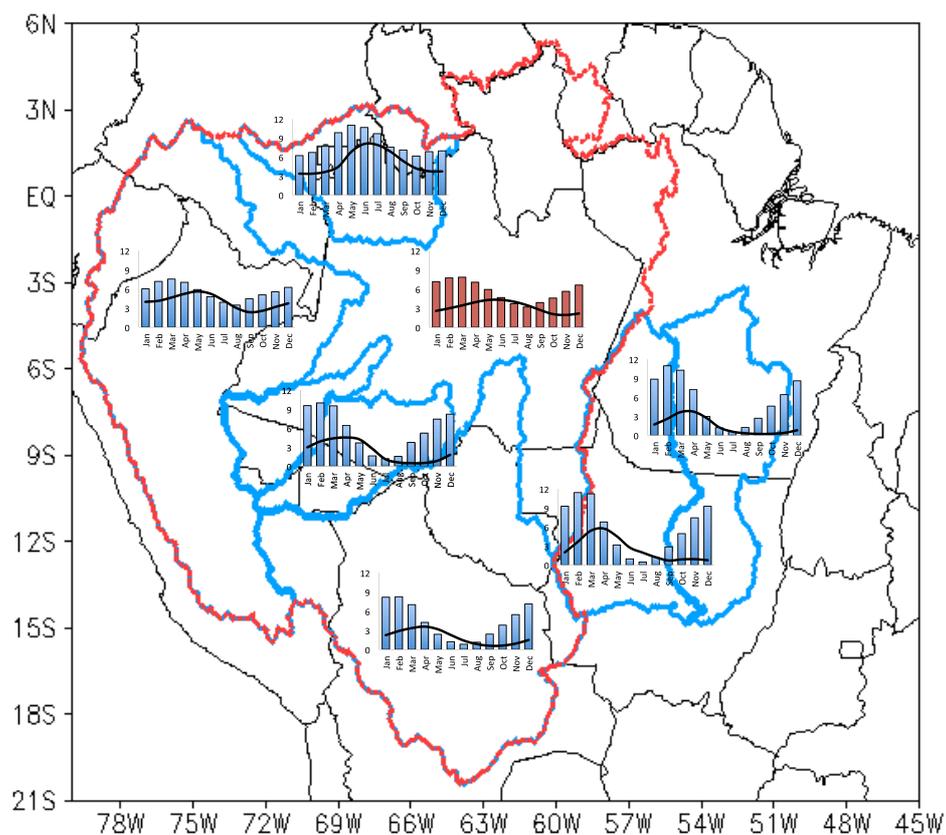
Figura 2.2: Uso e cobertura do solo, precipitação e limite da Bacia Amazônica.



A linha azul mostra o limite da Amazônia (incluindo a bacia do Tocantins), as linhas de contorno brancas indicam a precipitação média diária nos 3 meses mais secos do ano e o campo mostra as regiões com vegetação natural de floresta (verde), cerrado (vermelho), antropizadas (amarelo) e outros usos (cinza).

Fonte: Davidson et al. (2012).

Figura 2.3: Distribuição anual média de precipitação e vazão (média para o período de 1970 a 2008).



Distribuição mensal média de precipitação (colunas) e descarga (linha) para o período de 1973 a 2008 para cada sub-bacia (dados descritos por Sheffield et al., 2006).

Fonte: Produção do autor.

3 ACOPLAMENTO DO MODELO THMB AO INTEGRATED LAND SURFACE (INLAND) MODEL: AVALIAÇÃO DO BALANÇO DE ÁGUA, DESCARGA DE RIOS E DINÂMICA DE ALAGAMENTO

3.1. Introdução

O desenvolvimento de ferramentas que possam ajudar no estudo das conexões e retroalimentações (ex. Fogo, estoque de C, LUC) entre as respostas às mudanças climáticas observadas é bastante importante para buscar avanços no entendimento do funcionamento do sistema terrestre como um todo (NOBRE e BORMA, 2009). Seguindo esta tendência pesquisadores brasileiros vem desenvolvendo o Brazilian Earth System Model (BESM). Este esforço inclui o desenvolvimento de um modelo de superfície de quinta geração, o INLAND. Baseado no IBIS (Integrated Biosphere Simulator; FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000), o modelo tem o foco na representação de importantes processos e a vegetação na região (DIAS et al., 2015). Para representar a descarga de rios e a dinâmica de alagamentos, o THMB foi acoplado ao INLAND.

O INLAND inclui uma representação dos processos físicos da superfície terrestre, fisiologia do dossel, fenologia e dinâmica da vegetação e balanço de carbono terrestre, fogo e agricultura. O THMB é um modelo de roteamento hídrico de macroescala que simula transporte e armazenamento d'água no sistema hidrológico terrestre, incluindo a propagação em rios, a dinâmica das áreas alagáveis, áreas úmidas, lagos e reservatórios.

O objetivo deste capítulo é apresentar o acoplamento entre o THMB e o INLAND e sua validação na representação dos termos envolvidos no balanço de água, da vazão dos rios e da dinâmica de alagamento. Uma vez que este modelo é preparado para simulações globais, ele poderá ser usado amplamente, em novos estudos tanto sozinho quanto em conjunto com outros modelos de superfície ou ainda acoplados a modelos atmosféricos para esta bacia e outras que forem de interesse.

3.2. Materiais e métodos

3.2.1. Modelos e acoplamento

3.2.1.1. INLAND

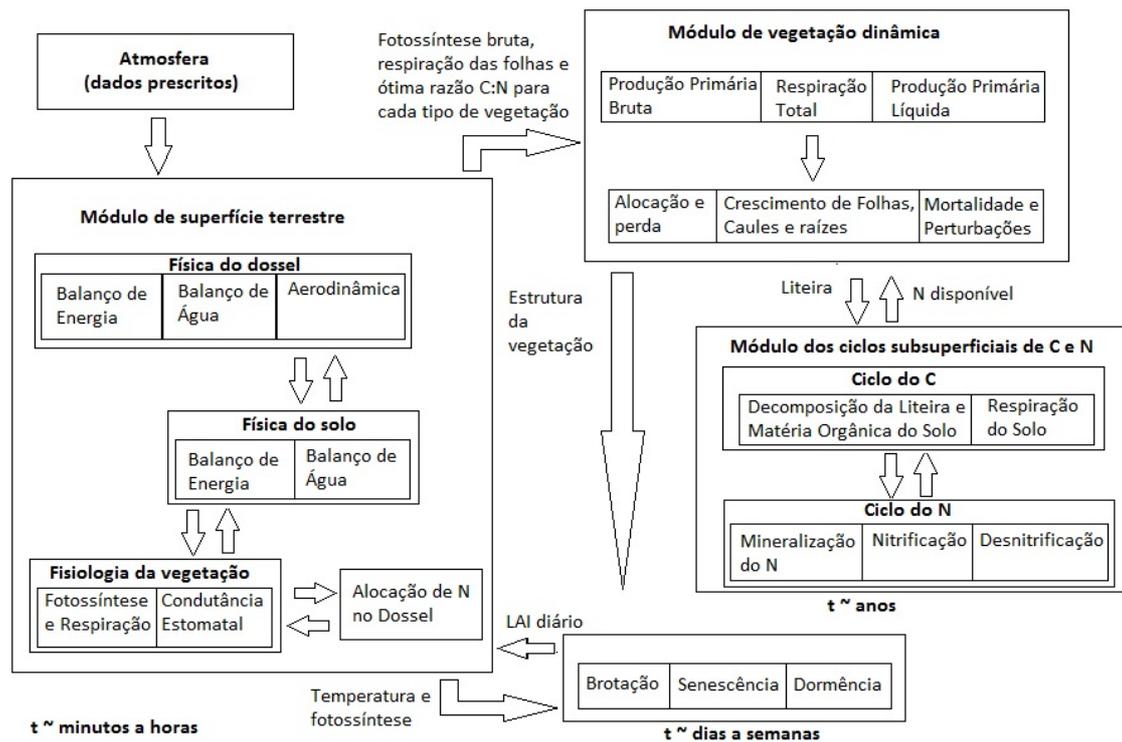
O INLAND é baseado no IBIS (Integrated Biosphere Simulator), descrito por Foley et al., (1996) e Kucharik et al., (2000), o modelo é dividido em módulos que simulam os processos em diferentes escalas temporais, desde horária até anuais (Figura 3.1). O modelo tem um módulo de superfície que representa os balanços de água, energia e momento, a aerodinâmica do dossel e os processos fisiológicos da vegetação, como fotossíntese e respiração. O módulo de vegetação dinâmica simula as mudanças na vegetação em função da produtividade primária líquida, do estoque, crescimento e volume da biomassa e mortalidade em cada categoria de planta (FOLEY et al., 1996). O módulo de biogeoquímica do INLAND simula o fluxo de carbono de forma completa no solo, onde são calculados os ciclos de C e N, produtividade primária líquida, respiração do solo e decomposição, entre outros³.

O módulo de superfície representa duas camadas de dossel: baixa, que considera os arbustos e gramíneas e alta, que considera as árvores. Ele usa 6 camadas de solo (figura 3.2) e os processos são resolvidos a cada hora. A AET é resolvida neste módulo e leva em conta a evaporação do solo, interceptação e transpiração (figura 3.5 – setas em preto). A água no solo é particionada entre infiltração e escoamento superficial (SR). A parcela infiltrada pode ser evaporada pelo solo, transpirada pela vegetação ou drenada através das camadas de solo, onde irá compor o escoamento subsuperficial (G). A transpiração é calculada para cada Tipo Funcional de Planta (PFT), que é uma função das restrições climáticas, dadas pela condutância dos estômatos.

³http://www.biosfera.dea.ufv.br/inland/modules/mastop_publish/?tac=Modelo_-_Software, acesso em 10/12/2012

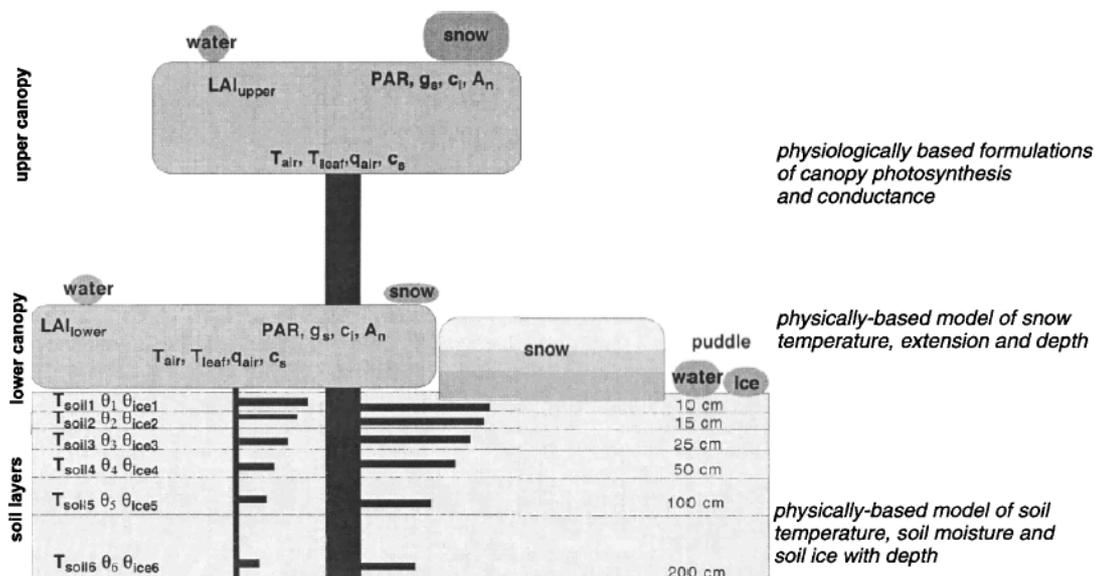
Diferentes PFTs extraem água de diferentes camadas de solo (FOLEY et al., 1996). Todos estes processos são influenciados pela textura e a quantidade de matéria orgânica do solo (KUCHARIK et al., 2000).

Figura 3.1: Diagrama representativo do esquema modular do modelo INLAND



Fonte: Adaptado de Kucharick et al. (2000).

Figura 3.2: Camadas de vegetação e solo no modelo INLAND (baseado no IBIS).



Fonte: Adaptado de Kucharick et al. (2000).

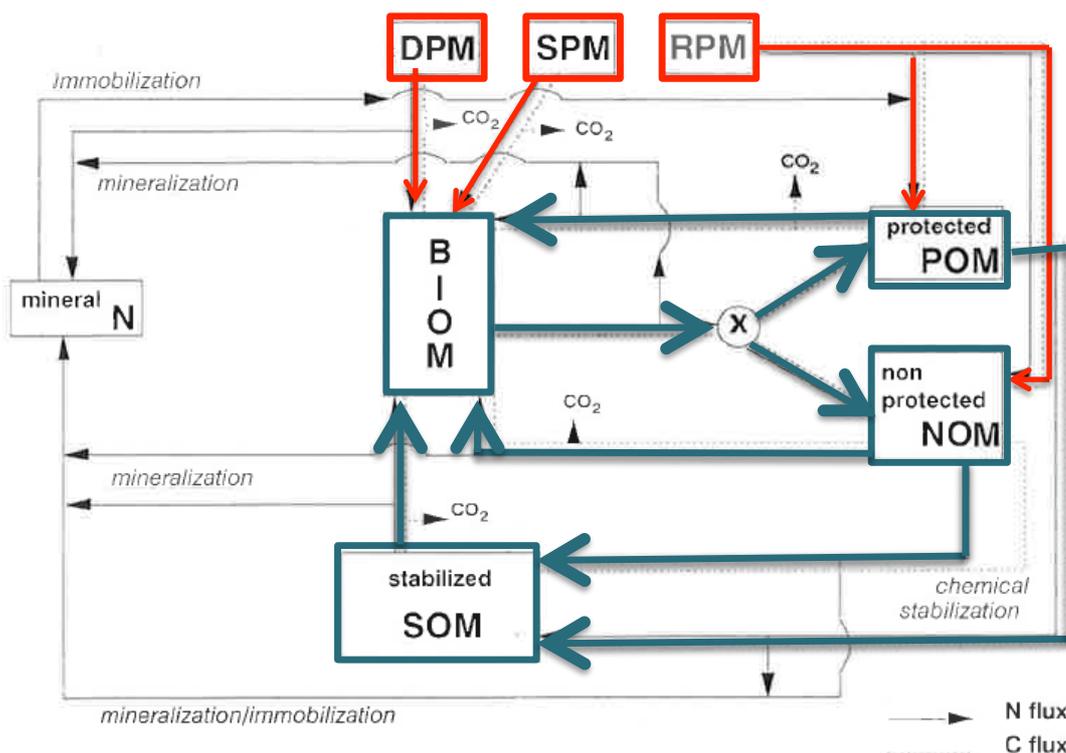
O INLAND trabalha com PFTs e cada célula de grade é um conjunto dos PFTs que compõem a vegetação naquele local. Cada PFT possui seu próprio Índice de Área Foliar e biomassa de carbono (KUCHARIK et al., 2000). O modelo considera 12 PFTs naturais e 4 culturas agrícolas (soja, milho, cana de açúcar e trigo). Os PFTs são distribuídos espacialmente segundo as restrições climáticas, como temperatura e precipitação, o que impede uma floresta tropical de estar localizada em uma região seca e fria, por exemplo.

O modelo distingue entre os mecanismos de fotossíntese C3 e C4 (FOLEY et al., 1996). A respiração de folhas, troncos e raízes finas são tratadas separadamente. A NPP e a condutância dos estômatos são calculadas para cada PFT. A limitação por água é dada por condições climáticas, ou seja, quando médias de algumas variáveis chaves atingem valores pré-definidos, as plantas começam a perder folhas. A competição entre as espécies se dá através da facilidade para acessar água e luz: plantas baixas podem sofrer

efeito de sombra das mais altas, por exemplo, mas também acessam água disponibilizada pela precipitação mais facilmente (KUCHARIK et al., 2000). O modelo não representa a competição ou limitação por nutrientes na vegetação, como nitrogênio e fósforo, por exemplo.

No módulo de biogeoquímica, o modelo trabalha com dois compartimentos, um acima do solo que acumula os resíduos da biomassa na superfície e um dentro, que acumula a matéria orgânica do solo proveniente da decomposição de raízes finas e da biomassa microbiana (FOLEY et al, 1996). Dentro desses compartimentos, os resíduos resultantes de folhas, troncos e raízes são tratados separadamente e divididos entre resistente (RPM), estrutural (SPM), disponível (DPM) (figura 3.3).

Figura 3.3: Esquema de biogeoquímica do solo no INLAND



Em vermelho as entradas de matéria orgânica (RPM resistente, SPM estrutural e DPM disponível) e em azul a distribuição dentro do solo (POM protegida, NOM não protegida, BIOM biomassa e SOM estabilizada).

Fonte: Verberne et al. (1990).

O C subsuperficial é dividido entre os reservatórios de biomassa microbiana, de matéria orgânica protegida e não protegida, e o de matéria orgânica estabilizada, com diferentes tempos de residência (horas a dias, 10 a 30 anos e milênios, respectivamente). A atividade microbiana é uma função da temperatura e do conteúdo de água no solo; o crescimento da biomassa microbiana e a razão de mineralização de N são uma função da textura do solo. Lixiviação é calculada em função da textura e da quantidade de água que atravessa o perfil de solo, e a cada passo de tempo uma parcela do C e N do solo é perdida por lixiviação.

A textura do solo é dada pela fração de areia, argila e silte para cada ponto de grade em cada uma das 6 camadas de solo. Além disto, o tempo de residência do carbono é dado de forma diferenciada para as folhas, raízes e tronco e cada ponto de grade possui a informação para as três componentes.

3.2.1.2. THMB

O THMB é descrito em detalhes por Coe et al. (2000, 2002, 2007). Ele representa a dinâmica de rios, lagos e áreas alagadas, através de um modelo de reservatório linear para simular o transporte de água do escoamento superficial e subsuperficial em uma rede de drenagem, em termos das direções de fluxo, do tempo de residência dentro da célula e da velocidade efetiva de fluxo. No modelo de reservatório linear, cada célula de grade é considerada como um reservatório (COE, 1998; VOROSMARTY et al., 1989) e, apesar de suas simplificações, ele pode ser usado em modelagem de grande escala temporal/espacial.

A água total entrando na rede de rios em cada célula de grade é a soma do escoamento superficial e subsuperficial (RUN) na fração de célula de grade que não está coberta por água, do balanço entre precipitação e evaporação na fração coberta por água e a soma dos fluxos das células a montante. A água de uma determinada célula de grade flui para próxima célula de grade seguindo direção de fluxo. A direção de fluxo é derivada da topografia local ou da

elevação da água na célula de grade (WE, do inglês Water Elevation), que é a soma da elevação da superfície e da altura da água na célula, nas áreas alagadas (COE, 1998).

A equação 3.1 descreve como o modelo calcula a variação no volume de água no reservatório para cada célula de grade (COE et al., 2002).

$$\frac{dW_r}{dt} = (SR + G)(1 - A_f) + (P - E)A_f + \sum F_{ri} - \frac{W_r}{T_r} \quad \text{Equação 3.1}$$

onde W_r é o volume de água no reservatório, SR e G são os reservatórios de escoamento superficial e sub-superficial associados a área não alagada da célula $(1 - A_f)$, P e E são a precipitação e evaporação associados à área alagada da célula A_f , $\sum F_{ri}$ somatória dos fluxos de entrada na célula de grade (montante) e $\frac{W_r}{T_r}$ o fluxo a jusante da célula, que é a razão entre o volume de água no rio e o tempo de residência (equação 3.2), definido como a razão entre a distância entre os centros das células local e a jusante (d) e a velocidade efetiva do rio (u). A distância é calculada (equação 3.3) pelo produto de uma linha reta entre os centros das duas células (L) e a sinuosidade do canal (c_s). A velocidade efetiva do rio (equação 3.4) é calculada levando em conta energia da inclinação da superfície de água (S), dada pela razão entre o gradiente topográfico rio abaixo (i_c) e um gradiente de referência ($i_0 = 0.5 \times 10^{-4} \text{ m/m}$), o raio hidráulico efetivo do rio (R), que é a razão entre o perímetro alagado real (p_c) e um perímetro de referência ($p_0 = 60 \text{ m}$), e a velocidade efetiva mínima (u_{0i}), que é um dos parâmetros característicos da bacia.

$$T_r = \frac{d}{u} \quad \text{Equação 3.2}$$

$$d = c_s L \quad \text{Equação 3.3}$$

$$u = u_{0i}(RS)^{0.5} \quad \text{Equação 3.4}$$

Quando o volume de água do rio excede o volume inicial para dar início ao processo de alagamento, a água é deslocada para esta região, onde ela é transportada para as células a jusante como descrito pela equação 3.5. O armazenamento e transporte de água na área alagada é calculado de forma similar ao dos rios (equação 3.5), mudando apenas a entrada de água, que passa a ser o fluxo quando o rio extravasa (F_r) e o perímetro de referência (P_0) utilizado no cálculo do tempo de residência, definido como 10% da altura de água na célula de grade. $\sum F_{fi}$ é o fluxo de água de células vizinhas, $(P - E)A_f$ é o balanço entre precipitação e evaporação na superfície de água, e $\frac{W_f}{T_f}$ o fluxo de água para células vizinhas. A direção do fluxo calculada a cada passo de tempo com a direção correspondente à inclinação máxima da água nas células vizinhas.

$$\frac{dW_f}{dt} = F_r + (P - E)A_f + \sum F_{fi} - \frac{W_f}{T_f} \quad \text{Equação 3.5}$$

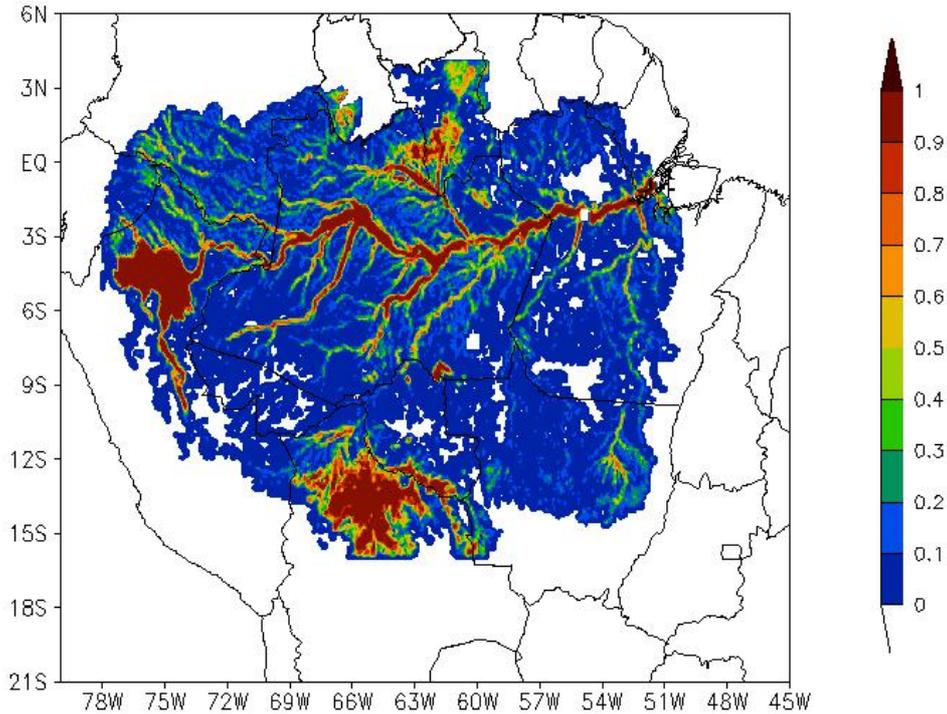
O volume inicial de alagamento (W_{fi}) é dado pela equação 3.6, onde W_i e H_i são a largura e altura do rio (equações 3.7 e 3.8, respectivamente), estimados empiricamente, em função da área de drenagem a jusante (A), e da distância entre os centros das células local e a jusante (d). No caso de $W_r > W_{fi}C_i$, onde C_i é um parâmetro adimensional para ajuste da inicialização de alagamento, F_r pode ser positivo (transporte do rio para a planície de inundação) ou negativo (transporte da planície de inundação para o rio). No caso de $W_r \leq W_{fi}C_i$, F_r é forçado a ser, no máximo zero.

$$W_{fi} = H_i W_i d \quad \text{Equação 3.6}$$

$$H_i = 0,152 A^{0,400} \quad \text{Equação 3.7}$$

$$W_i = 0,421 A^{0,592} \quad \text{Equação 3.8}$$

Figura 3.4: Máscara delimitando a fração máxima de cada célula de grade sujeita a alagamento na AM.



Fonte: Hess et al., dados não publicados.

A área sujeita a alagamento é delimitada por uma máscara de alagamento, gerada a partir de observações das máximas áreas de alagamento na região (HESS et al., Dados não publicados, apud COE et al., 2007 - Figura 3.4). Segundo Coe et al. (2007), a fração da célula de grade coberta por água é dada pela função de distribuição cumulativa (CDF, do inglês cumulative distribution function), calculada como a soma da distribuição de probabilidade de -4σ até z_x , assumindo que $P(-4\sigma)=0$. O valor crítico z_x é dado pela

razão entre o volume real de água (W_f) e a metade do seu volume potencial na célula de grade (W_{50}), conforme mostrado na equação 3.9. Assim, se $W_f = W_{50}$, $z_x = 0$ e $P(z) = 0.5$, ou seja, 50% da célula está alagada.

$$z_x = \log\left(\frac{W_f}{W_{50}}\right) \quad \text{Equação 3.9}$$

O INLAND calcula a evapotranspiração real em cada célula de grade, mas nas frações cobertas por água a perda se dá como a evaporação potencial (PET), ou seja, sem restrições. Desta forma, o cálculo da PET foi incluído no THMB, utilizando uma simplificação da equação de Penmann (FRAGOSO et al., 2009), que estima a evaporação (mm /dia) segundo a equação 3.10.

$$PET = \left[\left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) E_r + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) E_a \right] \quad \text{Equação 3.10}$$

Onde γ é uma constante psicrométrica ($66,8 \text{ Pa } ^\circ\text{C}^{-1}$) e Δ é a curva de pressão de saturação (equação 3.11), E_r é a evaporação (mm/dia) associada ao balanço de energia (equação 3.12) e E_a a evaporação associada aos processos aerodinâmicos (equação 3.13).

$$\Delta = \frac{4098e_s}{(237.3 + T)^2} \quad \text{Equação 3.11}$$

$$E_r = \frac{R_L}{l_v \rho_w} 86.4 \times 10^6 \quad \text{Equação 3.12}$$

$$E_a = B(e_s - e_a) \quad \text{Equação 3.13}$$

$$e_s = 611e^{\left(\frac{17.27}{237.3 + T}\right)} \quad \text{Equação 3.14}$$

$$e_a = \frac{RH.e_s}{100} \quad \text{Equação 3.15}$$

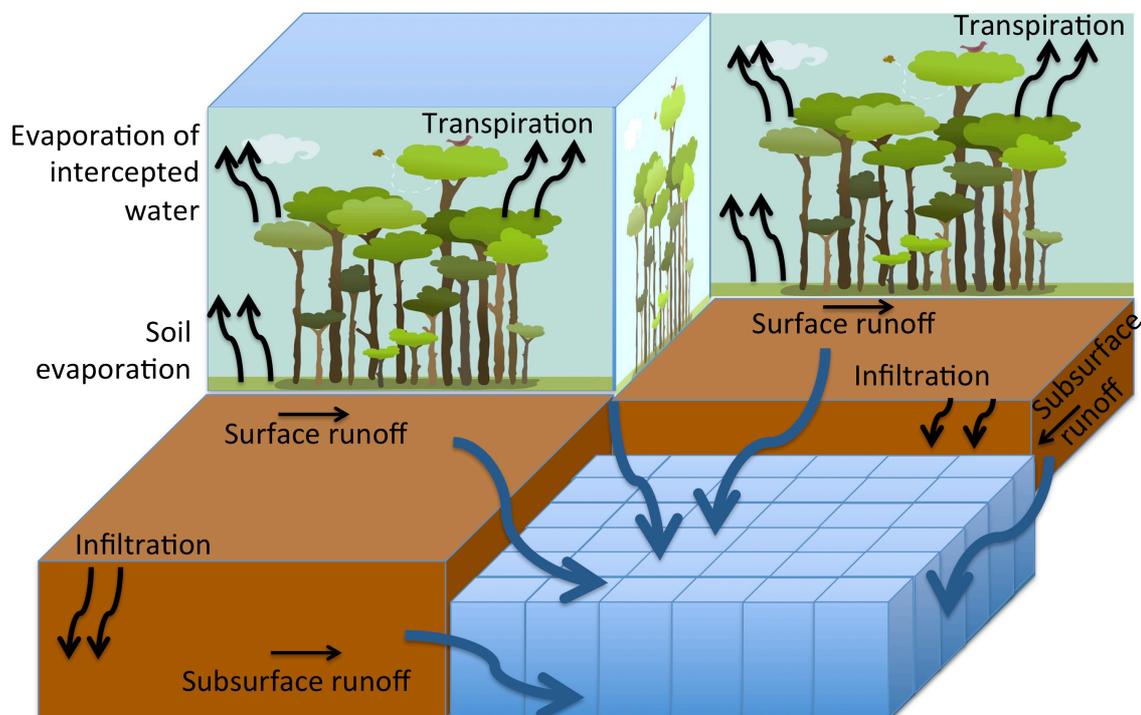
$$B = \frac{0.102u}{\left[\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) \right]^2} \quad \text{Equação 3.16}$$

onde T é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), R_L é a radiação solar líquida (W m^{-2}), descontando o albedo, l_v é o calor latente de vaporização, no caso da água $l_v = 2.501 \times 10^6 - 2370T$ (J.kg^{-1}) e ρ_w é a massa específica da água (977kg.m^{-3}), e_s é a pressão de vapor de saturação (equação 3.14) e e_a é a pressão de vapor do ar (equação 3.15), RH é a umidade relativa do ar (%) e, finalmente, B (equação 3.16) é um coeficiente associado à velocidade do vento (u , dado em m.s^{-1}), à altura de rugosidade da superfície em questão (z_2 , que no caso da água este valor varia entre 0,01 e 0,06 cm) e altura da medida do vento (z_1 , em geral 2 m acima do solo).

3.2.1.3. Acoplamento INLAND-THMB

A figura 3.5 mostra os processos resolvidos pelo INLAND (setas pretas) e os resolvidos pelo THMB (setas azuis) e a 3.6 mostram o esquema do acoplamento, com os dados de entrada de cada um dos modelos, a conexão entre eles e a saída de cada um. O acoplamento foi feito na forma de sub-rotina, ou seja, a cada passo de tempo o INLAND passa as informações ao THMB, que realiza o transporte e distribuição da água disponível para os rios e planícies de alagamento.

Figure 3.5 Processos associados ao balanço de água e roteamento hídrico representados no modelo INLAND-THMB.



Representação esquemática das grades no padrão de cada um dos modelos (do INLAND em marrom, com 0.5° de resolução e do THMB em azul, com 5' de resolução) e dos processos representados pelo INLAND (setas pretas) e no acoplamento entre os modelos (setas azuis).

Fonte: Produção do autor.

O THMB usa dados de contorno de precipitação e das variáveis necessárias para o cálculo da PET (temperatura, radiação, vento e umidade do ar). SR e G são calculados no INLAND a cada passo de tempo e transferidos ao THMB, que os direciona célula a célula, até a rede de rios. Com o THMB acoplado, o INLAND conta com a informação da fração da célula de grade coberta por água e, futuramente, usar este valor para que a AET considere também a PET em superfícies cobertas de água. Assim, mesmo com o acoplamento unidirecional, o modelo já está preparado para que passe a ser bidirecional.

Figure 3.6 Diagrama esquemático dos modelos INLAND e THMB.

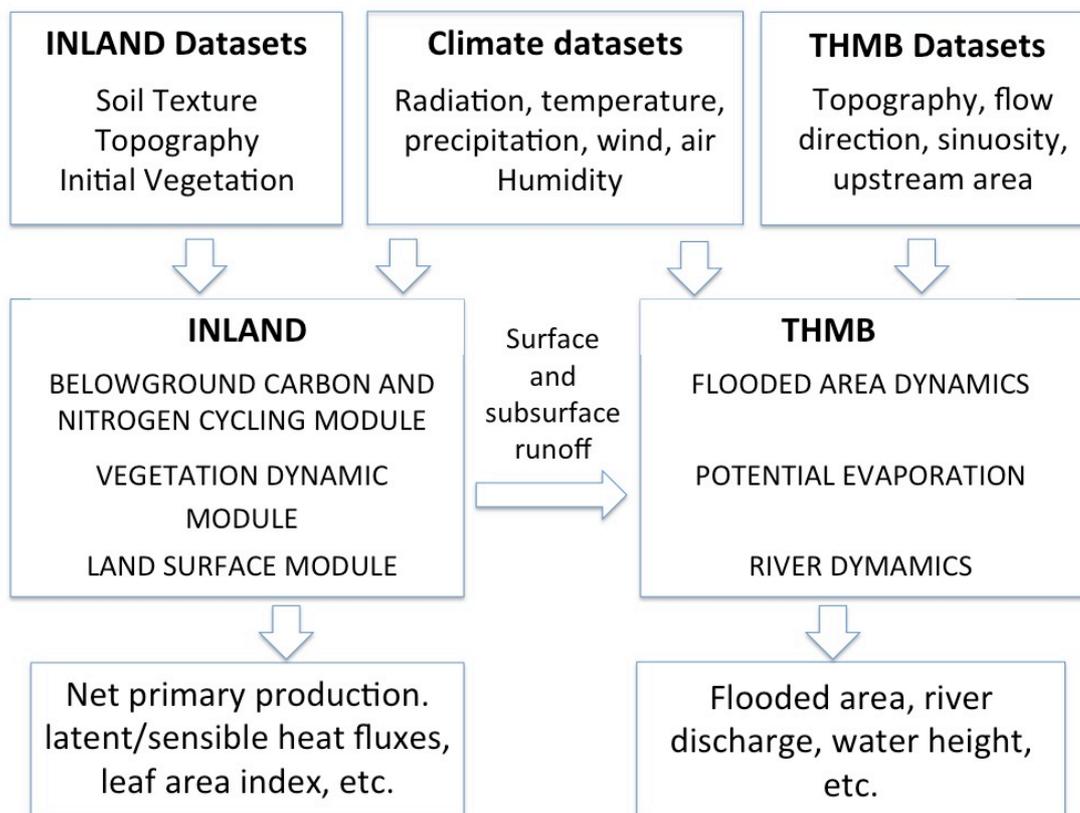


Diagrama esquemático para cada os modelos INLAND e THMB e do acoplamento entre eles.

Fonte: Produção do autor.

3.2.2. Calibração do modelo e configuração da rodada

Originalmente o INLAND usa dados mensais ou diários de cobertura de nuvem, temperatura, umidade específica, precipitação e vento em uma grade espacial de 0.5° X 0.5° para a latitude e longitude. Neste estudo usamos dados horários, com uma resolução espacial de 1°, descritos por Sheffield et al (2006). Estes dados combinam reanálise do National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) com dados

observados do Climatic Research Unit (CRU), Global Precipitation Climatology Project (GPCP), Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) e do Langley Research Center-NASA. A resolução temporal de 3 horas foi convertida para 1 hora, conforme descrito por Zhang et al. (2015), que também usou a mesma base de dados na BA. A partir daqui estes dados serão referidos como SHEF. A base de dados morfológicos do THMB foi desenvolvida no âmbito do projeto Rede Clima, com base nos dados do ETOPO1, da NOAA, com uma resolução final de 5'.

O INLAND foi calibrado utilizando os resultados obtidos por Cuartas et al. (2012). Eles utilizaram análises de elevação de terreno obtidas por sensoriamento remoto e o modelo normalizado de terreno HAND (NOBRE et al., 2011) para obter parâmetros de solo e vegetação associados ao ciclo hidrológico para uma região na Amazônia Central. Eles obtiveram 4 classes de solo, estimando proporções variantes entre argila e areia. Como o INLAND possui 11 classes de textura de solo, também baseadas nas frações de seus componentes, os valores foram interpolados para as classes intermediárias, utilizando os novos limites entre a textura mais arenosa e mais argilosa. A calibração foi feita para a porosidade e condutividade hidráulica do solo. A comparação entre a calibração padrão do INLAND e a utilizada no estudo é apresentada no apêndice A.

O THMB foi calibrado conforme Coe et al. (2007), ajustando a velocidade efetiva mínima (u_{01}), que influencia a sazonalidade da vazão e a onda de alagamento, e do parâmetro de inicialização de alagamento (C_i), que é o volume mínimo necessário para que a água extravase para a planície de inundação. Os melhores valores foram 0.33 m s^{-1} para u_{01} e 0,6 para o C_i , quando a área de drenagem é menor que $0,8 \times 10^6 \text{ km}^2$, 1.0 para áreas de drenagem maiores que $4.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ e variando entre 1.8 e 1.1 para áreas de drenagem intermediárias. As simulações foram feitas para o período de 1970 a 2008, e as análises de 1973 a 2008, de forma a coincidir com a maior parte dos dados observados utilizados na validação do modelo (tabela 3.1).

3.2.3. Análise de desempenho

Para validar a vazão, as simulações foram comparadas com os dados de estações da Agência Nacional de Águas – ANA (Tabela 3.1). Neste estudo foi considerado apenas o período que coincidia com o período simulado (1973 – 2008), dentro da disponibilidade de cada estação da ANA.

Depois de calcular a média mensal de descarga para as observações e para a simulação, foram feitas análises do *Peak Discharge Delay* (PDD) e da correlação (COR) para avaliar a sazonalidade, Percent Bias (PBias) para avaliar se o modelo sub/superestima os totais, o Erro Médio Quadrático Normalizado (RMSE) para avaliar a discrepância das simulações em relação às observações e o Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), que avalia o modelo como um todo (MORIASI et al., 2007).

Para avaliar a representação da inundação sazonal pelo modelo foi escolhida a região dos Llanos de Moxos, localizada majoritariamente na porção Boliviana da Bacia do Rio Madeira (Figure 2.1) e uma das maiores áreas alagáveis dentro da BA (OVANDO et al., 2016). A área de cerca de 150.000 km² é um mosaico de cerrado e gramíneas na região suscetível a alagamento e floresta úmida nas partes não atingidas por alagamentos ou desmatamento (Hamilton et al. 2004). É uma região bastante plana, com uma declividade menor que 10 cm km⁻¹, a uma altitude de aproximadamente 150 m (GUYOT, 1993, Apud OVANDO et al., 2016).

Tabela 3.1: Estação, código ANA, rio, área de drenagem, localização geográfica (latitude e longitude) e período de dados para cada estação avaliada.

ANA ID	Nome da estação	ID	Área (km ²)	Long.	Lat.	Período
11500000	Sto. Ant. do Içá (Solimões)	SOLIMÕES 1	1.23 x 10 ⁶	-67.9	-3.1	1973-2011
12840000	Gavião (Juruá)	JURUA	1.64 x 10 ⁵	-66.9	-4.8	1972-2011
13100000	Seringal Moreira (Coari)	COARI	7.97x 10 ³	-64.0	-5.1	1980-2010
13150000	Itapéuna (Solimões)	SOLIMÕES 2	1.78 x 10 ⁶	-63.0	-4.1	1971-2010
13880000	Canutama (Purus)	PURUS	2.38 x 10 ⁵	-64.4	-6.5	1973-2010
14100000	Manacapuru (Solimões)	SOLIMÕES 3	2.22 x 10 ⁶	-60.6	-3.3	1972-2007
14420000	Serrinha (Negro)	NEGRO	2.92 x 10 ⁵	-64.8	0.5	1977-2007
15030000	Jatuarana (Solimões)	SOLIMÕES 4	2.97 x 10 ⁶	-59.6	-3.1	1977-2007
15700000	Manicoré (Madeira)	MADEIRA	1.15 x 10 ⁶	-61.3	-5.8	1967-2007
17050000	Obidos (Solimões)	SOLIMÕES 5	4.73 x 10 ⁶	-55.5	-1.9	1968-2007
17730000	Itaituba (Tapajós)	TAPAJÓS	4.63 x 10 ⁵	-56.0	-4.3	1968-1995
18850000	Altamira (Xingu)	XINGU	4.55 x 10 ⁵	-52.2	-3.2	1971-2007

Com base em dados da ANA (número, nome e rio da estação, localização geográfica e período de dados e na base de dados morfológicos do modelo (área de drenagem).

Um conjunto de mapas multitemporais de cobertura de água para o Alto Madeira (uma área de cerca de 150000 km²) foram utilizados para validar a extensão e sazonalidade das estimativas do THMB. Os mapas foram derivados das imagens de 500 m de resolução do MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) (MOD09A1), para o período de 2001 a 2014 (OVANDO et al., 2016). Para cada passo de tempo, foi calculada a fração de cobertura de água para uma grade regular de 10 km. Para obter os dados foram realizados 3 passos utilizando um programa GIS: i) Intercepção espacial entre vetores representando a discretização do modelo e os polígonos em que a classificação foi baseada (maiores detalhes em OVANDO et al.,

2016); ii) Estimativa da área alagada total em cada célula de grade a cada passo de tempo; e iii) Estimativa da média mensal da área alagada em cada célula de grade.

3.2.4. Testes de sensibilidade

Para testar a sensibilidade do modelo em relação às condições de contorno climáticas, foi feita uma segunda rodada, utilizando os dados mensais do CRU (HARRIS et al., 2014) e a configuração espacial original do modelo (0,5°). As diferenças percentuais entre os dados de entrada do modelo, assim como para a AET e RUN simuladas foram avaliadas. Para verificar quais os dados de contorno que exercem maior influência no cálculo da AET foi feita a análise da regressão linear, usando a AET como variável dependente e as variáveis de entrada do modelo como independentes. Ao invés de temperatura e umidade específica, foi utilizado o conceito de déficit de pressão de vapor d'água (DPV), que é a diferença entre a pressão de vapor de saturação (equação 15) e a pressão de vapor da atmosfera (equação 3.17).

$$q = \frac{0.622e}{P - 0.378e} \Rightarrow e = \frac{qP}{0.622} \quad \text{Equação 3.17}$$

onde q é a umidade específica do ar, P a pressão atmosférica (aproximada para 1000 hPa uma vez que não havia disponibilidade desta variável) e e a pressão de vapor. Como $P \gg 0.378e$, o termo do denominador foi aproximado para P . Além disto foi avaliado como a precipitação entrando na bacia é particionada entre AET e RUN com cada uma das bases de dados, ou seja, quanto vai para os rios como escoamento e quanto é evapotranspirado de volta para a atmosfera.

A AET simulada pelo modelo foi comparada com três bases de dados de estimativa de ET: 1) baseada nos dados meteorológicos e de sensoriamento remoto do MODIS (MU et al., 2007, 2011), disponibilizadas pelo MODIS Global Evapotranspiration Project (MOD16), 2) baseada em um modelo diagnóstico, o

Global Land surface Evaporation: The Amsterdam Methodology (GLEAM) (MIRALLES et al., 2011) e a obtida através da iniciativa do LandFlux-EVAL (LF) (MUELLER et al., 2013).

Os dados fornecidos pelo MOD16 são calculados com base no método de Penman-Montheith, conforme descrito por Mu et al. (2007) e, posteriormente, aprimorados por Mu et al. (2011). O algoritmo usa dados de sensoriamento remoto de cobertura do solo (LC), Índice de Área Foliar (LAI) e Índice de Vegetação Melhorado (EVI) e dados de reanálises da Global Modeling and Assimilation Office da NASA (GMAO). A estimativa leva em conta os termos de evaporação do solo, transpiração, evaporação de água interceptada pela vegetação e evaporação do solo diferenciada para a fração não saturada e saturada, que inclui as superfícies cobertas por água. Os dados são disponibilizados⁴ para o período de 2000-2014 na resolução temporal de 8 dias, mensal e anual, e resolução espacial de 1 km.

O GLEAM é um modelo que estima a evapotranspiração usando principalmente dados de sensoriamento remoto como entrada. Baseado no modelo de evaporação de Priestley e Taylor (1972), ele é descrito com detalhes por Miralles et al. (2011). De uma forma geral, ele diferencia 3 tipos de cobertura para estimar a evapotranspiração: solo descoberto, vegetação baixa e vegetação alta, desconsiderando evaporação de áreas cobertas por água. Ele considera os termos de interceptação, evaporação do solo e transpiração. Os dados diários estão disponíveis online⁵ para o período de 1980 a 2014, com uma resolução espacial de 0,25 X 0,25°.

O LF é uma iniciativa coordenada pela Global Energy and Water Exchange (GEWEX), com o intuito de derivar produtos baseados em observações que possam ser utilizados em estudos envolvendo os fluxos de água e energia.

⁴ <http://www.ntsug.umt.edu/project/mod16>

⁵ <http://www.gleam.eu/>

Descrito por Mueller et al. (2013), os produtos gerados são uma compilação de diversos dados de evaporação disponíveis, incluindo 1) diagnósticos (LF-diag), que são as observações ou estimativas baseadas em observações, incluindo o próprio GLEAM, 2) Modelos de superfície continental (do inglês *Land Surface Model* – LSM) que utilizam observações como condição de contorno (LF-lsm) e 3) reanálises (LF-rean). Os dados são disponibilizados online⁶ e para este estudo nós utilizamos os de longo prazo (1989 a 2005), mensais, para uma grade de 1 X 1°. Estes dados de longo prazo são obtidos utilizando 5 bases diagnósticas, 5 LSMs e 4 reanálises e podem ser avaliados por grupos ou em uma compilação com as 14 bases juntas.

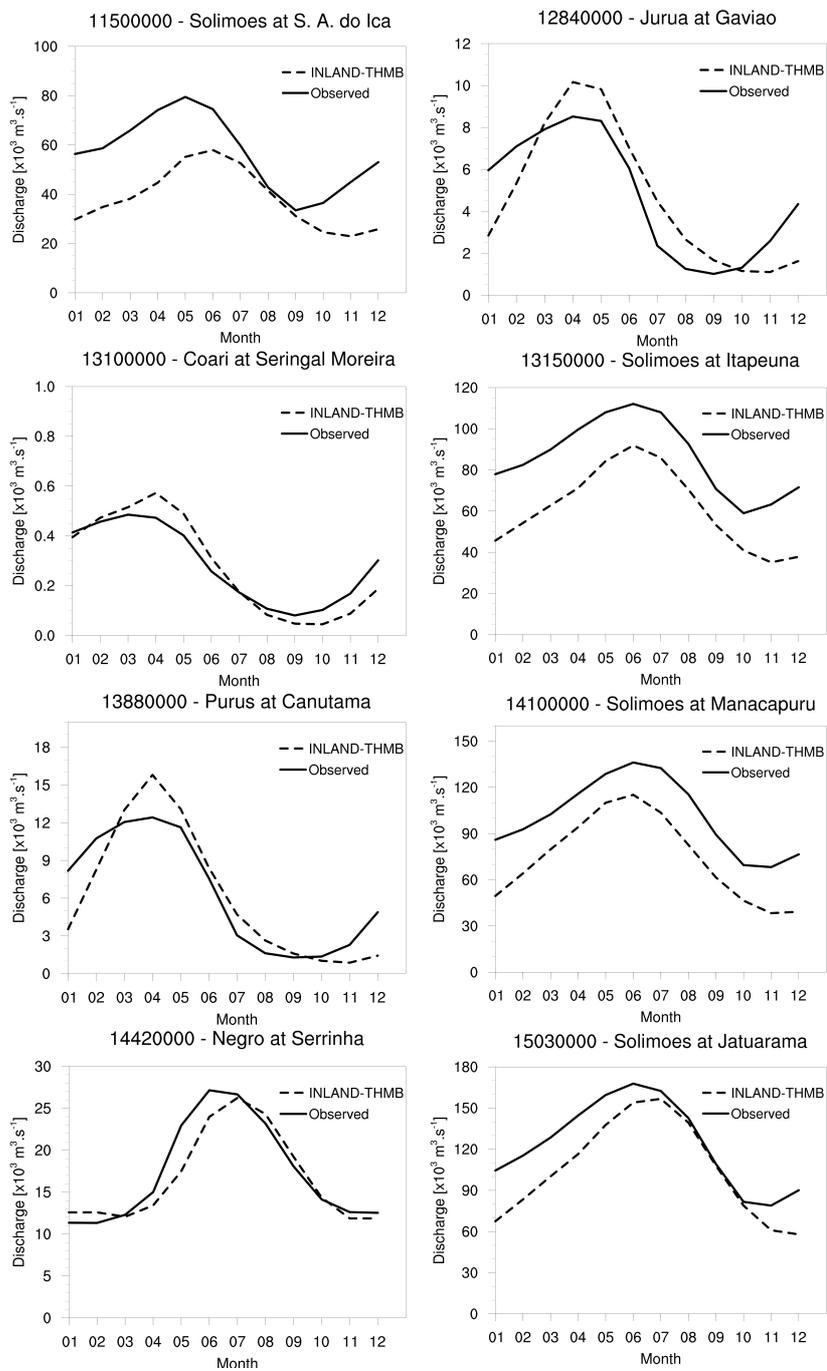
3.3. Resultados

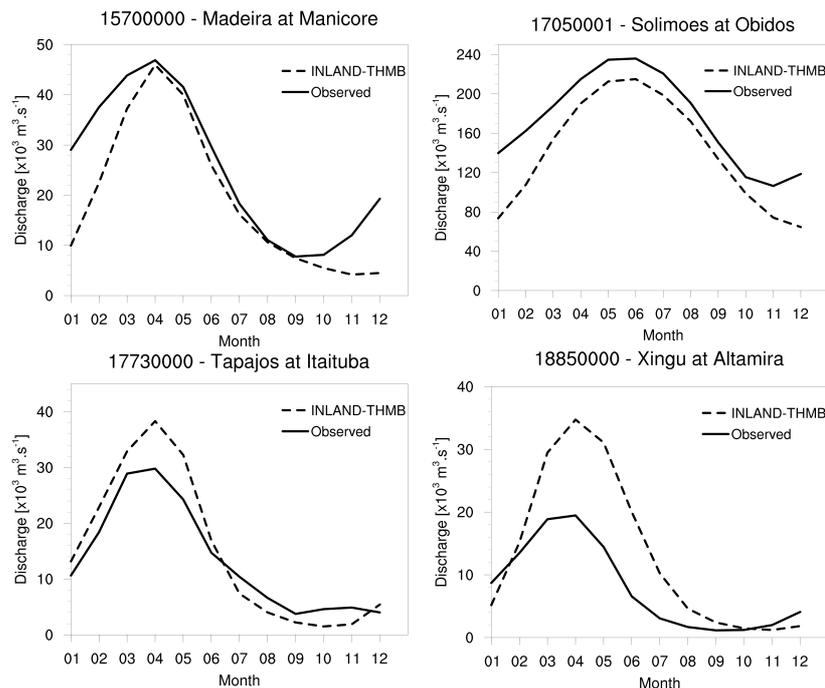
3.3.1. Vazão

Comparando a distribuição mensal média de vazão simulada com os dados observados (Figura 3.7 e tabela 3.2), podemos ver que o modelo subestima a vazão no canal principal, o Solimões (estações 11500000, 13150000, 14100000, 15050000 e 17050001) e no Madeira (15700000), enquanto no Tapajós e Xingu, na parte mais ao leste da BA, ele superestima (17730000 e 18850000). Estes resultados podem também ser observados quando se avalia a variabilidade interanual (apêndice B). Tanto a subestimativa no canal principal quanto a superestimativa no Xingu e Tapajós já haviam sido reportadas anteriormente por Costa e Foley (1997) e Coe et al. (2002, 2007).

⁶ <http://www.iac.ethz.ch/group/land-climate-dynamics/research/landflux-eval.html>

Figura 3.7: Média mensal de vazão para cada estação.





Linha cheia é observação e linha tracejada a simulação.

Estes autores sugerem que uma das razões para a subestimativa pode ser o problema com a precipitação na parte leste dos Andes, já discutido em diversos estudos anteriores (COSTA; FOLEY, 1997; COE et al., 2002, 2007). Eles explicam que nesta área os dados espacializados de precipitação são obtidos por interpolação de dados de poucas estações, localizadas em pontos nas porções mais baixas, a leste da montanha, e na porção semiárida, mais alta, a oeste. Isto faz com que os dados não levem em conta a precipitação formada por levantamento orográfico que acontece na Cordilheira dos Andes e, apesar de ser baseada em observações, a precipitação seja subestimada. Em termos dos resultados obtidos, isto é corroborado pelo fato de a subestimativa ser maior nas estações que ficam mais a montante (11500000, 13150000 e 14100000), o que sugere que conforme o fluxo se desloca para as estações a jusante, a subestimativa é parcialmente corrigida pela descarga de bacias que não possuem área de drenagem nos Andes. O PBias reforça este resultado (Tabela 3.2), com valores bem maiores nestas três estações quando comparados com as 15030000 e 17050001, a montante.

Tabela 3.2: Análises estatísticas da vazão mensal observada x simulada para cada sub bacia avaliada

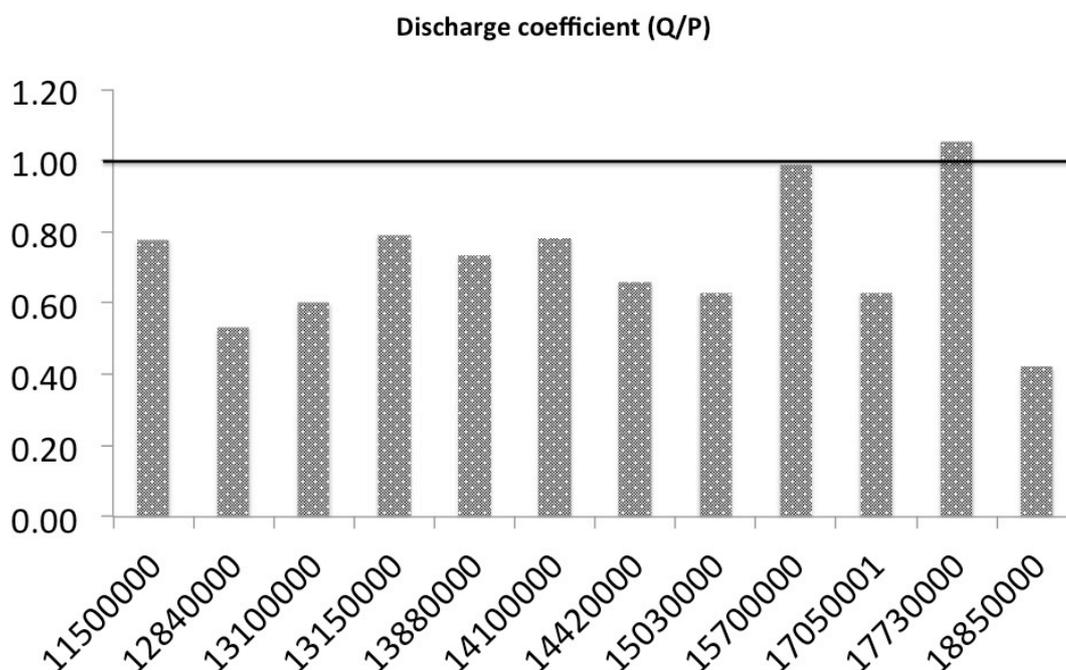
ANA ID	ID	Mean OBS	Mean SIM	PDD	NSE	RMSE	Pbias	Correl
11500000	SOLIMÕES 1	56567	39040	1	-0.94	0.29	-31.3	0.58
12840000	JURUA	4724	4850	0	0.22	0.28	2.9	0.75
13100000	COARI	285	290	1	0.27	0.22	-2.0	0.82
13150000	SOLIMÕES 2	86306	62341	0	-1.07	0.34	-27.8	0.76
13880000	PURUS	6427	6433	0	0.39	0.28	0.1	0.82
14100000	SOLIMÕES 3	101141	75362	0	-0.47	0.31	-26.1	0.86
14420000	NEGRO	17628	16643	1	0.60	0.14	-3.9	0.80
15030000	SOLIMÕES 4	123380	106582	1	0.12	0.24	-16.5	0.79
15700000	MADEIRA	25994	19442	0	0.39	0.21	-25.3	0.82
17050000	SOLIMÕES 5	172807	143234	0	0.29	0.21	-17.7	0.89
17730000	TAPAJÓS	13765	15019	0	0.64	0.15	13.5	0.89
18850000	XINGU	8033	13179	1	-0.48	0.30	65.4	0.86

Média observada Mean OBS), simulada (mean SIM), Atraso de pico de descarga (Peak Discharge Delay-PDD); Teste de eficiência de Nash Sutcliffe (Nash-Sutcliffe Efficiency-NSE); Erro médio quadrático normalizado (Root Mean Square Error-RMSE); Percentual de viés (Percentage Bias-PBias) e correlação (Correl) no período de 1973 a 2008.

Uma forma de verificar a subestimativa de precipitação é através do coeficiente de vazão, calculado como a razão entre a vazão medida pela ANA e a precipitação na área da bacia que drena até aquele ponto. Analisando os resultados para cada sub-bacia (figura 3.8), podemos observar que nas três estações à montante no Solimões (11500000, 13100000 e 14100000) a vazão representa cerca de 80% do total precipitado e no Madeira (15700000) chega a

quase o total precipitado. Segundo relatório da ANA⁷, a média deste valor na porção brasileira da BA é de 48%, indicando, mais uma vez, uma subestimativa na precipitação, já que a vazão utilizada nos dois casos é observada e da mesma fonte. No relatório, a ANA utiliza dados de precipitação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), interpolados para a região, e a vazão medida pela própria agência.

Figura 3.8: Coeficiente de vazão.



Coeficiente da vazão calculado com os dados de vazão observados pela ANA e a precipitação utilizada como entrada no modelo INLAND-THMB.

7

<http://arquivos.ana.gov.br/institucional/sge/CEDOC/Catalogo/2007/DisponibilidadeEDemandasBrasil.pdf>

Avaliando a sazonalidade, podemos observar que o modelo tem uma boa concordância com as observações. Isto pode ser visto tanto graficamente (figura 3.7) quanto pela alta correlação entre os dados simulados e observados (tabela 3.2). Avaliando o PDD, podemos observar que as bacias 11500000, 13100000, 14420000, 15030000 e 18850000 apresentam um atraso no pico de vazão simulado. No caso das estações 11500000, 14420000 e 15030000, isto pode ser causado pela diferença no tempo de residência da água em regiões montanhosas quando comparados a outras regiões, conforme discutido por Costa e Foley (1997). Estas bacias apresentam regiões nos Andes (11500000) e na Serra do Parima (14420000), entre o Brasil e a Venezuela, e em ambos (15030000). Apesar das correções no modelo, discutidas por Coe et al. (2007), eles também encontraram este atraso em algumas estações, entre elas a do Rio Negro (14420000) do Xingu (apesar de não ser a mesma estação utilizada neste estudo, demonstra que o modelo tem uma tendência de deslocamento no pico de vazão na região).

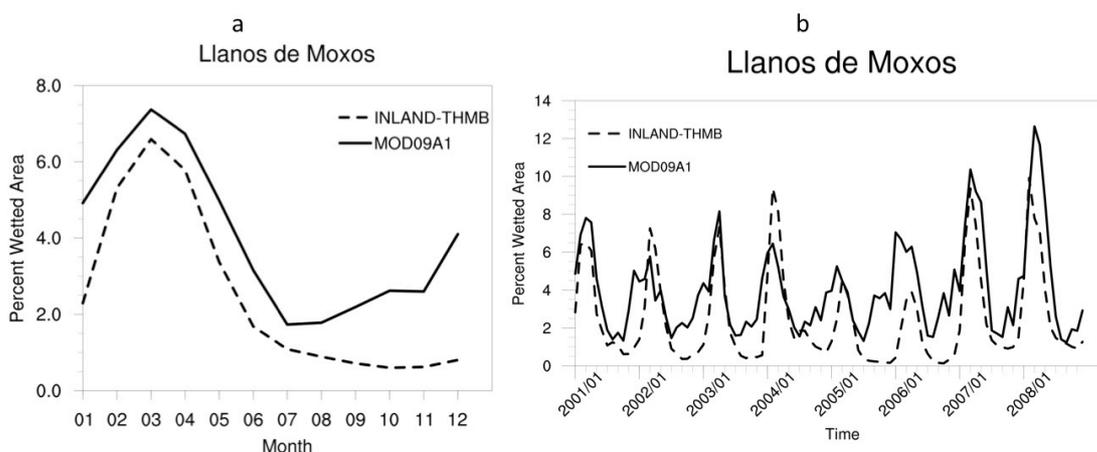
Em relação ao NSE, em 4 estações os valores são negativos (Tabela 3.2), indicando que a média das observações é uma melhor representação da descarga que a simulação. Três delas estão na região à montante, no canal principal, reforçando o possível problema com os dados forçantes de precipitação e também a questão da melhora nos resultados nas estações mais a jusante. Nas outras estações do canal principal os valores ainda são baixos, apesar de não serem negativos. A outra estação com valor negativo é a do Xingu, valor provavelmente associado à grande superestimativa na descarga.

3.3.2. Área alagada

A figura 3.9-a apresenta o resultado mensal das frações das células de grade alagadas simulados pelo INLAND-THMB comparados com os estimados a partir de dados (MOD09A1) para o período 01/2001 – 12/2008 e a figura 3.9-b mostra a série mensal das mesmas variáveis. Observa-se que o modelo,

apesar de subestimar a fração média de células cobertas por água, captura bem a sazonalidade, representando bem os máximos e mínimos tanto para a série temporal quanto para a média mensal para todos os anos. No final da estação seca/início da chuvosa o modelo diverge da observação, subestimando a área alagada em relação ao MOD09A1. O mesmo comportamento é observado na descarga do Rio Madeira (Figura 3.7, estação 15700000), onde a região dos Llanos del Moxos se localiza. As estatísticas obtidas da comparação entre a fração de área alagada mensal simulada e o produto MOD09A1 foram $NSE=0.146$, $RMSE=0.23$, $Correl=0.77$ e $PBias=-37.7$. O PBias negativo e a alta correlação corroboram a subestimativa da vazão simulada, que não disponibiliza água suficiente para ser direcionada para as planícies de alagamento.

Figura 3.9: Percentual de célula alagada para a região de Llanos del Moxos.

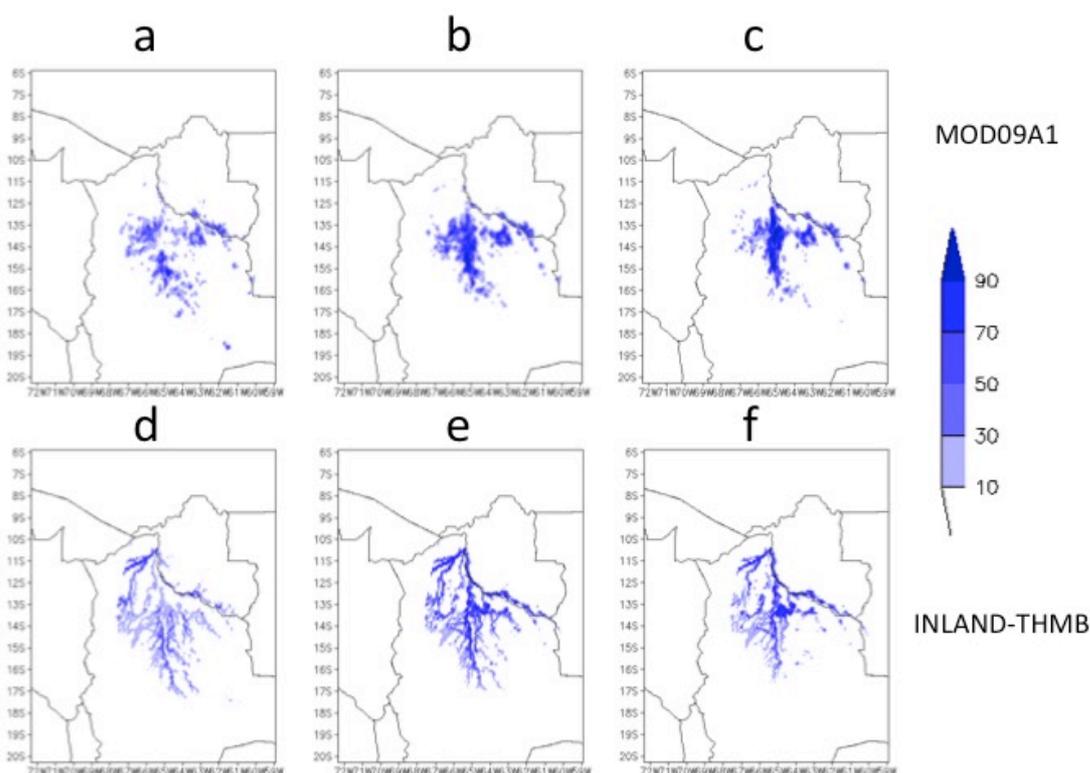


a) Média mensal e b) Série temporal. Linha cheia são dados do MODIS (MOD09A1) e linha tracejada a simulação.

Avaliando a distribuição espacial dos alagamentos, as figuras 3.10 e 3.11 apresentam os campos de frações de célula alagada para os meses de cheia (fevereiro, março e abril) obtidos por satélite e os simulados, para os anos de 2007 e 2008, respectivamente, que foram anos de cheia na bacia do Madeira. Observa-se que o modelo, apesar de espalhar mais a água, capta bem a área

de maior concentração das células alagadas, na porção mais central da bacia, especialmente em 2007. Em 2008 ele subestima um pouco mais, o que pode também ser observado na figura 3.9-b.

Figura 3.10: Percentual de célula de grade coberto por água no MODIS (MOD09A1) e simulado pelo INLAND-THMB – 2007.

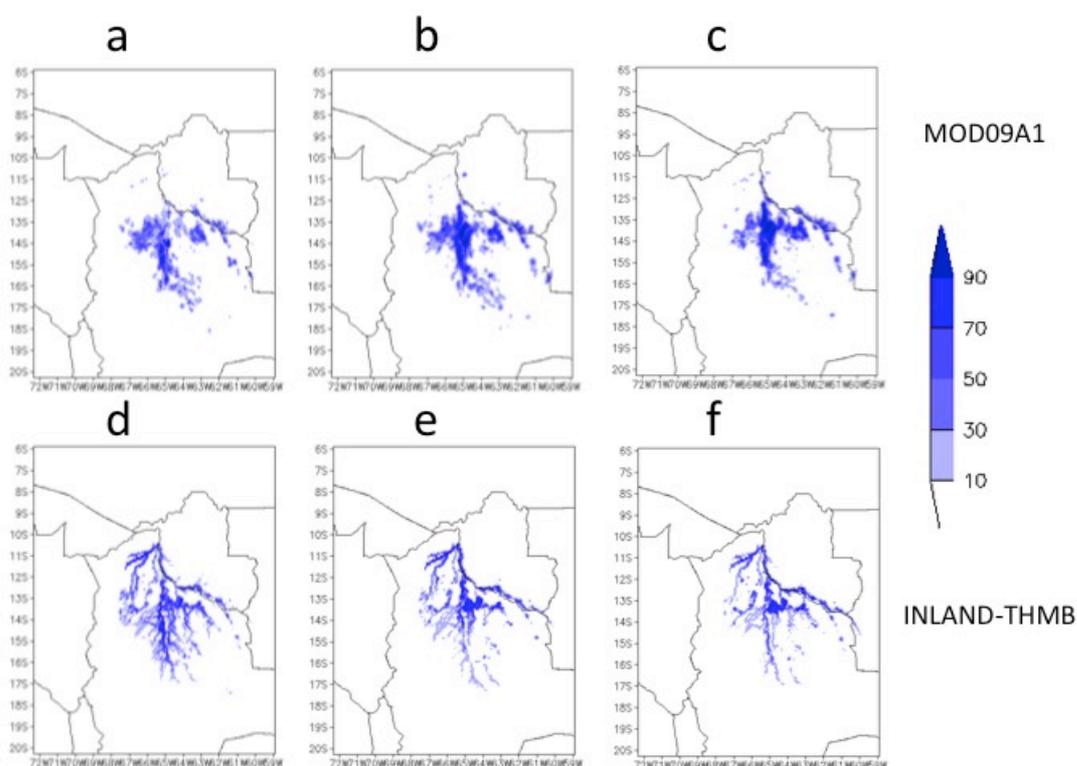


a,d) Fevereiro, b,e) Março e c,f) Abril para o MOD0941 e INLAND-THMB, respectivamente

Considerando que na Bacia do Madeira como um todo existe o problema da subestimativa de chuva, como observado na figura 3.8, este deve ser um dos fatores associados à subestimativa na área alagada. Isto pode ser confirmado através do coeficiente de vazão obtido da relação vazão/precipitação observada. No caso do Madeira, este coeficiente é de 0.99 (figura 3.8, estação 15700000), o que significa que 99% da precipitação deveriam ser transformados em vazão para que o modelo obtivesse a vazão observada,

caracterizando uma situação irreal e deixando clara a subestimativa de chuva. Outro fator a ser considerado é que os mapas multitemporais refletem, nas datas de seca, uma área mínima correspondente a lagoas e corpos de água permanentes na região, como descrito em Ovanto et al. (2016). Isto explica as divergências na estação seca, tanto em termos de superfície alagada como de vazão.

Figura 3.11: Percentual de célula de grade coberto por água no MODIS (MOD09A1) e simulado pelo INLAND-THMB – 2008.



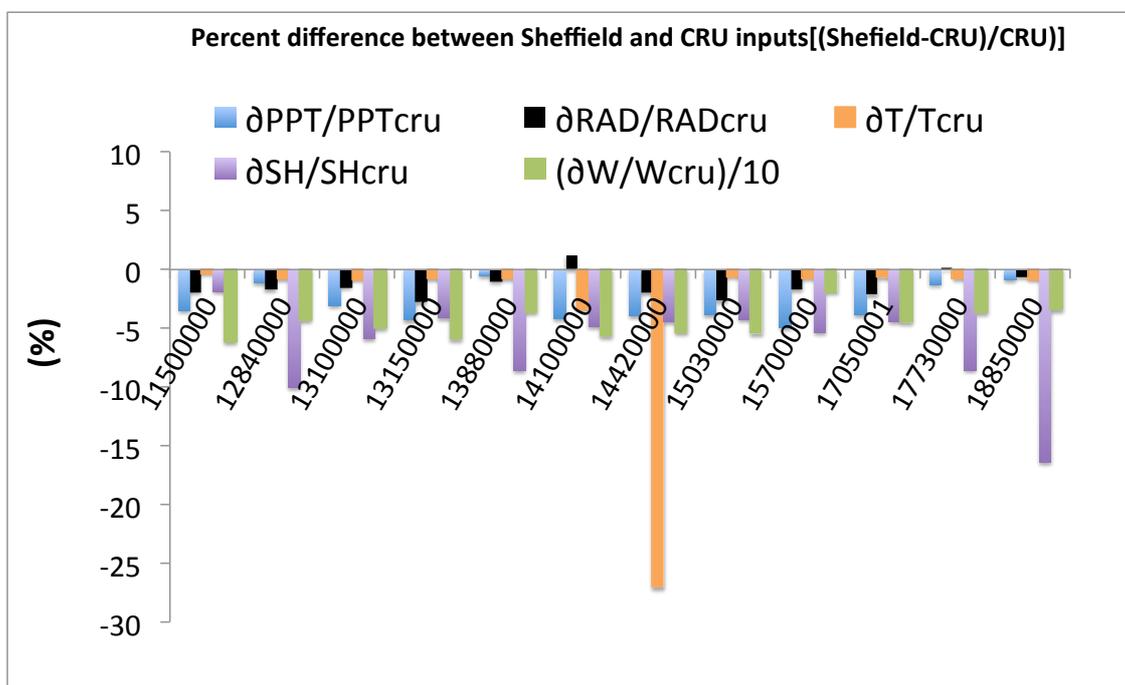
a,d) Fevereiro, b,e) Março e c,f) Abril para o MOD0941 e INLAND-THMB, respectivamente

3.3.3. Testes de sensibilidade

Devido à sensibilidade do LSMs às forçantes (Guimberteau et al. 2016), foi feito um teste utilizando uma outra base de dados de entrada, o CRU, para verificar

a reposta no balanço de água do INLAND-THMB. A figura 3.12 mostra a diferença percentual entre as bases de dados de contorno ((SHEF-CRU)/CRU) para as entradas (precipitação, radiação, vento, temperatura e umidade do ar). O que observamos é que as principais diferenças nos campos de entrada do modelo são no vento, seguido da umidade do ar para a maior parte das bacias, exceto na do Rio Negro (14420000), onde a temperatura é maior que a umidade.

Figura 3.12: Diferença percentual entre os dados de entrada do CRU e SHEF.



Precipitação - PPT, radiação - RAD, temperatura - T, umidade específica- SH, vento – W (por causa da escala, a variação no vento foi dividida por 10).

Para avaliar o peso de cada um dos dados de contorno no cálculo da AET, foi avaliada a regressão linear normalizada (tabela 3.3). O que se observa é que a radiação é o termo de maior peso exceto no Tapajós (17730000), onde o VPD se destaca. No Madeira (15700000), tanto a precipitação quanto a radiação tem bastante peso, explicando mais de 80% da AET. No Xingu (18850000) apesar de a radiação ser o termo de maior peso, as outras 3 variáveis

apresentam valores bem próximos entre si (de cerca de 17% até 25%). A tabela 3.4 mostra os resultados da regressão normalizada para o RUN como variável dependente e a PPT e AET como independentes. Para todas elas, a precipitação tem maior peso neste caso, mas o maior destaque ocorre no Negro, Madeira, Tapajós e Xingu, com mais de 70% do RUN explicado pela chuva.

Tabela 3.3: Regressão linear normalizada para os dados de contorno do modelo INLAND-THMB com a AET como variável dependente.

ANA ID	ID	PPT	RAD	W	VPD
11500000	SOLIMÕES 1	10.8	59.8	8.4	20.93
12840000	JURUA	4.6	49.3	8.8	37.31
13100000	COARI	1.4	58.8	3.9	35.92
13150000	SOLIMÕES 2	8.2	58.7	8.7	24.44
13880000	PURUS	12.4	60.9	14.4	12.30
14100000	SOLIMÕES 3	11.3	53.9	7.0	27.77
14420000	NEGRO	0.6	62.3	4.6	32.39
15030000	SOLIMÕES 4	5.3	64.0	3.8	26.93
15700000	MADEIRA	40.6	41.9	1.0	16.54
17050000	SOLIMÕES 5	19.4	63.4	8.1	9.06
17730000	TAPAJÓS	5.7	40.1	5.4	48.75
18850000	XINGU	21.8	35.8	17.4	24.92

Precipitação - PPT, radiação - RAD, vento – W e deficit de vapor d’água – VPD, que engloba a temperatura e umidade específica.

Tabela 3.4: Regressão linear normalizada para o RUN como variável dependente e a AET e PPT como independentes.

ANA ID	ID	PPT	AET
11500000	SOLIMÕES 1	62.2	37.8
12840000	JURUA	56.2	43.8
13100000	COARI	61.4	38.6
13150000	SOLIMÕES 2	58.9	41.1
13880000	PURUS	63.6	36.4
14100000	SOLIMÕES 3	58.0	42.0
14420000	NEGRO	76.1	23.9
15030000	SOLIMÕES 4	52.1	47.9
15700000	MADEIRA	70.3	29.7
17050000	SOLIMÕES 5	55.1	44.9
17730000	TAPAJÓS	81.2	18.8
18850000	XINGU	84.7	15.3

Precipitação - PPT, evapotranspiração - AET.

Como a vazão na saída da bacia é, aproximadamente, o somatório do RUN dentro dela, e este pode ser aproximado para o balanço entre a chuva e a AET, nosso foco de avaliação será nestes termos. Assim, a Figura 3.13 mostra a mesma diferença da Figura 3.12, mas para as saídas do modelo (AET e RUN). Apesar da pouca diferença na maioria dos campos de entrada do modelo (por exemplo, a precipitação varia, no máximo, 5% na Bacia do Madeira), podemos verificar que a AET é, em média, 20% menor e o RUN cerca de 40% maior quando o modelo é forçado pelos dados do SHEF. A figura 3.14 mostra o particionamento da precipitação entre AET e RUN para cada base de dados de entrada e para cada sub-bacia. Enquanto com o Sheffield temos cerca de 50% da água precipitada indo para cada componente do balanço de água simulado,

com o CRU menos de 40%, em média (34% em Óbidos), é direcionado para o RUN. Haddeland et al. (2011) calculou a fração de RUN em relação à chuva para 6 LSMs diferentes e obteve valores de 40 % mínimo e 50% em média para todos os modelos em Óbidos. Comparando com nossos resultados, enquanto com o SHEF os valores médios ficam em torno de 50% da precipitação para cada componente, com o CRU temos muito mais água sendo evapotranspirada do que escoada (66 e 34%, respectivamente), o que sugere uma superestimativa da AET com estes dados. Vale ressaltar que a área de drenagem até Óbidos agrega todas as sub-bacias estudadas, exceto Tapajós e Xingu.

Figura 3.13: Diferença percentual entre os resultados das simulações para AET e RUN usando dados de entrada do CRU e SHEF.

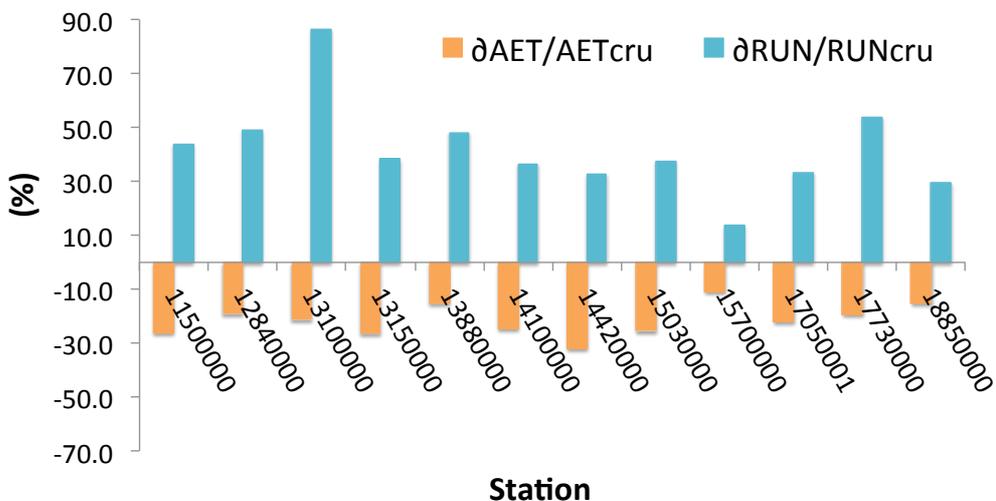
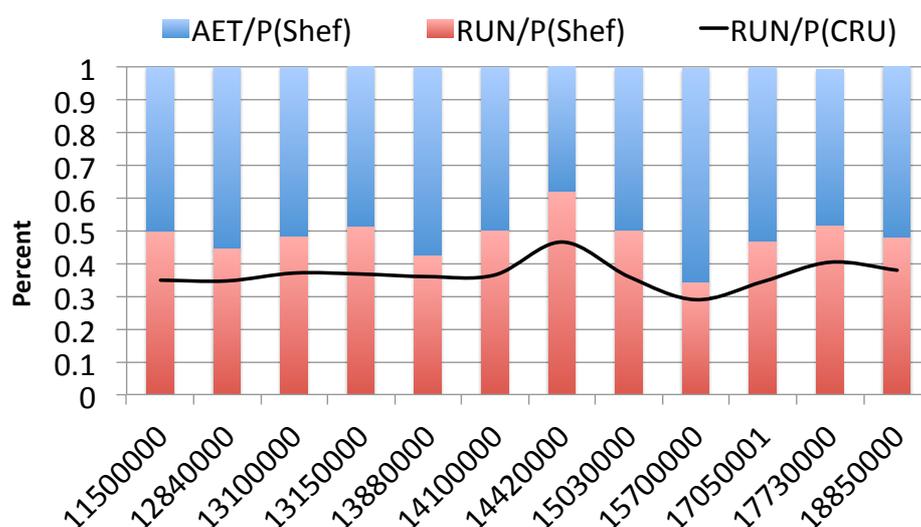


Figura 3.14: Posicionamento da precipitação entre AET e RUN para o SHEF e CRU.

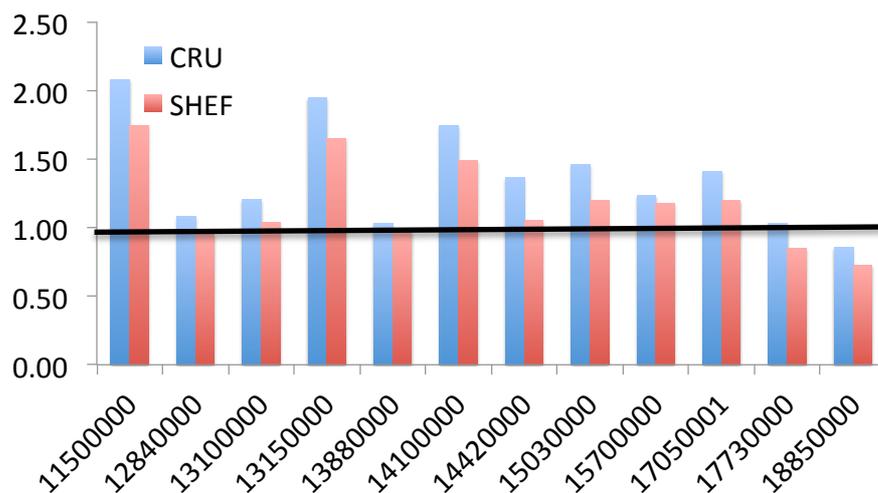


SHEF: colunas – sendo rosa a fração de RUN e azul a de AET e CRU: Linha, sendo acima da linha AET e abaixo RUN.

Uma outra forma utilizada para avaliar a AET foi a através da razão entre a água disponível para evapotranspiração na bacia e a AET simulada (figura 3.15). A água disponível foi considerada como a diferença entre a precipitação na bacia e a vazão observada na saída da mesma. Nas estações onde a precipitação é, aparentemente, subestimada é necessário ter um certo cuidado ao avaliar resultado, uma vez que a água disponível será, também, subestimada. A linha preta indica o resultado esperado, caso toda a água disponível para evapotranspirar seja realmente evapotranspirada. Valores acima (abaixo) dela indicam superestimativa (subestimativa) de AET. Os resultados obtidos com o SHEF se aproximam mais da situação ideal, mesmo nas situações de possível subestimativa de chuva. Na Bacia do Xingu (18850000) o resultado usando SHEF mostra uma subestimativa maior do que quando se usa o CRU, o que, provavelmente, leva à superestimativa de vazão (figura 3.7). É importante considerar que esta área está localizada em uma região de transição entre floresta e cerrado e que a calibração dos parâmetros do solo aplicada ao modelo é baseada em dados obtidos na região central da

BA. Assim, é possível que a região de cerrado ainda precise de ajustes nos parâmetros. Além disto, esta região já se encontra bastante desmatada, o que também pode ter levado às divergências entre a modelagem e observação na região.

Figura 3.15: Razão entre AET observada e simulada para o CRU e SHEF.

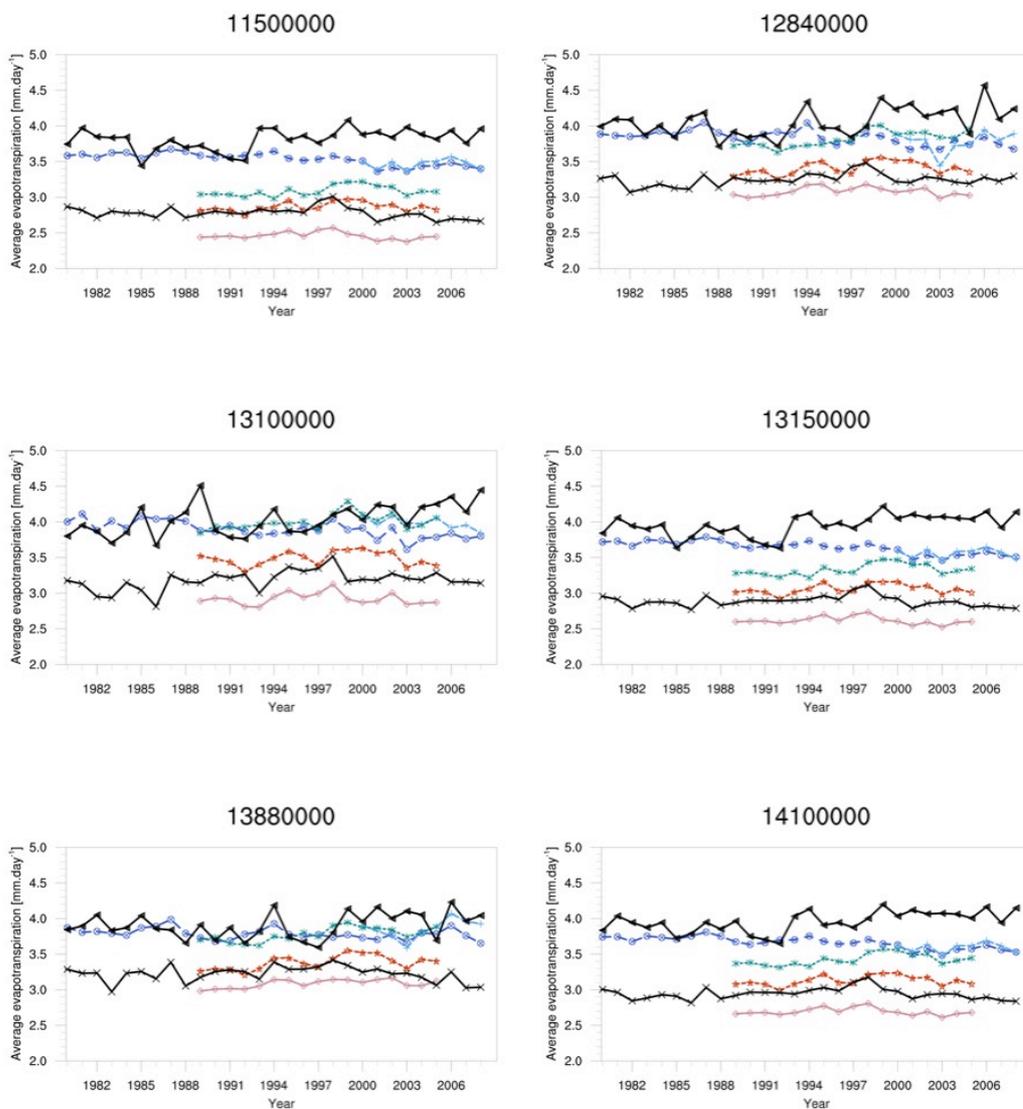


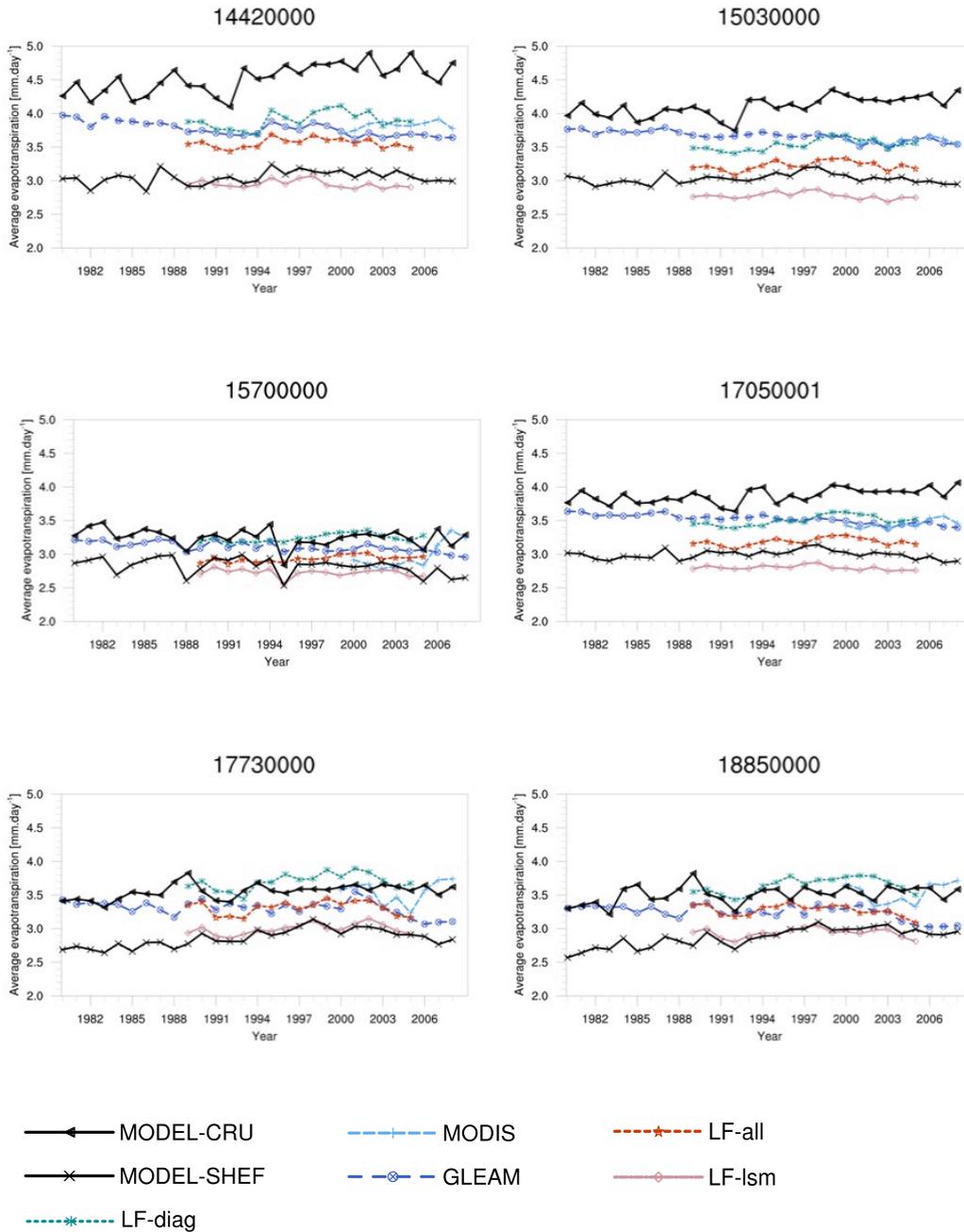
Razão OBS/SIM com os dados do CRU (azul) e SHEF (rosa). O observado foi obtido como a diferença entre a precipitação total dentro da bacia e a vazão no exutório.

A AET simulada também foi comparada com algumas das estimativas de evapotranspiração disponíveis, conforme descrito na seção 3.2.4 (figura 3.16). Os dados do LF foram separados em diagnóstico (LF-diag), Land Surface Model (LF-lsm) e todas as bases juntas (LF-all). Na grande maioria das bacias, as estimativas obtidas por modelos diagnósticos (aqui considerados os obtidos por modelos que resolvem equações de AET usando dados observados em superfície ou por satélite) apresentam os maiores valores para a AET (linhas em azul na figura 3.16), enquanto a média dos LSMs apresenta os menores valores (linha rosa com losangos na figura 3.16). Um ponto interessante é que o INLAND-THMB, quando utilizando a base de dados do CRU, apresenta valores próximos, ou ainda mais elevados, que os modelos diagnósticos, enquanto com o SHEF ele apresenta um comportamento mais parecido com o

das médias do LF (LF-all). As exceções para o SHEF são os casos das bacias do Madeira (15700000), Tapajós (17730000) e Xingu (18850000), que se aproximam da média do LF-lsm, corroborando a possível subestimativa da AET nestas bacias com esta base de dados. Um outro ponto interessante é que a variabilidade em relação a diferentes bases de dados está dentro da variabilidade observada dos diferentes métodos de estimativa de AET, o que pode indicar a grande incerteza associada ao processo.

Figura 3.16: Comparação entre a evapotranspiração simulada pelo INLAND-THMB usando os dados de contorno do SHEF e do CRU com dados estimados.





Comparação entre a evapotranspiração simulada pelo INLAND-THMB usando os dados de contorno do SHEF e do CRU com dados estimados do MODIS, GLEAM e LAndFlux-EVAL (LF), para cada sub-bacia estudada. Os dados do LF estão separados em 3 categorias: os obtidos com modelos diagnósticos (LF-diag), os obtidos com Land Surface Model (LF-lsm) e os obtidos usando todas as fontes (LF-all). As estimativas do MODIS e GLEAM também utilizam modelos diagnósticos.

4 PROJEÇÕES FUTURAS

4.1. Introdução

Alterações no balanço de água têm uma relação bastante forte com a produtividade da biosfera, uma vez que situações de seca podem fazer com que a floresta inverta seu papel de sumidouro para fonte de CO₂ atmosférico (LEWIS et al., 2011; PHILLIPS et al., 2009). Desta forma, as projeções de aumento na temperatura e redução na precipitação para o final do século podem alterar a disponibilidade de água para a vegetação de duas formas: i) através da redução na entrada, como resposta a precipitação e ii) através do aumento nas perdas por evapotranspiração, como resposta ao aumento na temperatura. Por outro lado, o aumento na concentração de CO₂ atmosférico associado à estas mudanças climáticas pode levar ao aumento na capacidade da biosfera de assimilar C através do processo de fertilização por CO₂. Desta forma, neste capítulo são avaliadas as respostas da floresta Amazônica às mudanças climáticas e na concentração de dióxido de carbono na atmosfera, utilizando o modelo acoplado INLAND-THMB. São avaliados os termos associados ao balanço de água e C na bacia como um todo, no caso da vazão nos rios para cada sub-bacia definida no capítulo 3 e para as áreas alagadas foram definidas sub-regiões, que serão descritas a seguir.

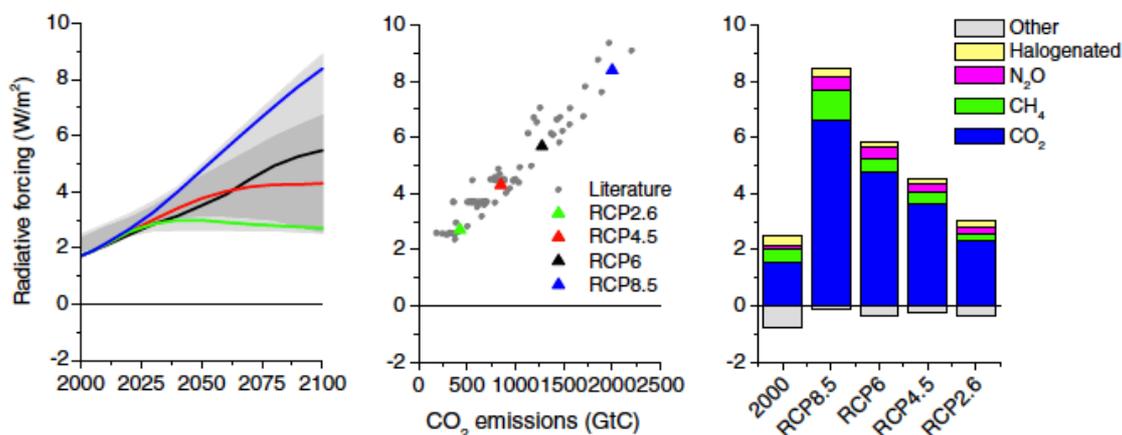
4.2. Materiais e métodos

4.2.1. Condições de contorno

Como condição de contorno do INLAND-THMB, foram utilizadas projeções do CMIP5, geradas com os modelos IPSL-CM5A-LR (Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model version 5 – low resolution, a partir daqui referido como IPSL) e HadGEM2-ES (Hadley Centre Global Environmental Model version 2 – Earth

System, a partir daqui referido como HADGEM), geradas no âmbito do CMIP5, do IPCC, forçados com os RCP 8.5. Os dados foram obtidos para o período de 2007 a 2098. Os RCPs são um conjunto de cenários com futuras emissões e concentrações de gases de efeito estufa e poluentes e LUC, desenvolvidos pela comunidade científica com o intuito de prover uma base de dados consistente para ser utilizada por modeladores do clima na produção de cenários climáticos (van VUUREN et al., 2011). O RCP 8.5 (figura 4.1) corresponde a uma via de emissões de gases do efeito estufa alta comparada à literatura de cenários (FISHER et al., 2007, IPCC 2008) e, portanto, também corresponde ao limite superior dos RCPs. Segundo Riahi et al (2011) as emissões e concentrações de gases do efeito estufa neste cenário aumentam consideravelmente ao longo do tempo, levando a um forçamento radiativo de $8,5 \text{ W / m}^2$ no final do século.

Figura 4.1: Tendência na forçante radiativa, emissão de CO_2 acumulada vs. Forçante radiativa e forçante em 2100 por categoria.



Tendência na forçante radiativa (esquerda), emissão de CO_2 acumulada vs. forçante radiativa (centro) e forçante em 2100 por categoria (direita) para cada RCP. As áreas em cinza representam o 98º e 90º percentil da literatura. Os pontos no gráfico do centro representam diversos estudos. A forçante é relativa ao período pré-industrial e não incluem o albedo, poeira e forçamento por aerossol de nitrato.

Fonte: van Vuuren et al. (2011).

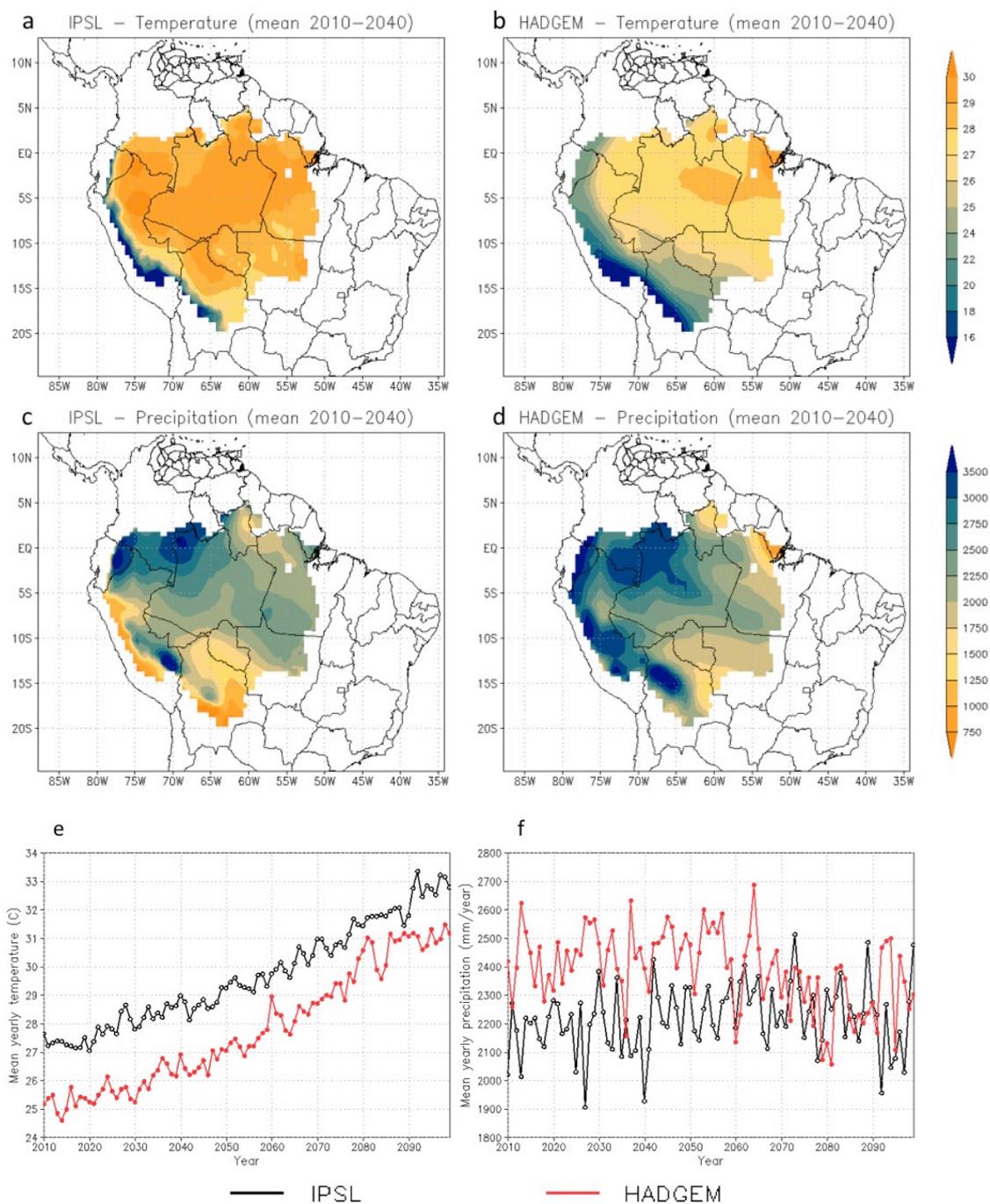
O modelo HadGEM2-ES é um modelo desenvolvido pelo Met Office Hadley Centre (MOHC). Descrito em detalhes por Collins et al. (2011), é um modelo de circulação geral da atmosfera e oceano (AOGCM, do inglês Atmosphere – Ocean General Circulation Model) que também representa a química na troposfera e a interação entre os ciclos de carbono terrestre e oceânico e vegetação dinâmica, com a opção de prescrever ou simular as concentrações atmosféricas de CO₂. O IPSL-CM5A é descrito por Dufresne et al. (2013). Ele representa os ciclos de C, química da atmosfera e aerossol, o que permite que seja considerado um modelo de sistema terrestre.

O HADGEM já foi reconhecido por representar bem as frequências de El Niño e La Niña (da ROCHA et al., 2014) e também os padrões de precipitação na América do Sul (TORRES, 2014; SORRIBAS et al., 2016). Em relação à temperatura, Torres (2014) observou que de 23 modelos do CMIP5, no RCP 8.5, 11 apresentavam variação maior que 5° C para a região que compreende a BA e o HADGEM projeta um aumento de cerca de 6° em média na BA (figuras 4.2-e e 4.3-b), ficando dentro deste grupo. Em relação à precipitação na bacia como um todo, ele projeta uma redução em torno de 100 mm/ano para o final do século (figura 4.2-f) mas na porção E e NE da bacia elas chegam a mais de 400 mm/ano (figura 4.3-d). Na porção W e NW observa-se um aumento na precipitação.

Já o IPSL, que em sua versão para o CMIP 3 subestimava a precipitação na BA, apresentou grande redução neste viés na versão do CMIP 5 (TORRES, 2014). Ainda assim, ele representa variações mais extremas na AM Boliviana, onde se localiza a região de Lanos de Moxos, com a temperatura aumentando cerca de 6° C (figura 4.2-e) e a precipitação reduzindo entre 17% nas porções mais úmidas até 26% na região mais seca (SEILER et al., 2015). Avaliando a bacia como um todo, por outro lado, a projeção é de um leve aumento na precipitação (figura 4.2-f) e de cerca de 5° C na temperatura (figura 4.2-e), com as maiores reduções na precipitação ocorrendo na Bacia do Madeira (figura 4.3-c), onde se localiza a AM Boliviana.

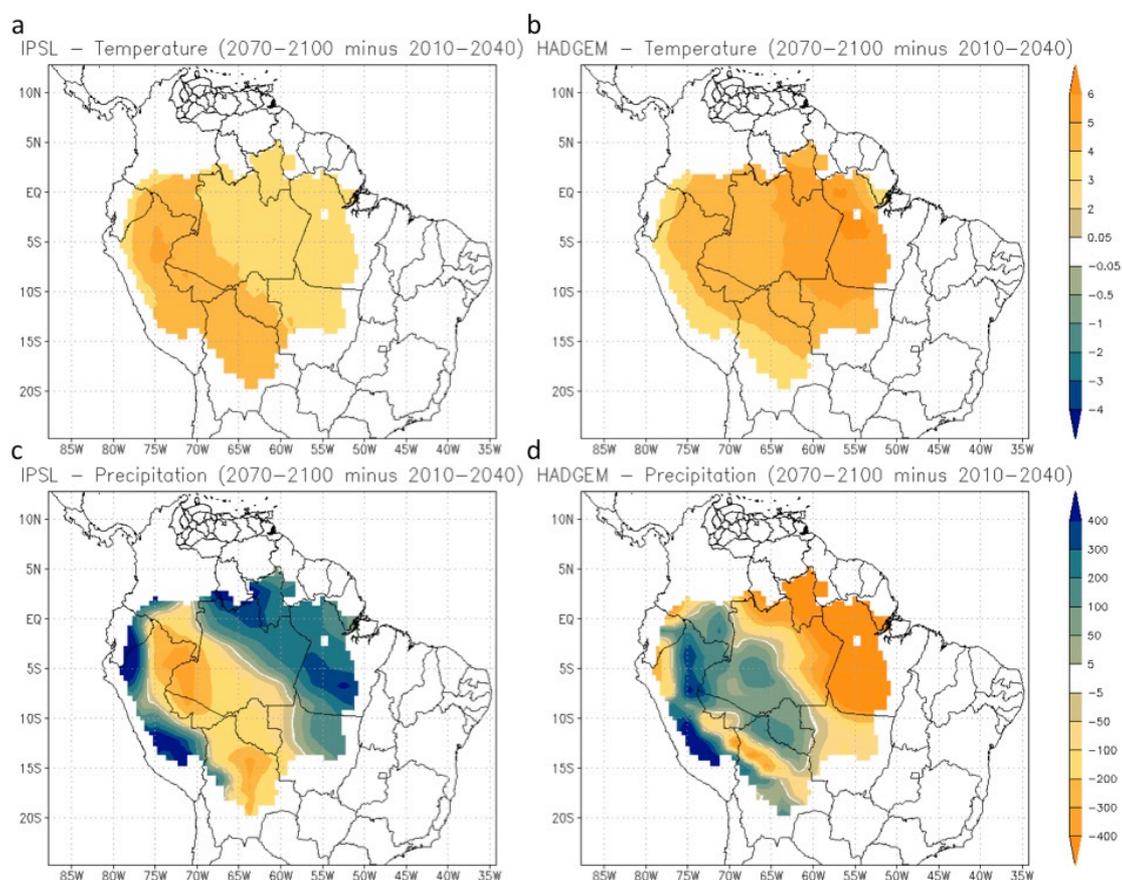
Quando Intercomparadas, as projeções dos dois modelos apresentam comportamentos distintos para a precipitação e temperatura. A temperatura no HADGEM (figura 4.2-b) apresenta valores menores que no IPSL (figura 4.2-a) em toda a bacia para a média nos primeiros 30 anos de projeção e, apesar de uma maior variação ao longo do tempo, não chega a atingir os valores do IPSL no final do século (figura 4.2-e). O comportamento de maior variação no HADGEM se mantém também na precipitação (4.2-f) mas, neste caso, enquanto o HADGEM apresenta uma queda ao longo da série, especialmente depois de 2070, o IPSL tem um aumento nos totais de chuva ao longo do tempo. As regiões de mínimo e máximo de chuva coincidem em grande parte da bacia para os dois modelos (figura 4.2-c e 4.2-d), mas discordam em relação à variação nas projeções. Enquanto o HADGEM projeta reduções no Leste e Sul da BA (figura 4.3-d), com redução de até 200 mm/ano no NE, o IPSL projeta aumento nesta região e redução na Bacia do Rio Madeira e na porção oeste da AM brasileira (figura 4.3-c). As maiores variações na temperatura seguem os padrões de redução na precipitação (figura 4.3-a e 4.3-b).

Figura 4.2: Média dos campos de precipitação e temperatura e série temporal da média espacial para as duas variáveis.



Média para o período de 2010 a 2040 de temperatura para o a) IPSL, b) HADGEM e precipitação (mm/ano) para o c) IPSL e d) HADGEM e série temporal da média espacial na BA para e) temperatura e f) precipitação.

Figura 4.3: Distribuição espacial da diferença absoluta entre as médias de 2010-2040 e de 2070-2100 para a temperatura e precipitação para o HADGEM e IPSL.



Temperatura (°C) com a) IPSL e b) HADGEM e da precipitação (mm/ano) com c) IPSL e d) HADGEM.

4.2.2. Configuração da rodada

Como o intuito era avaliar os efeitos das mudanças climáticas e da fertilização por CO_2 , foram realizados dois experimentos com cada condição de contorno. Em um deles foi aplicada somente a variação no clima, mantendo a concentração de CO_2 em 350 ppm. Desta forma, foi possível avaliar como seria a resposta do sistema como um todo em um caso onde houvesse a mudança climática, mas sem a fertilização. No segundo, o CO_2 foi aumentando no decorrer do século, seguindo as concentrações no cenário RCP 8.5, atingindo 935 ppm em 2100. Neste experimento foi possível avaliar como seria o balanço entre as perdas por mudanças climáticas e o ganho por fertilização em uma

situação onde não houvesse nenhuma restrição, já que o modelo não representa limitação por nutrientes. Neste segundo experimento foi incluído um termo de distúrbios do modelo, que representa uma redução de 0.5% da biomassa de C estocado a cada ano, como uma forma de representar as perdas por distúrbios naturais na floresta. Os experimentos, bem como a forma como serão referidos a partir daqui, estão descritos na tabela 4.1. Além disto, as simulações com somente mudanças climáticas serão referenciadas como experimento 1 e com fertilização por CO₂ de experimento 2.

Inicialmente foi feita uma simulação de 200 anos, com dados de contorno climáticos do CRU, até que os termos associados ao ciclo de C e água se estabilizassem. Neste caso a concentração de C foi mantida constante (350 ppm) e os distúrbios naturais foram desligados. Para o THMB foi usado um período de 5 anos para estabilização. A partir de 2001 o modelo correu com a configuração final, ou seja, fertilização por CO₂ e distúrbios ligados ou desligados, conforme o experimento, mas para as condições de contorno foram mantidas as médias climáticas do CRU. A partir de 2007 o modelo começou a ler os dados de contorno das projeções. As análises foram feitas para o período de 2009 a 2098, totalizando 90 anos. As simulações intermediárias, com fertilização por CO₂ sem distúrbios e com CO₂ constante e distúrbios, não são apresentadas pois os resultados eram bastante similares aos do experimento 2 e 1, respectivamente.

Tabela 4.1: Simulações e configurações.

TESTE	CONTORNO	CO₂	DISTÚRBIOS
HAD1	HADGEM	OFF	OFF
HAD2	HADGEM	ON	ON
IPSL1	IPSL	OFF	OFF
IPSL2	IPSL	ON	ON

As parametrizações foram as mesmas descritas no capítulo 3, exceto que neste caso foram utilizadas as parametrizações heterogêneas (HP) implementadas e descritas por Castanho et al. (2013). Estas parametrizações consideram diferenças espaciais na alocação de C para a folha, tronco e raiz, no tempo de residência da biomassa de troncos, no índice de área foliar e na capacidade máxima de carboxilação da enzima RuBisCO, sendo este último uma função da disponibilidade de fósforo no solo. Em seus testes, os autores observaram uma grande melhoria na correlação entre a simulação e observação para a produtividade e estoque de C em biomassa de tronco quando comparados à parametrização homogênea.

4.2.3. Avaliação dos resultados

As avaliações dos resultados das simulações, para todos os termos, foram feitas para a série temporal da variação média dentro da BA e a distribuição espacial da diferença na média entre os períodos de 2009-2038 e 2039-2098, mas serão referidas, como 2010-2040 e 2070-2100, por simplicidade. Neste caso, as diferenças foram colocadas de forma percentual, conforme equação 4.1. Assim foi possível avaliar tanto a variabilidade ao longo dos anos quanto a distribuição espacial desta variação.

$$Pdif = (mean_{2070-2100} - mean_{2010-2040}) / mean_{2010-2040} \quad \text{Equação 4.1}$$

Inicialmente foi feito o balanço de água, de uma forma geral, ou seja, o balanço entre a precipitação e evapotranspiração, e o escoamento resultante, permitindo verificar a magnitude dos termos. Em seguida foi calculado o coeficiente de vazão (RUN/PPT) e a fração da chuva associada à AET (AET/PPT). Uma vez que o modelo, na configuração utilizada, não simula a retroalimentação dos processos de superfície na precipitação, estes valores refletem somente a resposta da AET e do RUN à variação na chuva. Para a AET foi ainda calculada a fração dela correspondente a cada termo que a

compõe: transpiração, evaporação da água interceptada e evaporação do solo, permitindo verificar como era a reposição de cada um deles à restrição de chuva e à fertilização por CO₂.

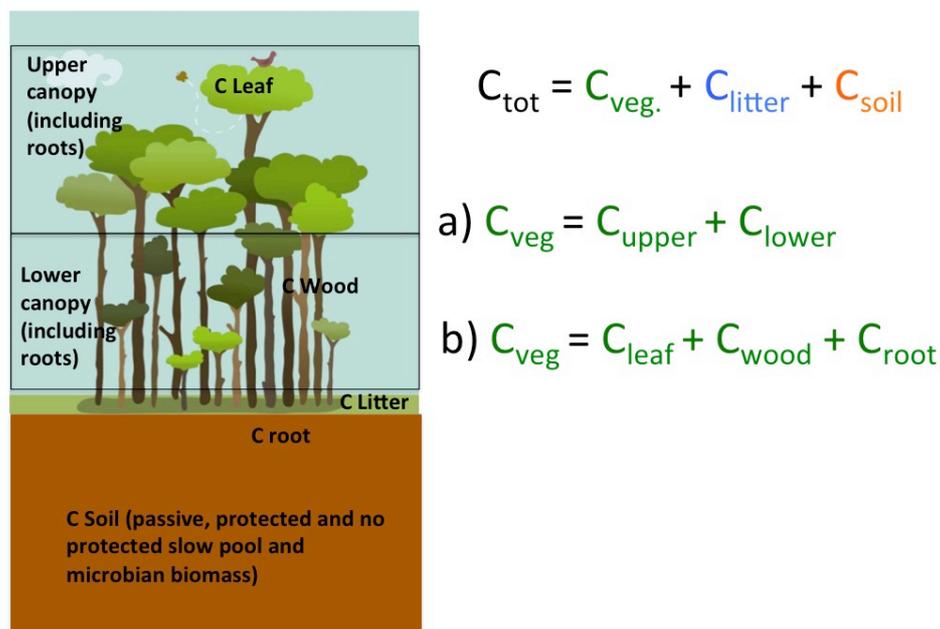
Um dos aspectos bastante discutido por diversos autores é a frequência da condição seca, ou seja, a repetição de eventos de seca consecutivamente. Para tentar projetar como esta condição varia no futuro, foi avaliada a média da variação no número de meses com balanço hídrico negativo na bacia. Este valor indica o número de meses onde a perda por AET é maior que a entrada de água pela precipitação, somados para cada ano.

Os termos de fluxo de C avaliados foram a Produtividade Primária Bruta (GPP, do inglês Gross Primary Production), a NPP e a Troca Líquida de Ecossistemas (NEE, do inglês Net Ecosystem Exchange). A GPP representa o carbono total assimilado, a NPP é o C efetivamente absorvido pela vegetação, ou seja, a diferença entre o C assimilado pela vegetação (GPP) e a respiração autotrófica (Ra), que devolve parte do C produzido por fotossíntese para a atmosfera e a NEE é a quantidade de C estocada na superfície continental ou emitida para a atmosfera (FISHER et al., 2014). No nosso caso ela é dada pela diferença entre a GPP e a respiração, tanto heterotrófica como autotrófica, e, portanto, valores positivos/negativos indicam que a biosfera atua como sumidouro/fonte de C atmosférico.

Os estoques foram considerados de duas formas (figura 4.4): a) em termos de vegetação alta e baixa e b) em termos dos reservatórios de solo, liteira e vegetação (incluindo raízes, no caso). Com esta separação, podemos ver se a estrutura da floresta se mantém ou se ela muda para uma vegetação mais baixa, de gramíneas e como cada reservatório da vegetação se comporta em diferentes projeções. Os termos que compõem cada uma das formas também foram avaliados separadamente. Foi avaliada, também, a resposta da vegetação dinâmica em cada simulação, ou seja, como ela variou em cada simulação quando comparada com a vegetação em 2000. Isto porque como

este é o ponto onde ela é igual para todos os experimentos, uma vez que de 2001 a 2006 as simulações, apesar de terem dados de contorno climatológico, já apresentavam as características específicas em relação ao CO₂ e distúrbios.

Figura 4.4: Estoques de C na biosfera



A hidrologia de rios e áreas alagadas foi avaliada separadamente. Tanto para a vazão quanto inundações, foram avaliadas as séries temporais da média anual e a média sazonal para os primeiros e os últimos 30 anos da simulação, ou seja, de 2010 a 2040 e de 2070 a 2100. Para a vazão os cálculos foram feitos para cada uma das sub-bacias definidas no capítulo 3 (tabela 3.1) e para a área alagada, além da BA como um todo, foram definidas 3 subáreas (tabela 4.2).

Tabela 4.2: Áreas para avaliação das inundações.

NOME	Latitude	Longitude
Alto Solimões	11 S e 1 S	78 W e 73 W
Madeira	20 S e 9 S	70 W e 60 W
Amazônia Central	8 S e 0	72 W e 50 W

A razão entre o C lixiviado na bacia como um todo e o volume de água da bacia, também foi avaliada. Isto fornece uma estimativa de quanto variou a concentração de C na água. É importante ressaltar que são desconsiderados quaisquer processos de perda, e este cálculo é apenas um indicador da quantidade de DOC disponível para transporte para os corpos d'água. Finalmente a relação entre a variação de alguns termos chave nas conexões entre os ciclos foi avaliada, como por exemplo: o déficit hídrico (WD) e NPP, como indicador da resposta da floresta a eventos de seca; transpiração e NPP e GPP, como indicador da resposta das plantas à fertilização por CO₂, em termos de melhor eficiência no uso da água.

4.3. Resultados

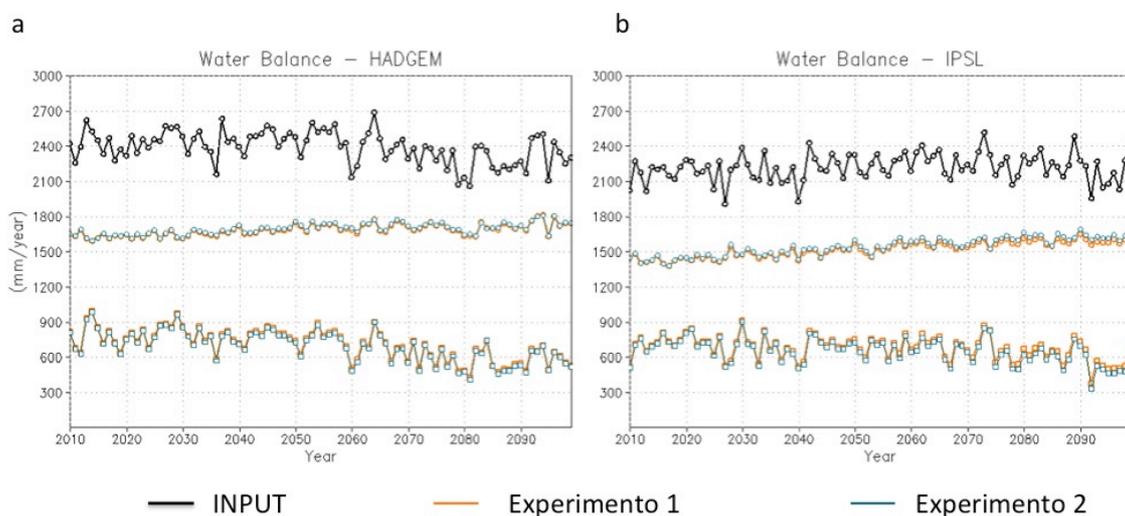
4.3.1. Balanço de água

O balanço de água simulado (figura 4.5) apresenta pouca diferença quando comparados os experimentos sem (experimento 1) e com fertilização por CO₂ (experimento 2). Uma das razões para isto pode ser o fato de a chuva ser condição de contorno, ou seja, a precipitação não responde a processos de dinâmica da vegetação que poderiam reverter ou acentuar algumas tendências da chuva dentro do INLAND-THMB. De qualquer forma, estes valores foram obtidos com modelos totalmente acoplados, ou seja, de uma forma ou de outra,

estes efeitos já estão embutidos nos resultados uma vez que os modelos possuem a representação do ciclo de C.

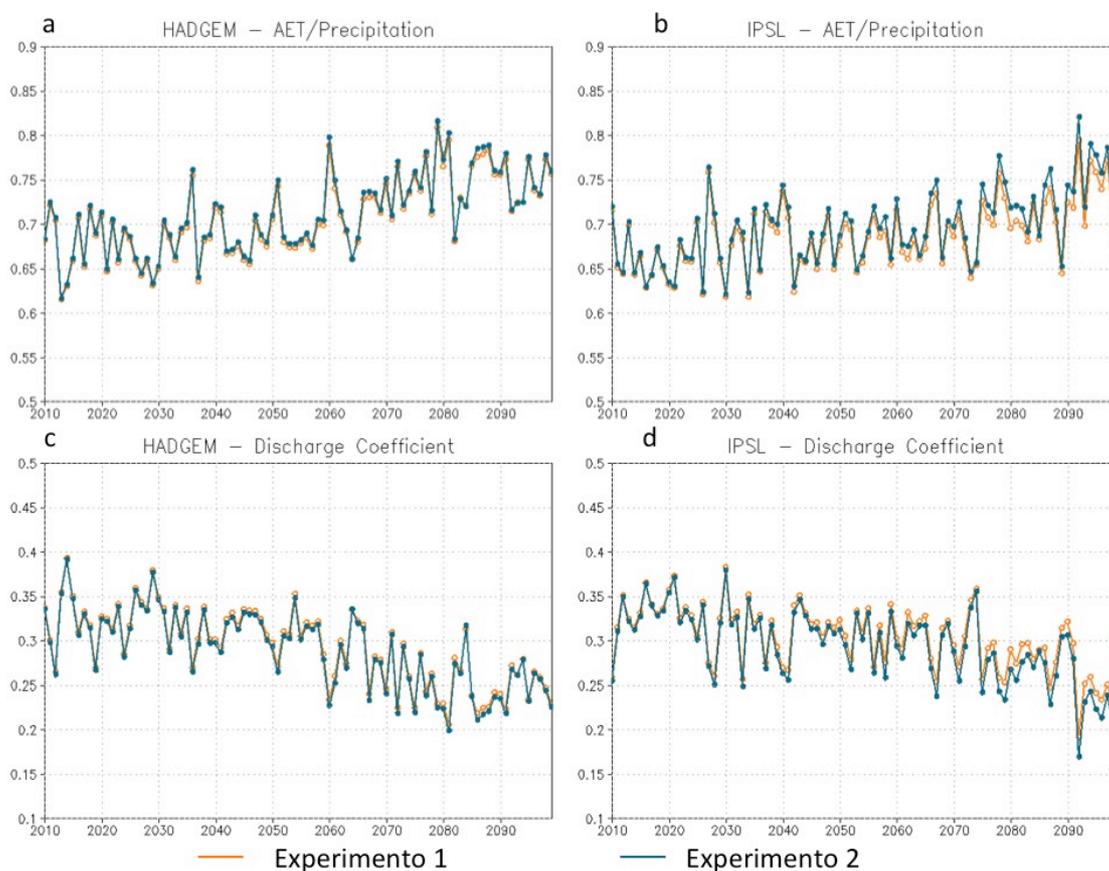
Avaliando o particionamento da chuva entre AET e RUN (figura 4.5), observamos um aumento na evapotranspiração (AET) e uma redução no escoamento (RUN) para as duas condições de contorno, mas mais intensa no HADGEM. Isto fica mais evidente quando observamos a razão entre AET e precipitação e o coeficiente de escoamento (figura 4.6-a e 4.6-c para o HADGEM e 4.6-b e 4.6-d para o IPSL).

Figura 4.5: Série temporal das médias espaciais de precipitação, AET e RUN para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2



Balanco de água para o a) HADGEM e b) IPSL. A linha preta é a precipitação, que é a mesma nos dois experimentos e as linhas laranja representam os experimentos 1 e as linhas azuis os experimentos 2. Círculos abertos são a AET e quadrados abertos o RUN.

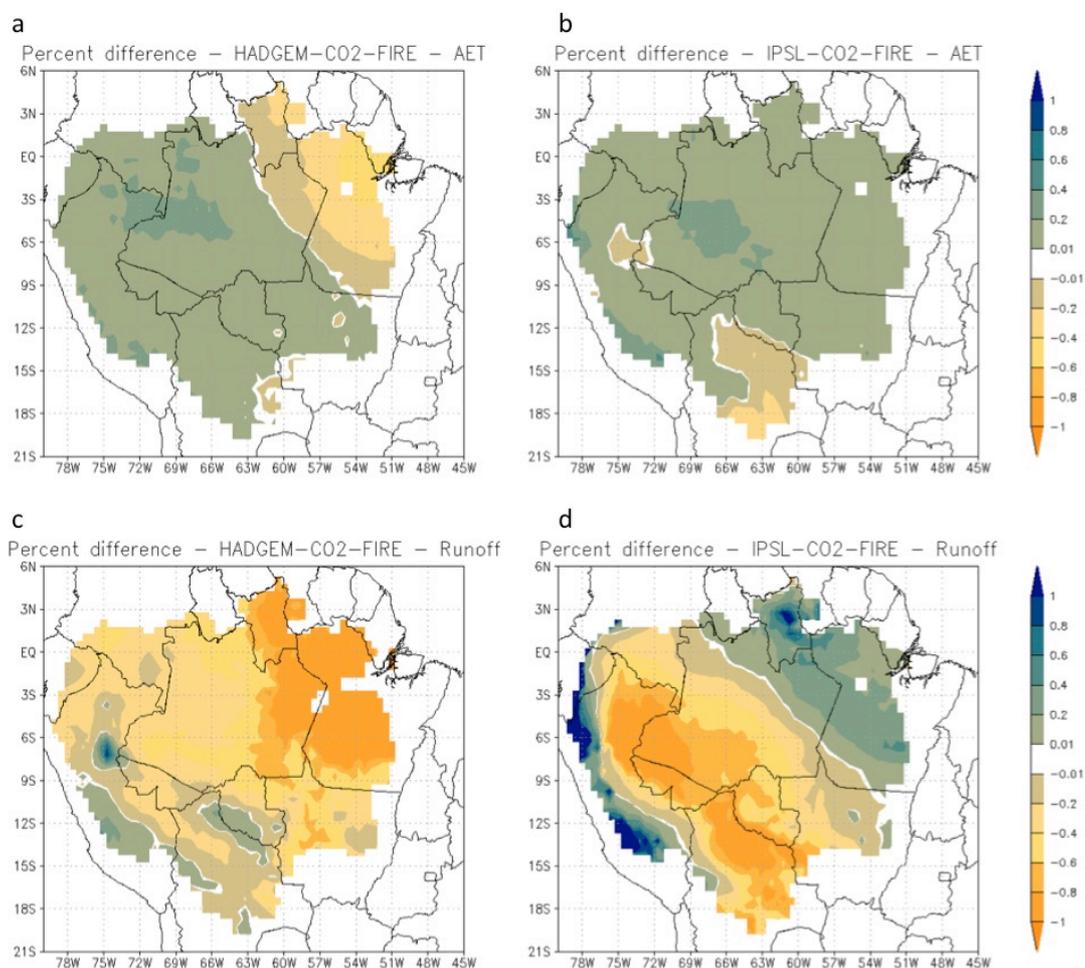
Figura 4.6: Série temporal das médias espaciais do razão entre AET e precipitação e coeficiente de escoamento (RUN/PPT).



Razão entre AET e PPT para a) HADGEM e b) IPSL e coeficiente de escoamento para c) HADGEM e d) IPSL. As linhas laranja representam os experimentos 1 e as linhas azuis os experimentos 2.

Uma vez que o balanço de água não muda com a fertilização e distúrbios, os campos espaciais para seus termos serão avaliados para o HAD2 e IPSL2. A figura 4.7 mostra a variação percentual da média para os períodos de 2010-2040 e 2070-2100, calculadas de acordo com a equação 4.1. Podemos observar que o gradiente de variação é maior para o RUN e que, exceto na porção NE (S), onde é observada redução na AET no caso do HAD2 (IPSL2), o restante da BA apresenta um aumento homogêneo neste termo. Além disso, tanto o RUN quanto a AET têm maior redução onde a variação na precipitação é mais negativa, mas isto é bem mais evidente no RUN.

Figura 4.7: Diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para AET e RUN para os experimentos HAD2 e IPSL2.



Campo obtido a partir da equação 19, para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010, para a) AET do HAD2, b) AET do IPSL2, c) RUN do HAD2 e d) RUN do IPSL2.

Quando se avaliam a transpiração, interceptação e evaporação do solo separadamente (figura 4.8-a e 4.8 b) podemos observar que, no caso da transpiração e evaporação do solo, existe uma resposta à fertilização por CO_2 e distúrbios. A transpiração é responsável por, aproximadamente, 70 a 80% da AET, enquanto a interceptação oscila em torno de 20% e evaporação do solo não passa de 10%. Além disso a evaporação do solo é menor e a transpiração maior nos experimentos com fertilização, o que já era esperado uma vez que a fertilização favorece o crescimento e manutenção da vegetação, que modula a

transpiração. Avaliando as diferenças percentual entre os dois experimentos para cada forçante (figura 4.8-c e 4.8-d) vemos que apesar de sua magnitude bem menor, a evaporação do solo é o termo com maior sensibilidade.

Figura 4.8: Partição da AET em transpiração, interceptação e evaporação do solo para os casos sem e com fertilização por CO₂ e distúrbios e diferença percentual entre os experimentos 1 e 2 para cada termo.

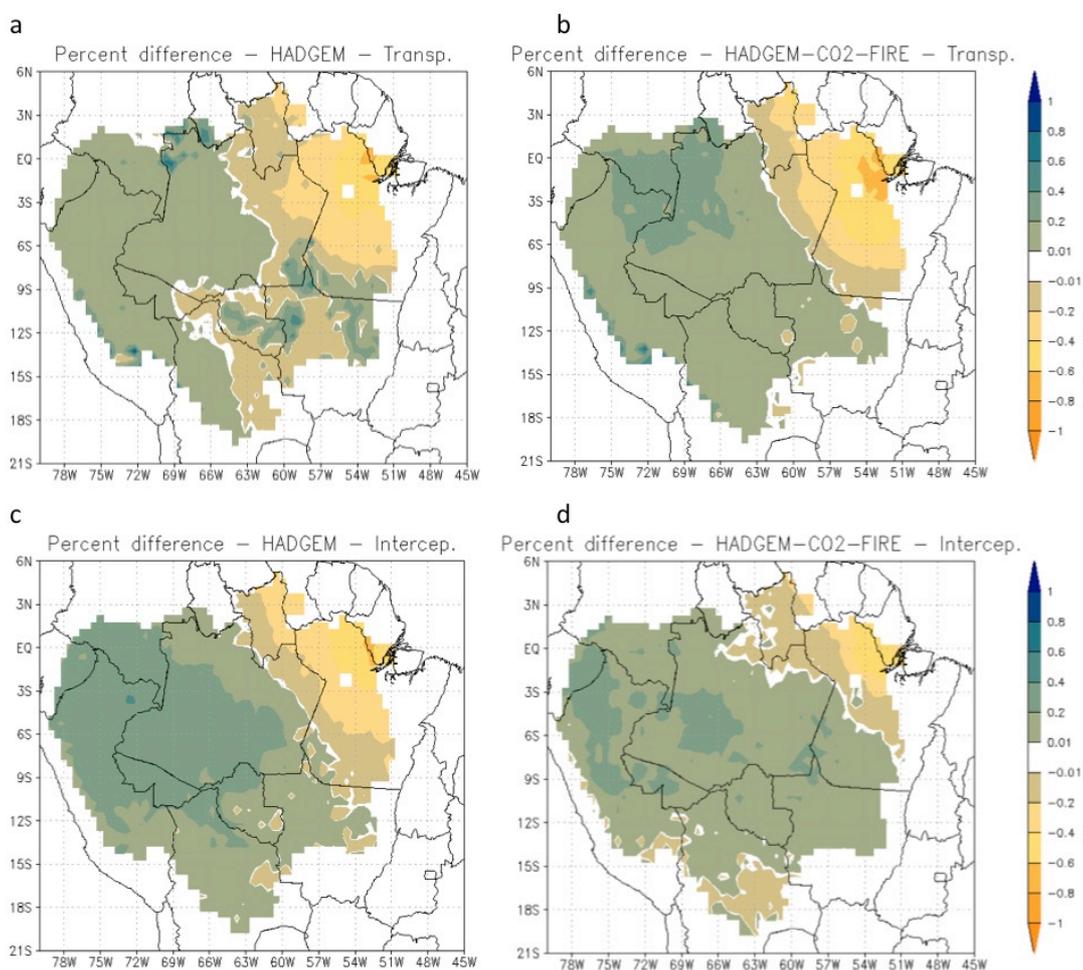


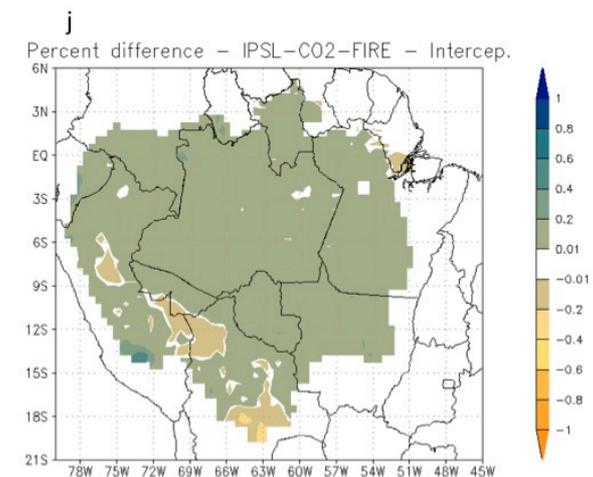
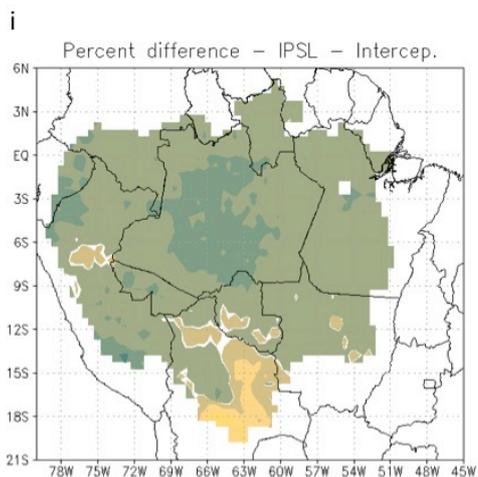
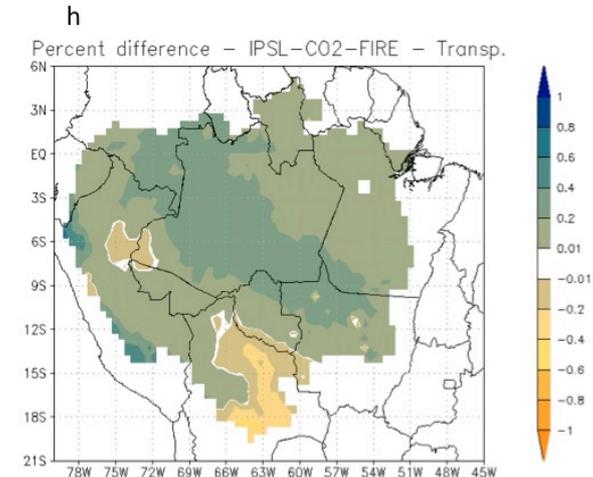
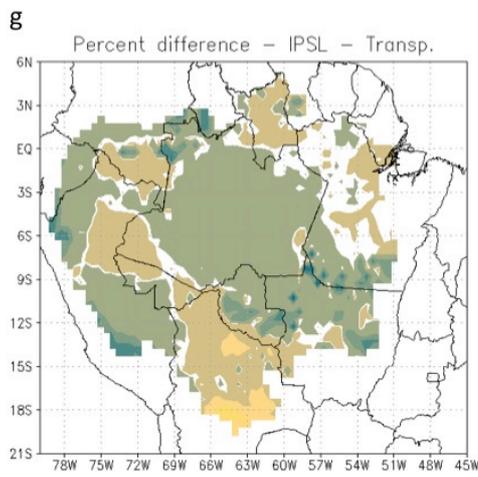
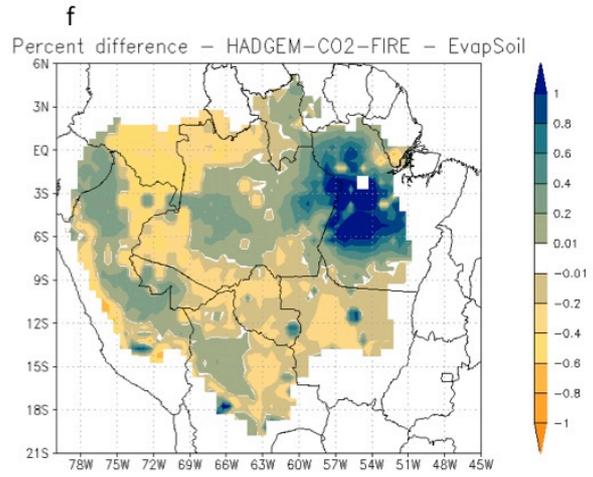
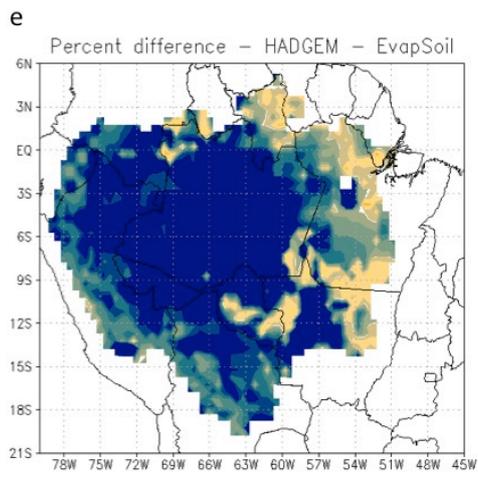
Partição da AET em transpiração (quadrado cheio), interceptação (círculo vazio) e evaporação do solo (cruz) para os casos sem (linha laranja) e com (linha azul) fertilização por CO₂ e distúrbios para o a) HADGEM e b) IPSL e diferença percentual entre os experimentos 1 e 2 para cada termo (transpiração linha verde, interceptação linha azul e evaporação do solo linha laranja) para o a) HADGEM e b) IPSL.

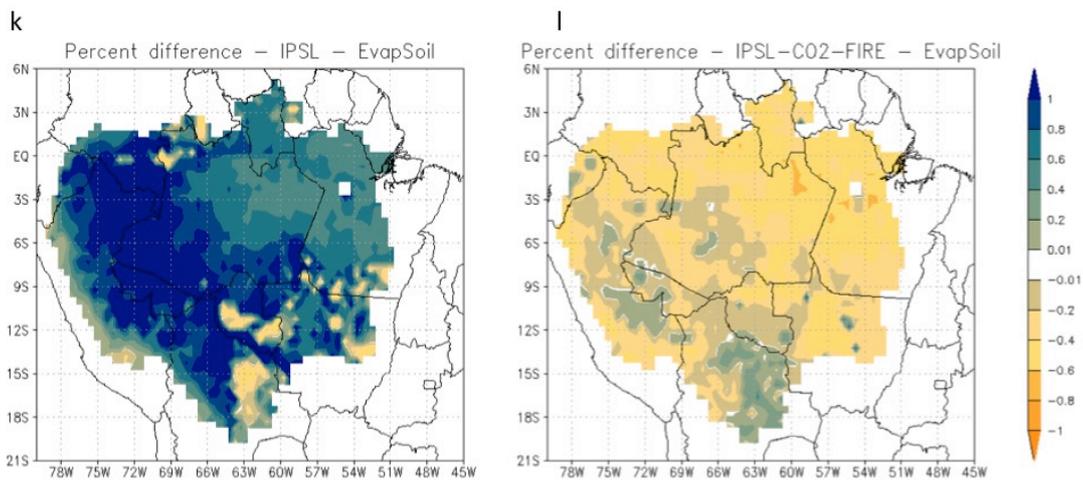
Na distribuição espacial da variação percentual em cada termo que compõe a AET (Figura 4.9) podemos observar que no caso do HAD2 e IPSL2, a variação espacial da transpiração segue o mesmo padrão da AET para cada condição de contorno, enquanto no HAD1 e IPSL1 elas são negativas em outras regiões também. Estas variações negativas estão sendo compensadas por aumentos

na evaporação do solo. Esta, por sua vez, apresenta a maior sensibilidade em relação à fertilização e distúrbios, passando de uma variação positiva intensa no caso do HAD1 e IPSL1 para negativa em grande parte da BA no caso do HAD2 e em quase toda ela no caso do IPSL2. A interceptação no HAD1 apresenta um núcleo de aumento na porção centro oeste da bacia.

Figura 4.9: Partição da AET em transpiração, interceptação e evaporação do solo para os casos sem e fertilização por CO₂ e distúrbios para o HADGEM e IPSL, de acordo com a equação 1.



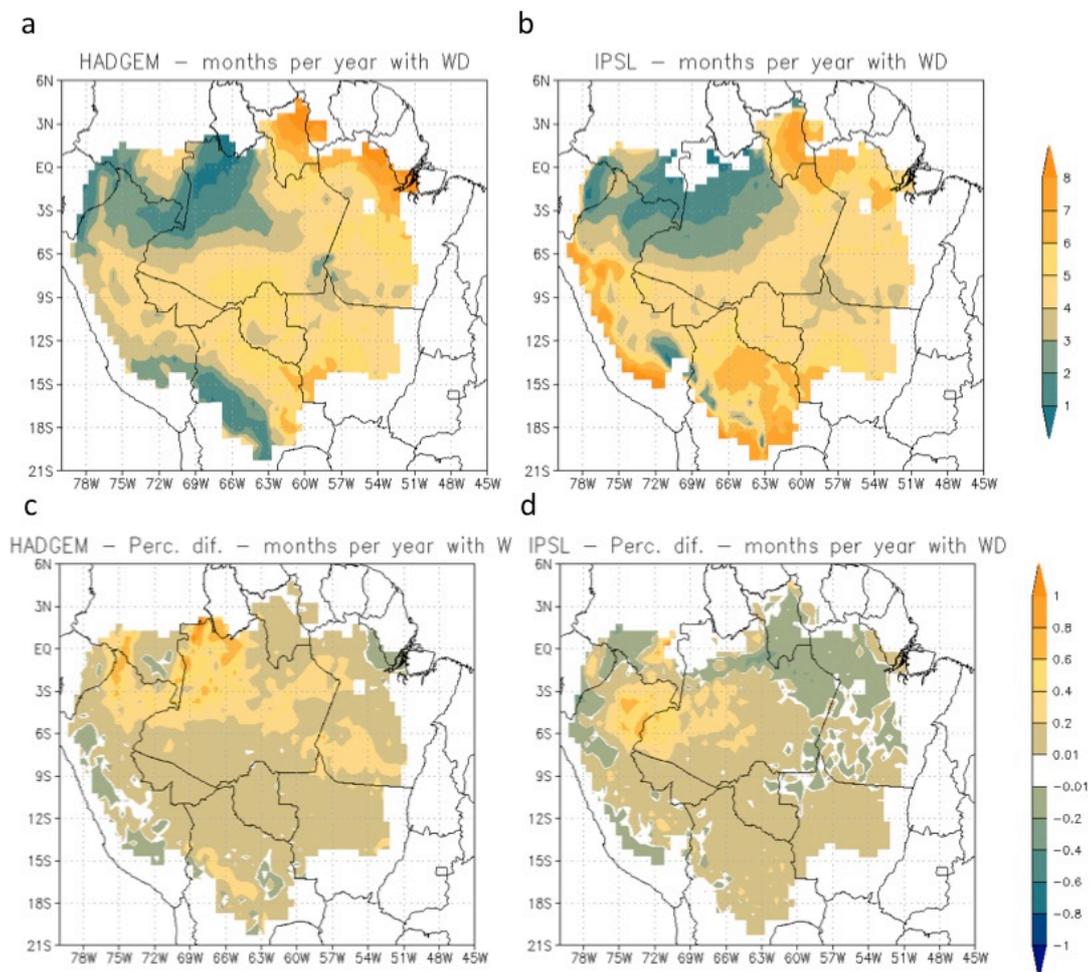




Campo obtido a partir da equação 19, para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010, para a transpiração no a) HAD1, b) HAD2, g) IPSL1 e h) IPSL2, interceptação c) HAD1, d) HAD2, i) IPSL1 e j) IPSL2 e evaporação do solo para o e) HAD1, f) HAD2, k) IPSL1 e l) IPSL2.

Para avaliar o número de meses com balanço hídrico negativo ($PPT < AET$), novamente foi usada a consideração de pouca variação da AET entre os experimentos 1 e 2. Assim, os resultados são apresentados para os testes HAD1 e IPSL1. Avaliando a distribuição espacial da média entre 2010 e 2040, podemos observar um comportamento semelhante para o HAD1 (figura 4.10-a) e IPSL1 (figura 4.10-b), com mínimos no NW da bacia e máximos no NE e SE. Para a variação ao longo do tempo, podemos observar que no HAD1 (figura 4.10-c) ocorre aumento em quase toda a área, enquanto no IPSL1 (figura 4.10-d) a porção NE e o extremo oeste da bacia apresentam queda, indicando menos meses com déficit hídrico nesta região.

Figura 4.10: Distribuição espacial do número de meses com déficit hídrico entre 2010 e 2040 e diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.



Médias da distribuição espacial de número de meses onde a AET é maior que a PPT para os experimentos a) HAD1 e b) IPSL1 e diferença percentual (obtida a partir da equação 19) para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010 para a mesma variável nos experimentos c) HAD1 e d) IPSL1.

4.3.2. Vegetação e estoques de carbono

Uma forma de analisar as variações na dinâmica da vegetação é avaliando a variação no GPP (figura 4.11-a e 4.11-b), NPP (figura 4.11-c e 4.11-d) e NEE (4.11-e e 4.11-f). O que se observa é que, para as três variáveis, quando se avalia somente a mudança climática (linhas laranjas), todas apresentam

redução, mas esta redução é revertida quando se considera a fertilização por CO₂, mesmo com os distúrbios (linhas azuis). Isto indica uma forte resposta da vegetação ao CO₂ atmosférico, mesmo em uma situação com stress hídrico. Vale lembrar que o modelo não representa a limitação por nutrientes, ou seja, esta resposta de aumento na produtividade da vegetação poderia ser interrompida no caso de indisponibilidade de P, por exemplo. Um outro aspecto interessante é que a resposta no aumento do GPP e NEE com a fertilização é bem mais intensa que a redução observada somente com as mudanças climáticas, o que não é observado no NPP.

Avaliando o NEE podemos observar que, para os dois casos, somente com as mudanças climáticas (HAD1 e IPSL1), a floresta passa a oscilar entre fonte e sumidouro de CO₂ para a atmosfera em torno de 2060 e, no caso do HAD1, passa a ser majoritariamente fonte no final da simulação. Quando se adiciona o efeito de fertilização por CO₂ a situação se inverte e a floresta aumenta ainda mais seu papel de sumidouro de CO₂, exceto no caso de dois eventos no HAD2, um próximo a 2060 e outro 2090, que coincidem com anos de pouca precipitação nas projeções deste modelo (figura 4.2-f).

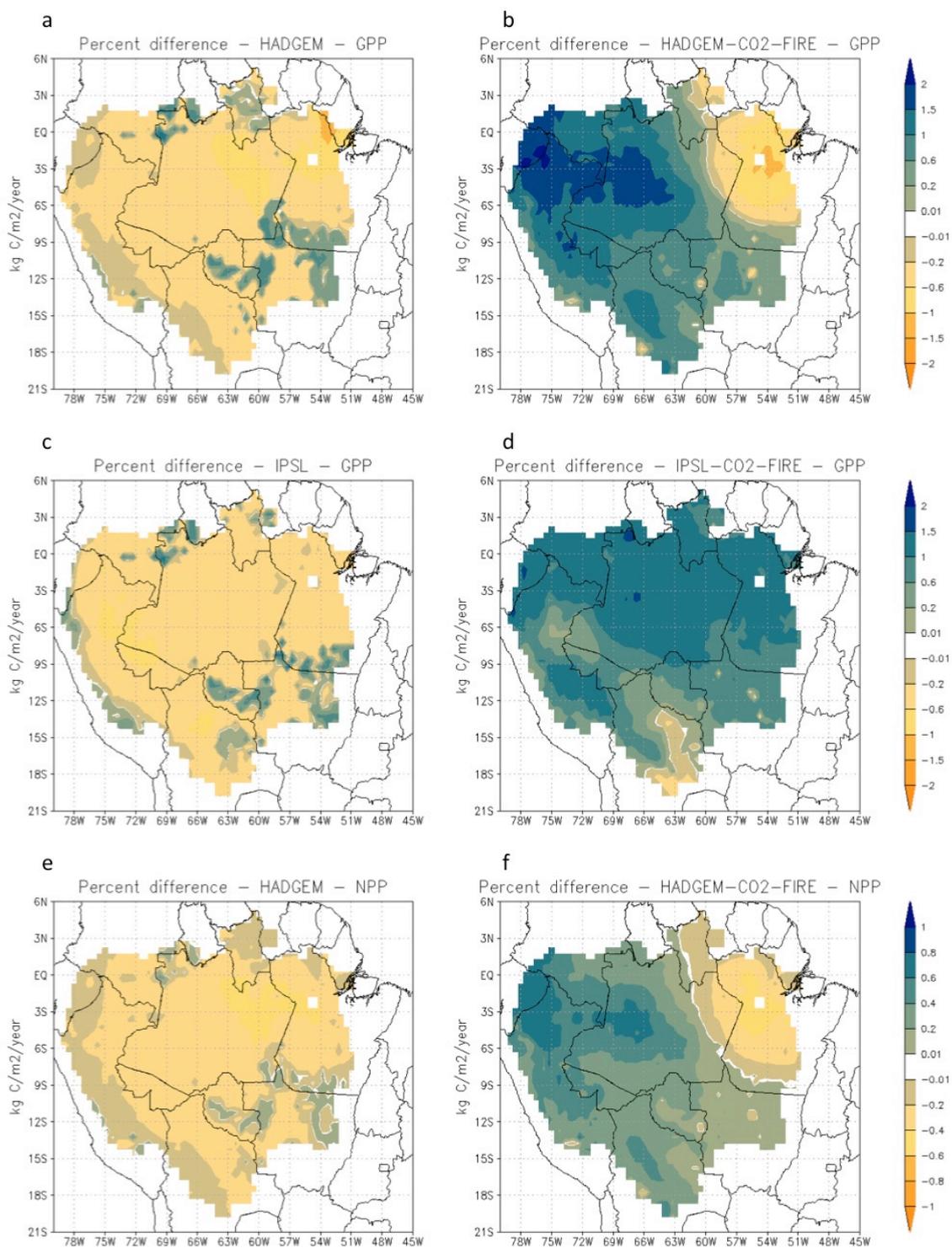
Avaliando espacialmente a variação nos termos de GPP e NPP (figura 4.12-a a 4.12-h), observa-se que o HAD1 e IPSL1 apresentam comportamento bastante parecido, com aumento em uma pequena região no SE da BA e redução no restante. Já o HAD2 e IPSL2 apresentam redução em regiões bem próximas das de redução na AET (NE no caso do HAD2 e sul no caso do IPSL2).

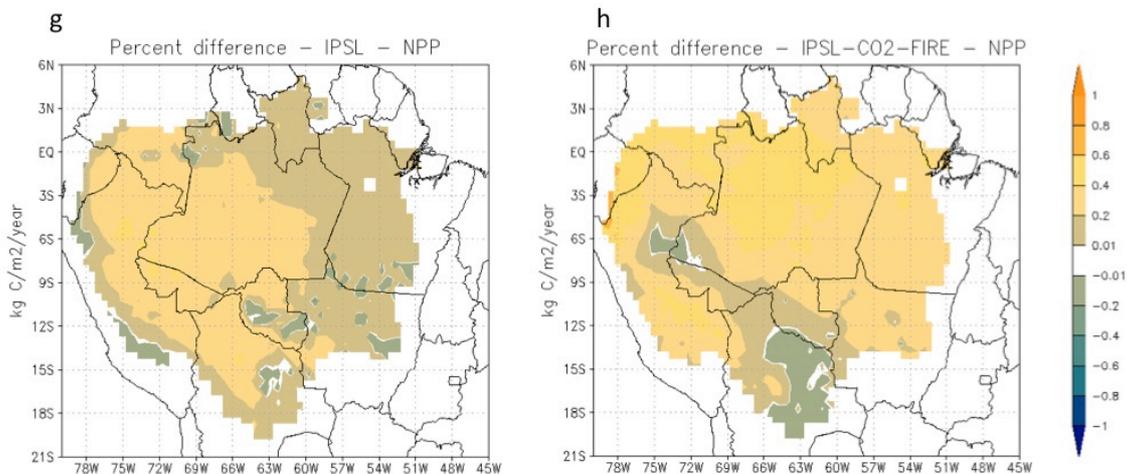
Figura 4.11: Série temporal da média espacial dos fluxos de C (GPP, NPP e NEE) para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.



GPP para a) HADGEM. b) IPSL, NPP para c) HADGEM e d) IPSL e NEE para e) HADGEM e f) IPSL. Linha laranja para os experimentos 1 (HAD1 e IPSL1) e azul para os experimentos 2 (HAD2 e IPSL2).

Figura 4.12: Diferença percentual entre o período final e inicial da simulação para GPP e NPP para os experimentos HD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.

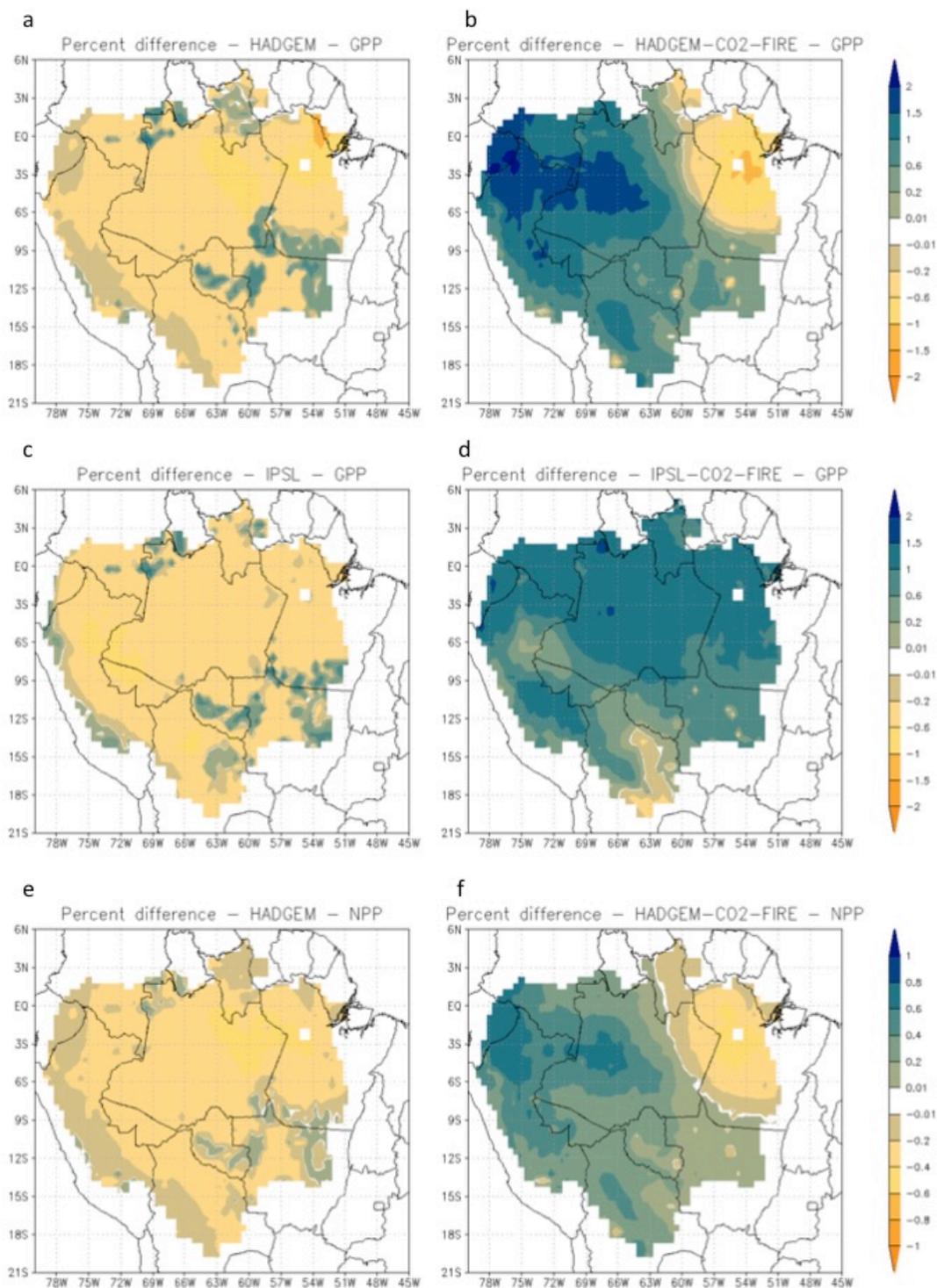


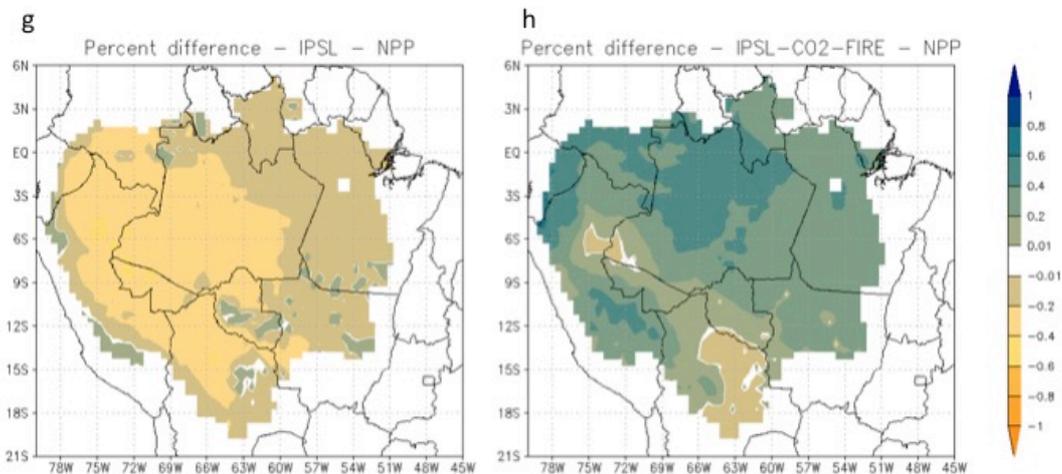


Campo obtido a partir da equação 19, para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010, para a) GPP do HAD1, b) GPP do HAD2, c) GPP do IPSL1, d) GPP do IPSL2, e) NPP do HAD1, f) NPP do HAD1, g) NPP do IPSL1 e h) NPP do IPSL2.

Para o NEE a comparação foi feita entre as médias de cada período (figura 4.13), uma vez que o sinal é bastante importante neste caso. O que se observa é que nos casos da HAD1 e IPSL1 ocorre uma redução nas intensidades dos sumidouros e aumento nas regiões fonte de C no final do século, enquanto na HAD2 e IPSL2 o papel de sumidouro se intensifica para toda a bacia, exceto uma pequena porção no NE para o HAD2, mais uma vez na mesma região de maior redução na precipitação (figura 4.3-d). Em todas as simulações observa-se um núcleo positivo na região central da BA. Observando as parametrizações heterogêneas utilizadas (HP), fica evidente a relação deste núcleo com as regiões com maiores valores de capacidade máxima de carboxilação da enzima RuBisCO no modelo que, por sua vez, é derivada do total de fósforo disponível (CASTANHO et al., 2013).

Figura 4.13: NEE médio para o período de 2010-2040 e para 2070-2100 nas simulações HAD1, HAD2, IPSL1 IPSL2.

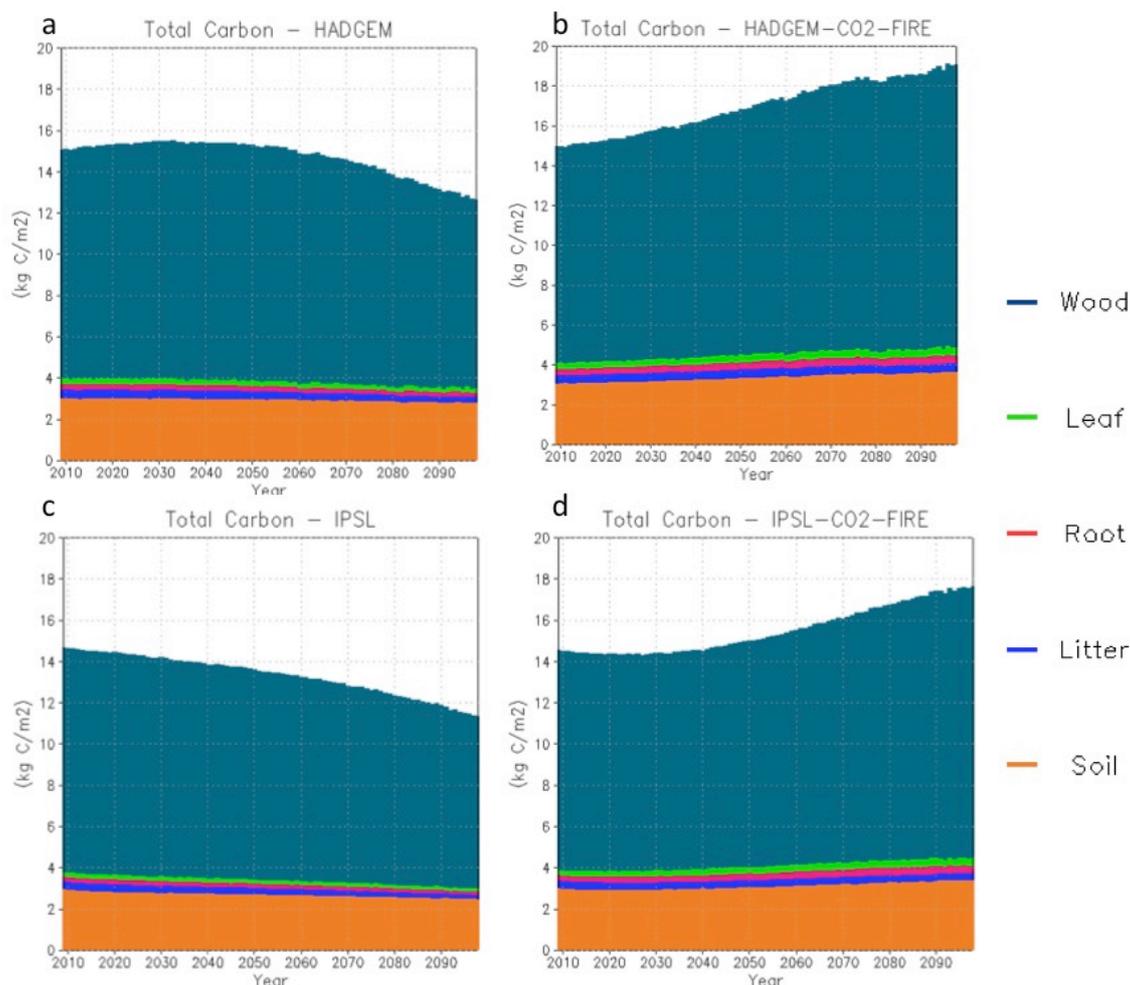




Campo médio para os períodos de NEE para os experimentos a-b) HAD1, c-d) HAD2, e-f) IPSL1 e g-h) IPSL2, para os períodos de 2010-2040 e 2070-2100, respectivamente.

Olhando para os estoques de C (figura 4.14), podemos observar que a grande maioria do C se encontra nos troncos e em segundo lugar no solo, ficando apenas uma pequena fração associada às folhas, raízes e liteira. Também é nos troncos que ocorre a maior variação nas projeções nos dois experimentos, para as duas condições de contorno avaliadas. A tabela 4.3 mostra os totais em cada reservatório para 2009 e 2098. Podemos observar que o total varia de cerca de 15 para 12.6 kg C/m² no HAD1 e 19 kg C/m² no HAD2. No caso do IPSL o cenário é ainda mais pessimista sem a fertilização, com os estoques totais passando de cerca de 14.5 a menos de 11.3 kg C/m² e um pouco menos otimista no caso com a fertilização, indo para 17.6 kg C/m².

FIGURA 4.14: Série temporal dos estoques de C acumulados na BA para a vegetação (separada em tronco, folhas e raiz), liteira e solo, para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.



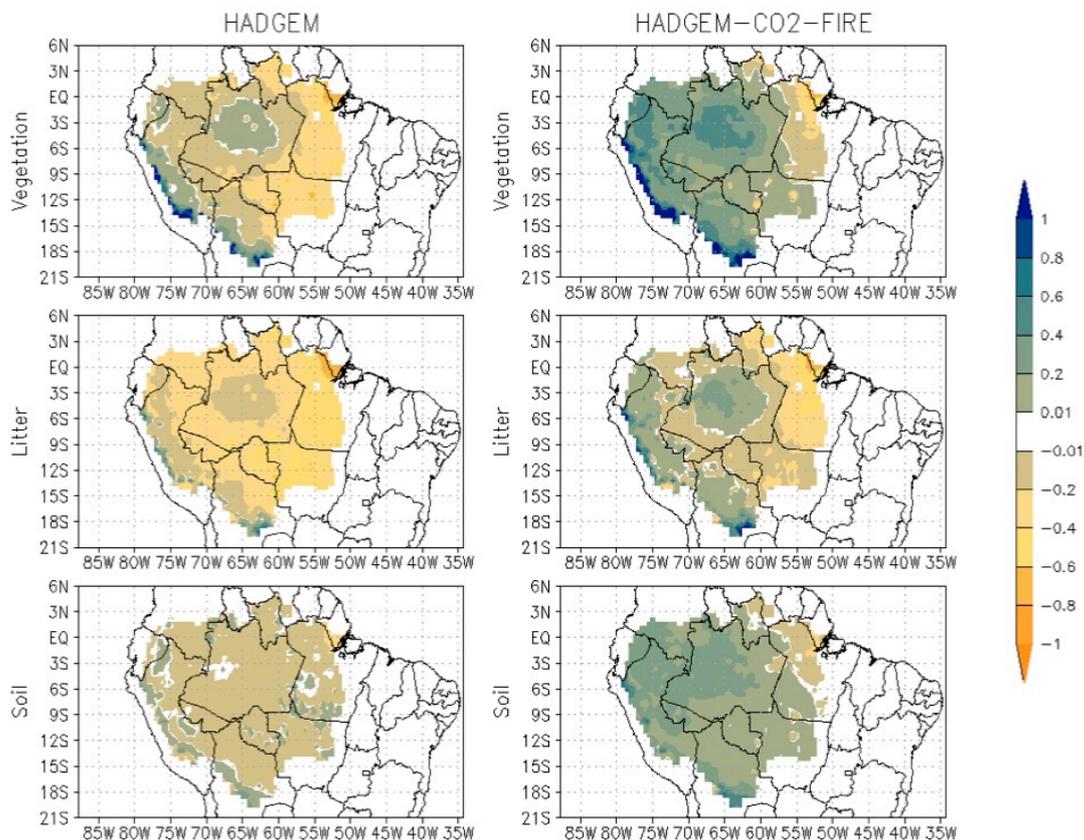
a) HAD1, b) HAD2, c) IPSL1 e d) IPSL2. Estoques em kg C/m².

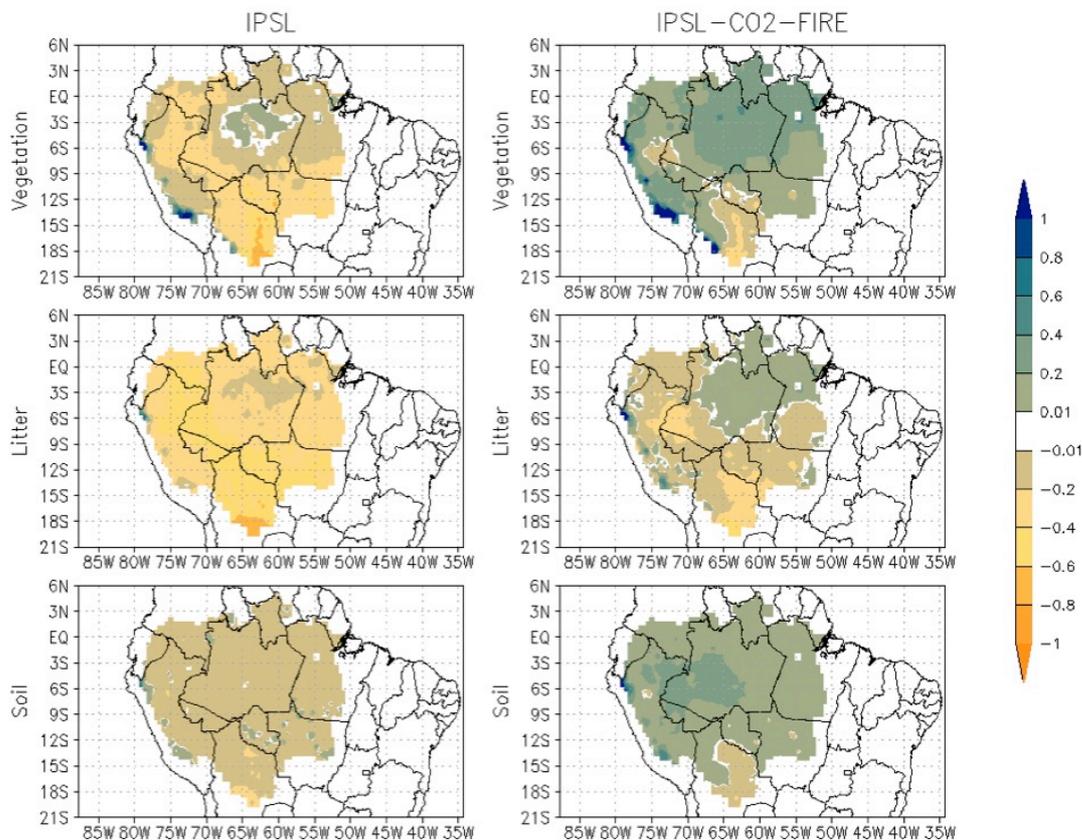
Tabela 4.3: Totais de C por compartimento (kg C/m²) para 2009 e em 2098.

	HADGEM		HADGEM-CO2-FIRE		IPSL		IPSL-CO2-FIRE	
	2009	2098	2009	2098	2009	2098	2009	2098
Wood	11.07	9.15	10.88	14.20	10.89	8.34	10.69	13.19
Root	0.28	0.21	0.31	0.39	0.21	0.16	0.24	0.37
Leaf	0.30	0.22	0.33	0.42	0.23	0.17	0.25	0.39
Litter	0.41	0.27	0.41	0.42	0.37	0.20	0.37	0.33
Soil	2.94	2.75	2.99	3.61	2.91	2.41	2.96	3.32
TOTAL	15.01	12.60	14.92	19.03	14.62	11.29	14.51	17.61

Olhando espacialmente (figura 4.15), vemos que os estoques de C na vegetação e no solo da porção leste, mais especificamente no Pará, decai mesmo no experimento com fertilização de CO₂ no caso do HADGEM (lembrando que os distúrbios são bem poucos – quando se compara o teste só com CO₂ tem muito pouca diferença). No caso do IPSL o mesmo acontece no sul da bacia, na porção sul de Rondônia e na Bolívia. Novamente chama a atenção que estas são as regiões onde a redução da chuva é mais acentuada e também a presença de núcleos positivos coincidindo com os observados no caso da NEE.

FIGURA 4.15: Distribuição espacial da variação nos estoques de C para a vegetação, littera e solo para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.

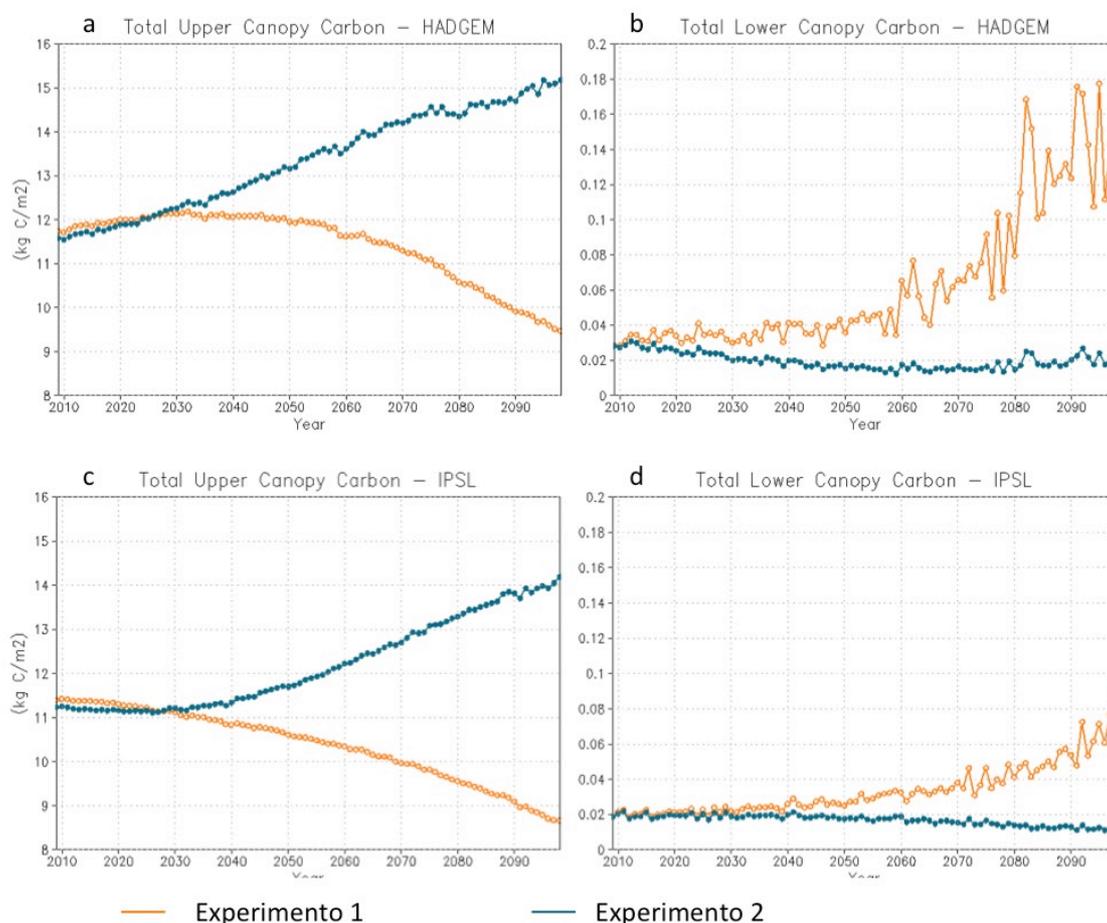




Campo obtido a partir da equação 19, para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010, para o experimento 1 (coluna à esquerda) e experimento 2 (coluna à direita) para os estoques de C do HADGEM na vegetação (linha 1), liteira (linha 2) e solo (linha 3) e para o IPSL, também na vegetação (linha 4), liteira (linha 5) e solo (linha 6).

Uma outra forma de avaliar a variação na dinâmica da vegetação é pela composição em termos de dossel superior e inferior, uma vez que o modelo trata como superior a vegetação com maior estoque de C, enquanto o dossel inferior representa gramíneas e arbustos. Avaliando a série temporal da variação na bacia (figura 4.16) podemos observar que no caso sem fertilização (linhas laranjas) a estrutura da floresta parece mudar, com o dossel superior diminuindo e o inferior aumentando. Isto pode ser um indicador de que esta troca de estrutura também pode diminuir a capacidade da floresta de atuar como sumidouro de C da atmosfera. No caso com fertilização (linhas azuis) a situação se inverte e temos aumento no dossel superior.

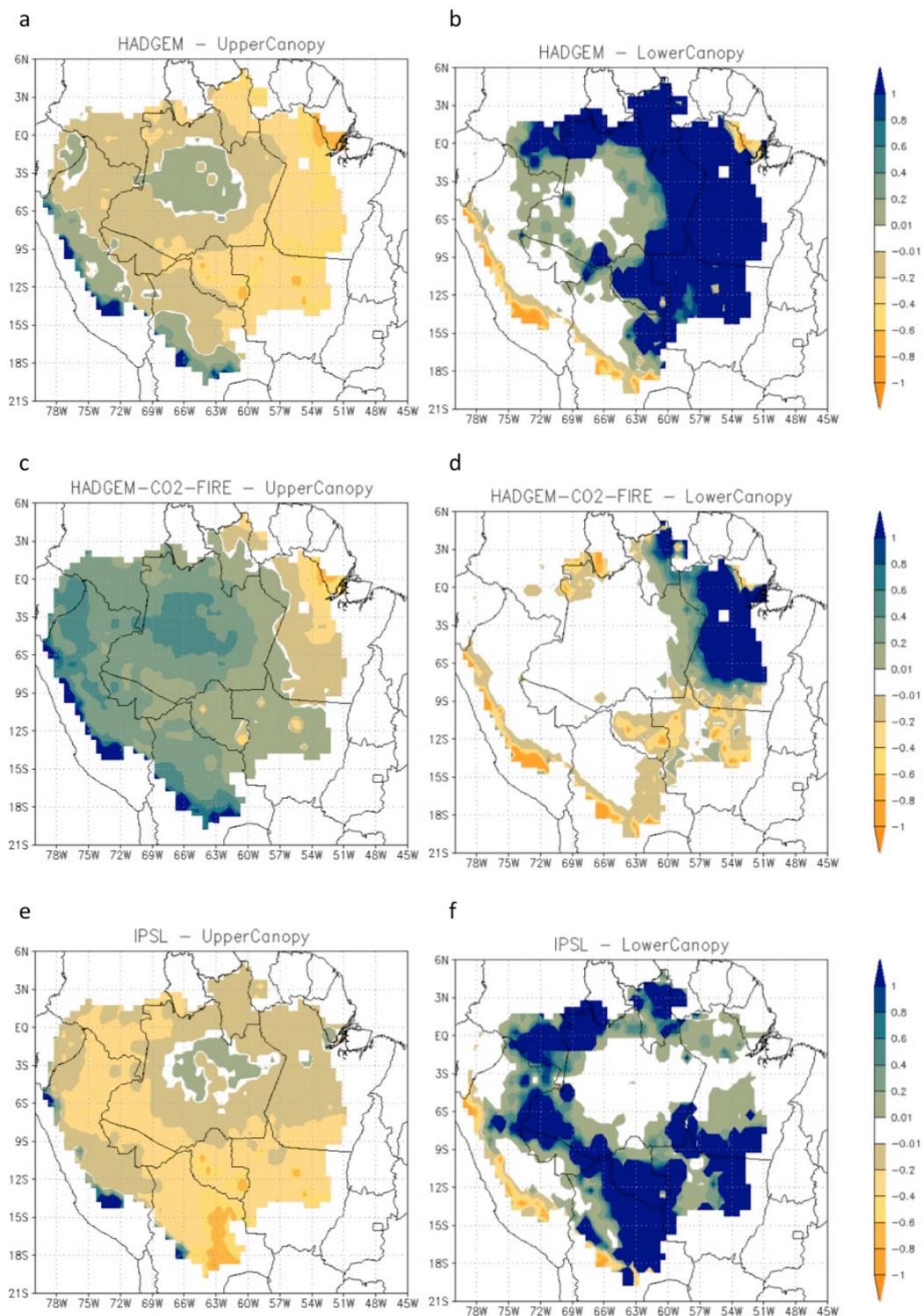
FIGURA 4.16: Série temporal dos estoques de C para a vegetação (dossel superior e inferior) para os experimentos HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.

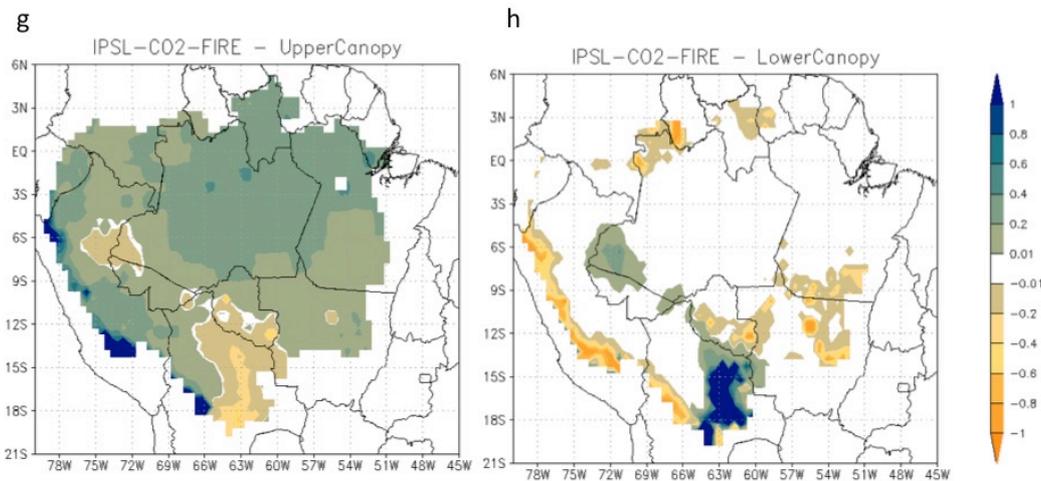


a) HAD1 e HAD2 - dossel superior, b) HAD1 e HAD2 – dossel inferior, c) IPSL1 e IPSL2 – dossel superior e d) IPSL1 e IPSL2 – dossel inferior.

De fato, quando olhamos esta variação espacialmente (figura 4.17) vemos que o maior aumento no dossel inferior ocorre para as simulações HAD1 e IPSL1, como esperado (4.17-b e 4.17-e). A fertilização com CO₂ limita bastante esta expansão do dossel inferior (4.17-d e 4.17-g), e o aumento passa a ocorrer apenas nas regiões com maior redução na precipitação para cada caso (HADGEM e IPSL). Em relação ao dossel superior (figura 4.17-a, 4.17-c, 4.17-e e 4.17-g) novamente o núcleo associado à capacidade máxima de carboxilação da enzima RuBisCO pode ser notado para as 4 simulações.

Figura 4.17: Variação percentual na vegetação total e separados em upper e lower canopy para cada projeção do CMI8.5 e para cada configuração do modelo.



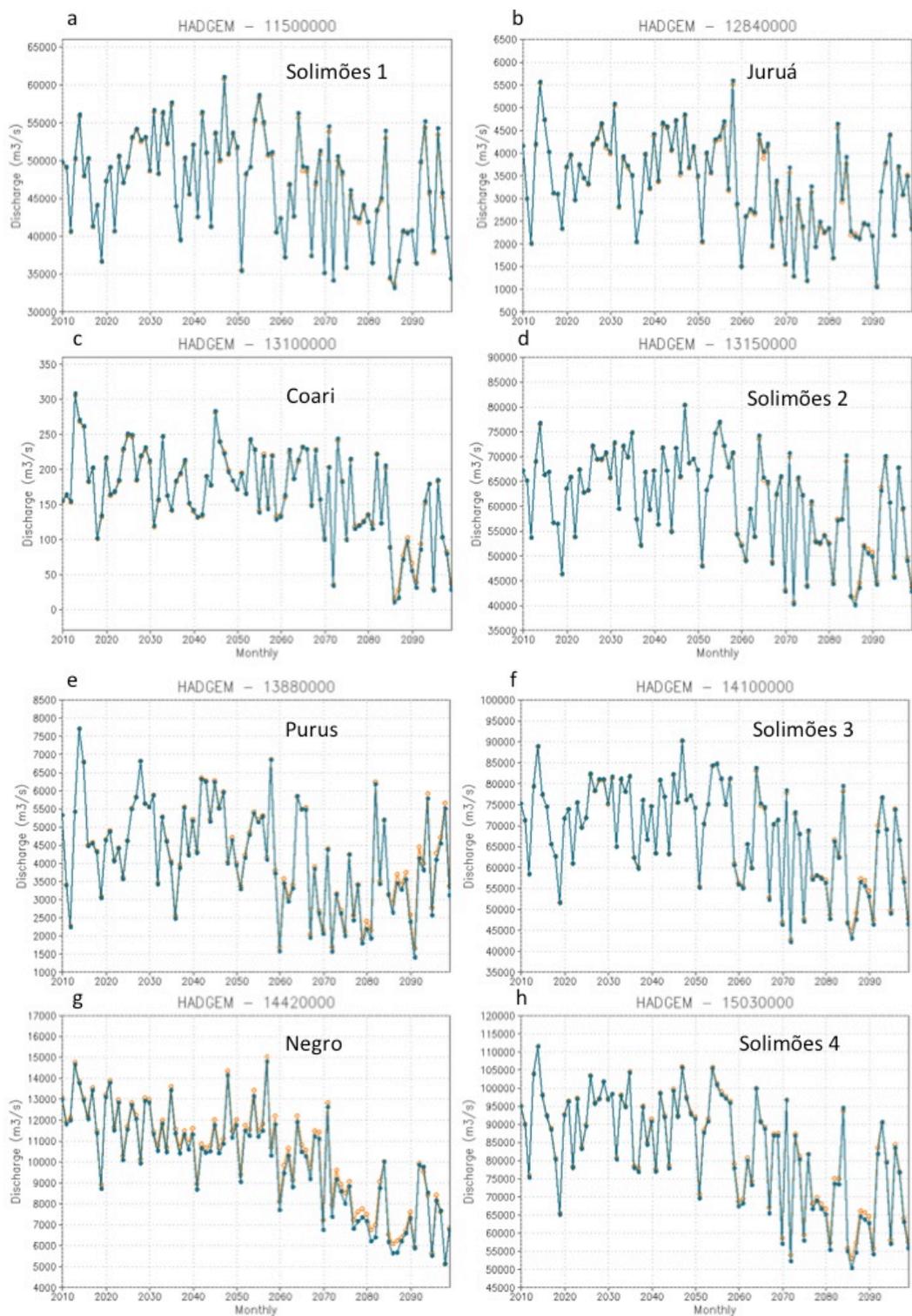


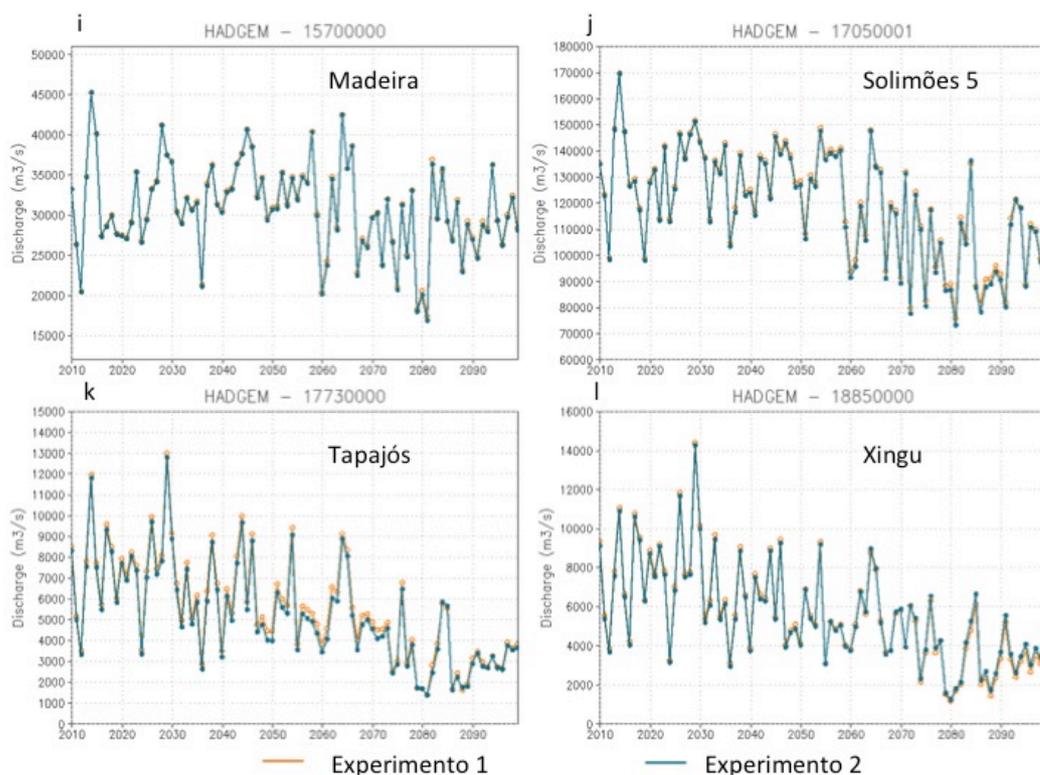
Campo obtido a partir da equação 19, para as diferenças entre os períodos de 2070-2100 e 2040-2010, para o dossel superior no experimento a) HAD1, c) HAD2, e) IPSL1, g) IPSL2 e para o dossel inferior nos experimentos b) HAD1, d) HAD1, f) IPSL1 e h) IPSL2.

4.3.3. Rios e áreas alagadas

Inicialmente foi avaliado como a média anual de descarga dos rios respondeu às mudanças climáticas. Para o HAD1 e HAD2 (figura 4.18), observa-se uma queda na vazão no decorrer do período, especialmente nas bacias mais a leste. Quando olhamos para estações ao longo do Solimões, por exemplo, notamos que a queda é bem menor nas estações à montante (11500000, 13150000 e 14100000) do que nas à estações a jusante (15030000 e 17050001). E todas as estações até antes do exutório do Rio Negro (14420000), que tem uma queda bem acentuada nas vazões, e nas estações à jusante no Solimões observa-se um aumento da vazão na última década. No Tapajós (17730000) e Xingu (18850000) também ocorre redução intensa, enquanto que no Madeira (15700000) não se observa uma tendência. No IPSL1 e IPSL2 (figura 4.19) o comportamento foi quase inverso, com redução de descarga na porção mais a oeste da BA e que não é observada no Negro (14420000), Tapajós (17730000) e Xingu (18850000).

Figura 4.18: Série temporal da média espacial para a vazão para cada sub-bacia para as duas simulações com as condições de contorno do HADGEM.

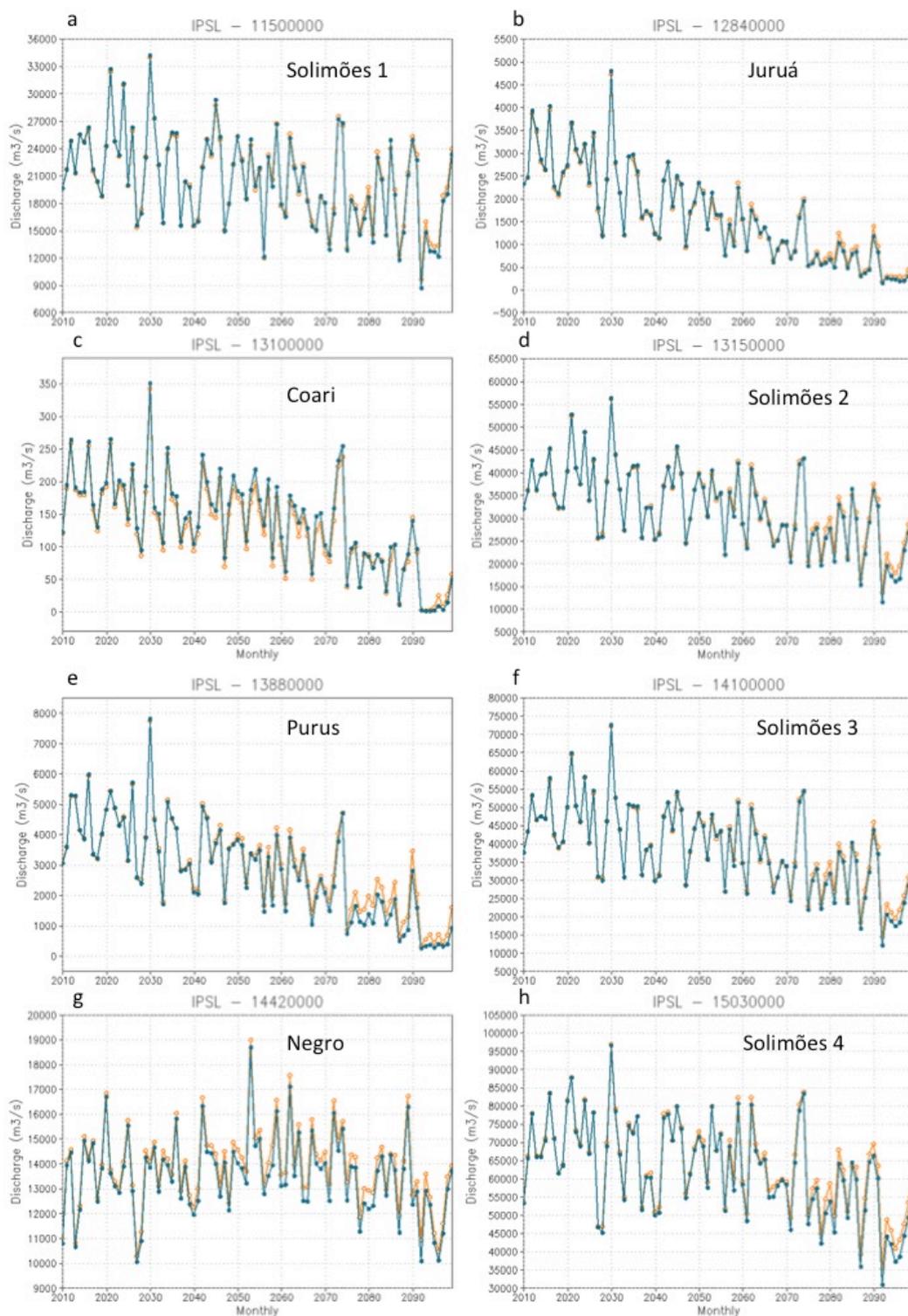


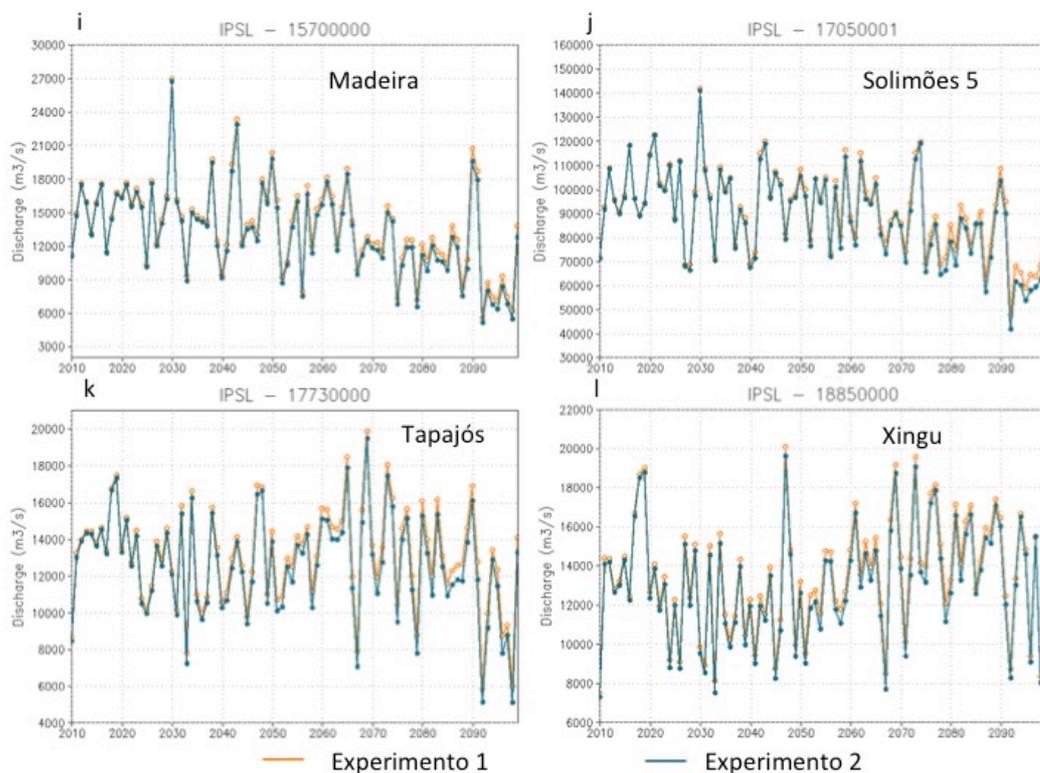


Linha laranja para o experimento 1, somente mudanças climáticas e linha azul para o experimento 2, que inclui fertilização por CO₂ e distúrbios.

Um outro ponto importante é que, como esperado, a vazão apresenta poucas diferenças relevantes quando se inclui a fertilização por CO₂ e distúrbios, especialmente no início da simulação. Isto porque a precipitação é a mesma e a AET quase não variou entre os experimentos 1 e experimentos 2. Assim, para avaliar a sazonalidade, os resultados dos experimentos 1 para o primeiro período (2010 a 2040 – linhas verdes nas figuras 4.20, 4.21, 4.24 e 4.25) foram comparados com os dois experimentos para o segundo período (2070 a 2100 – linha laranja para o experimento 1 e azul para o 2 nas figuras 4.20, 4.21, 4.24 e 4.25). Para os campos espaciais (figura 4.22, 4.24 e 4.25) foram considerados apenas os experimentos HAD2 e IPSL2.

Figura 4.19: Série temporal da média espacial para a vazão para cada sub-bacia para as duas simulações com as condições de contorno do IPSL.

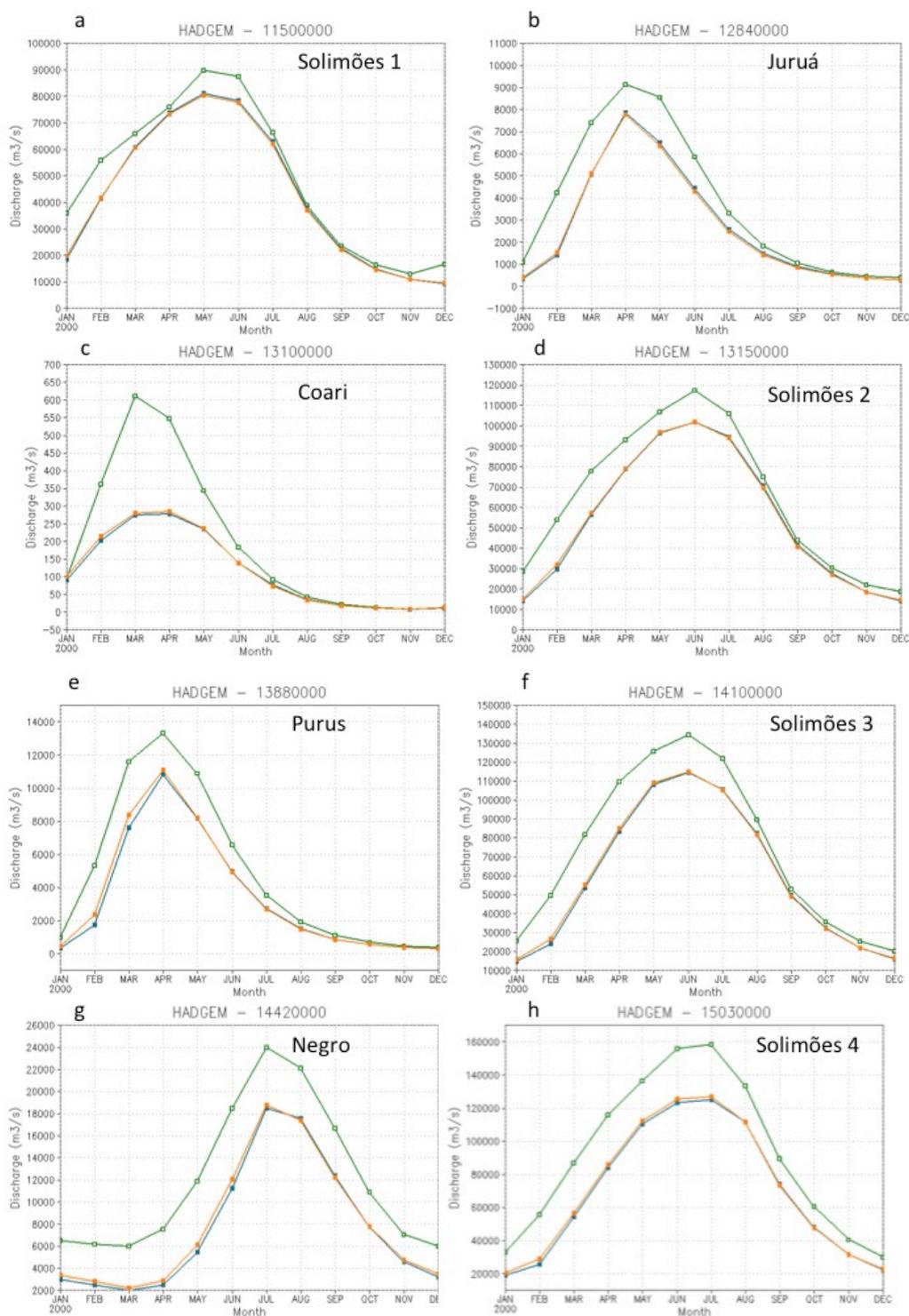


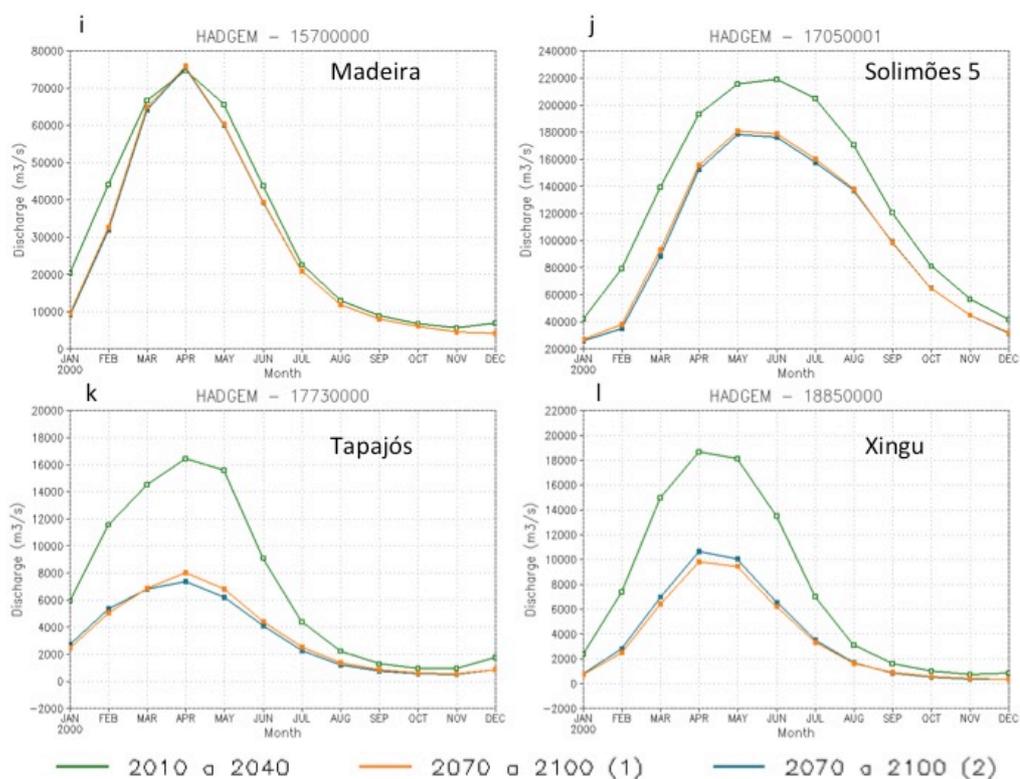


Linha laranja para o experimento 1, somente mudanças climáticas e linha azul para o experimento 2, que inclui fertilização por CO₂ e distúrbios.

Para o HADGEM (figura 4.20), observamos, uma redução nos máximos para quase todas as estações, exceto no Madeira (15700000), onde quase não há alterações nem nos máximos nem nos mínimos. As estações no Solimões apresentam também uma queda nos mínimos, mas a estação que mais sofre com as alterações projetadas é a do Negro (14420000), onde a projeção é de que, no futuro, por 6 meses do ano a vazão será menor que a mínima para o início da simulação. No Tapajós (17730000) os máximos caem para a metade do valor e no Xingu (18850000) para cerca de 2/3.

Figura 4.20: Climatologia de vazão para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação com os dados de contorno do HADGEM.



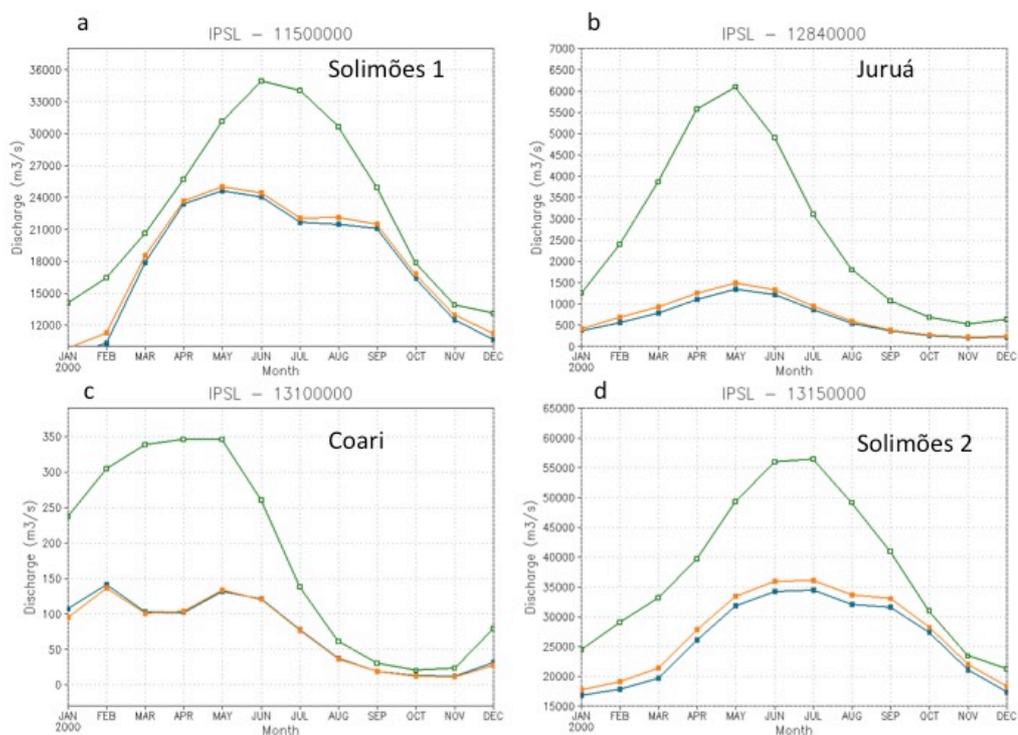


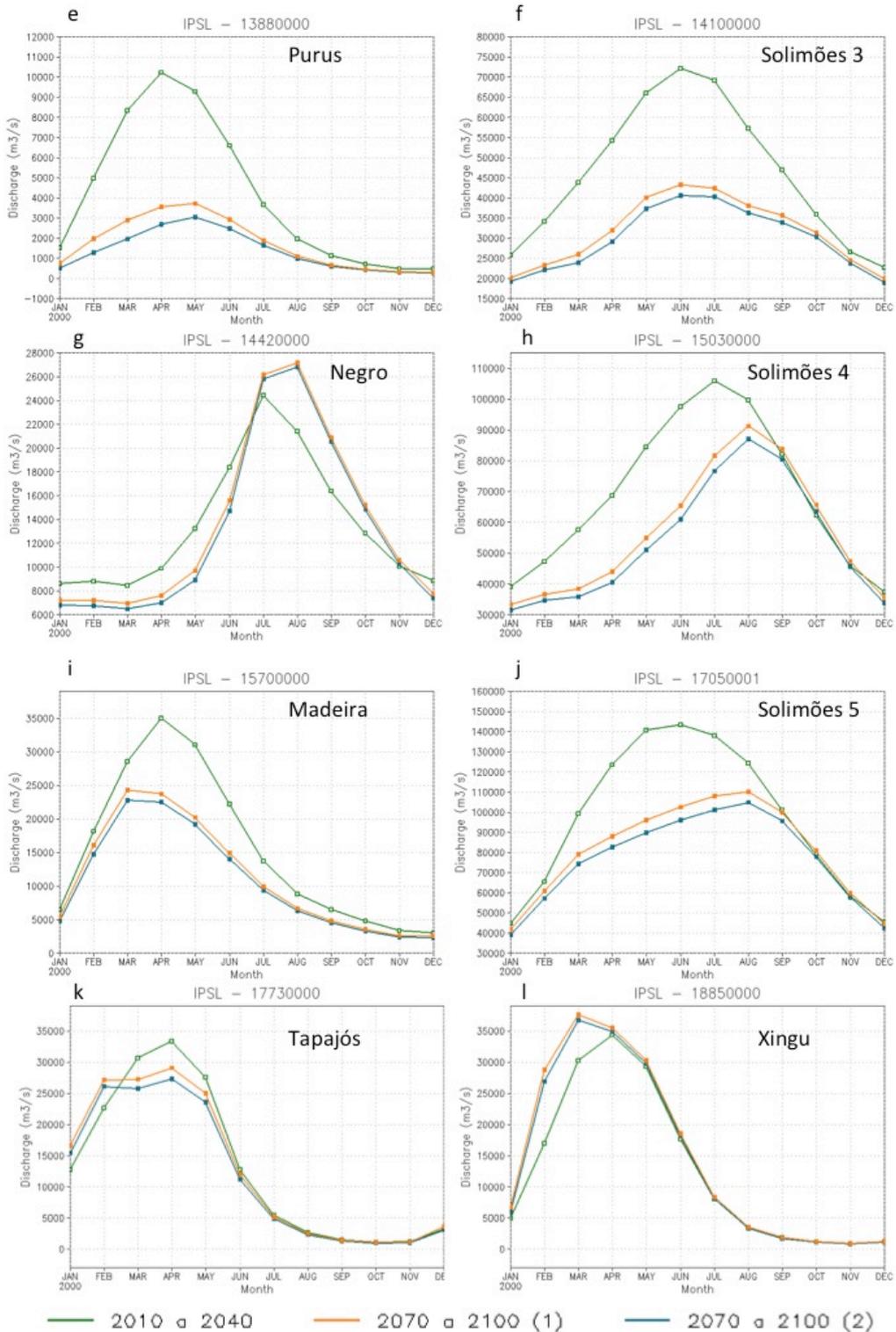
Linha verde representa a média para o período de 2010 a 2040 para o HAD1 e as linhas azul e laranja as médias para o período de 2070 a 2100 para o HAD2 e HAD1, respectivamente.

Para o IPSL (figura 4.21) o comportamento é bem diferente, com redução bem mais acentuada nos máximos em diversas sub-bacias, principalmente à montante do Negro (14420000). No Purus e Juruá (12840000 e 13880000) ocorrem as maiores alterações nos máximos, que passam a ser menos da metade do valor no primeiro período. Nas estações à montante no Solimões (11500000, 13150000 e 14100000) a vazão chega a cair em cerca de 30%. A sazonalidade também apresenta variações no caso do IPSL: A estação no rio Coari (13100000), além de bastante queda nos valores na cheia, passa a ter um mínimo relativo em março, com máximos em fevereiro e maio; o Negro (14420000) passa a ter dois meses de máximo, com valores mais elevados; O Madeira (15700000), também com dois meses de máximo, passa a ter valores cerca de 30% menores de abril a julho, que seriam os meses de cheia; No Solimões, tanto em Manaus (15030000) quanto em Óbidos (17050001) os

máximos são atrasados para agosto e, nos dois casos, os valores tem uma redução entre 30 e 40% entre abril e julho mas, ainda assim, a redução é menor que nas estações à montante do Negro. Nas bacias no SE, o Tapajós (17730000) e Xingu (18850000), os máximos aumentam e são adiantados de abril para março. As duas únicas estações com redução mais intensa nos mínimos são as de montante do Solimões (11500000 e 13150000).

Figura 4.21: Climatologia de vazão para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação com os dados de contorno do IPSL.

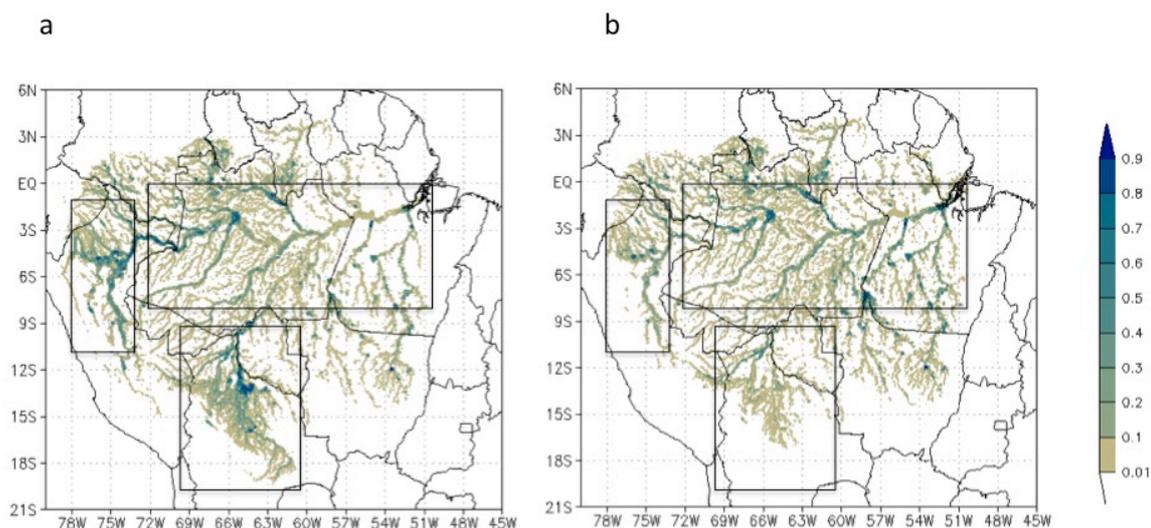




Linha verde representa a média para o período de 2010 a 2040 para o IPSL2 e as linhas azul e laranja as médias para o período de 2070 a 2100 para o IPSL2 e IPSL1, respectivamente.

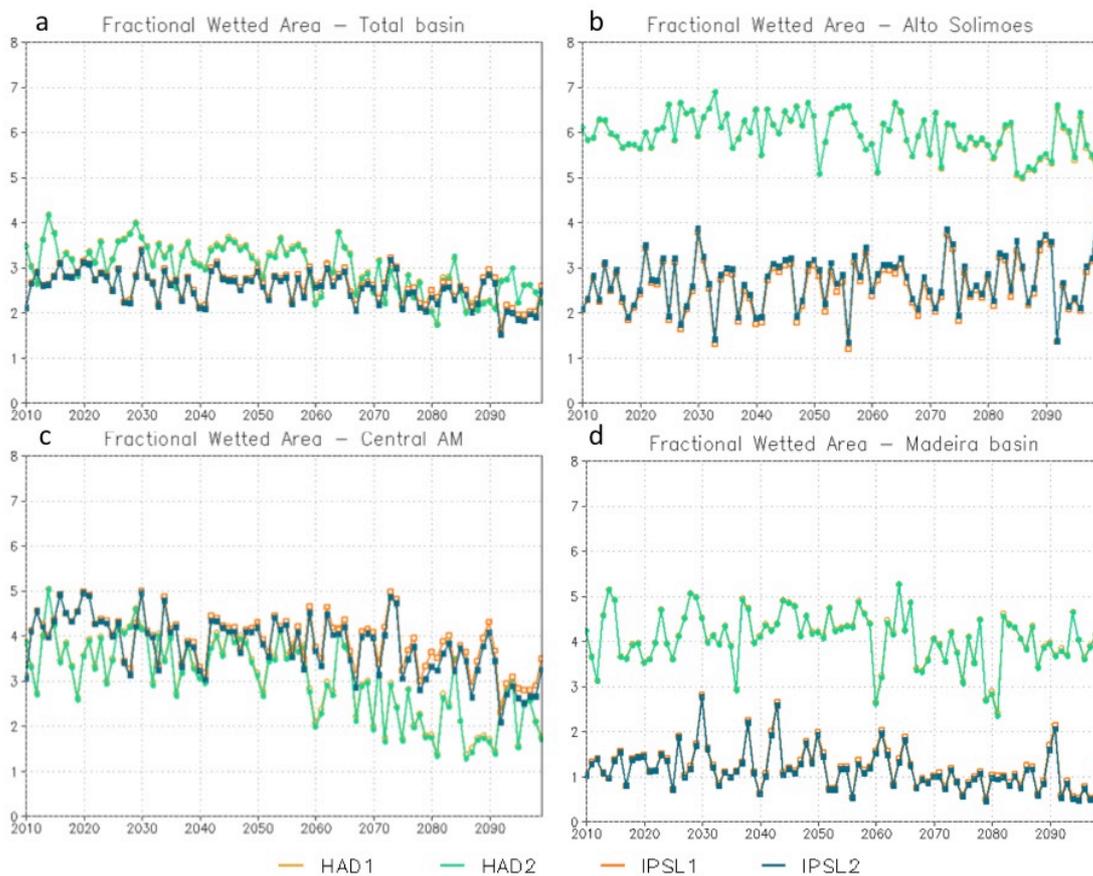
A figura 4.22 mostra a cobertura de água média para o período de 2010 a 2040 para cada condição de contorno e também as sub-regiões descritas na tabela 4.2. Observamos que o HADGEM (figura 4.22-a) apresenta maiores extensões de alagamento nas três sub-regiões quando comparado ao IPSL (figura 4.22-b). Comparando com a figura 4.23, que mostra a série temporal da inundação em cada região, podemos observar que ele também apresenta mais variação entre as sub-regiões: O Madeira (4.23-d) parece não apresentar variação, o Alto Solimões (4.23-b) passa a apresentar um comportamento com extremos de seca e de cheia no final do século e na AM Central (4.23-c) os valores caem para quase metade do inicial. Isto provavelmente é uma consequência dos menores valores e a maior variação negativa de chuva na porção NE da BA, que contempla esta região. Já no IPSL apresenta um aumento na fração alagada no Alto Solimões (4.23-d) e redução para as subáreas do Madeira (4.23-c) e AM Central (4.23-b) bem como na bacia como um todo (4.23-a).

Figura 4.22: Distribuição espacial das áreas cobertas por água média entre 2010 e 2040 para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.



Média da fração da célula de grade inundada para o período de 2010 a 2040 para as condições de contorno do a) HADGEM e b) IPSL. Os quadrados demarcam as sub-regiões onde foram feitas análises das médias espaciais.

Figura 4.23: Série temporal da média espacial para a área alagada para a bacia toda e para cada sub para as condições de contorno do HADGEM e do IPSL.

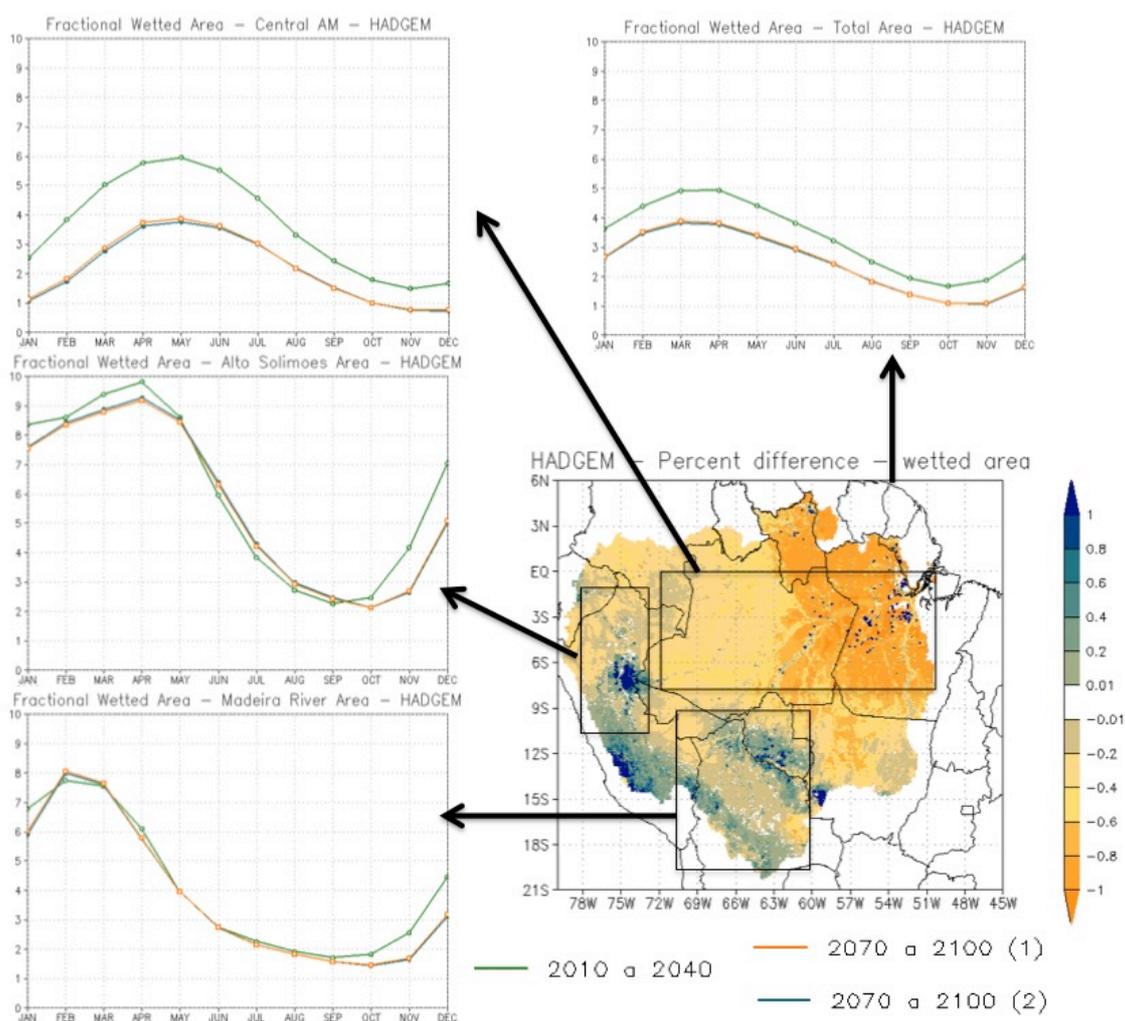


Média da fração de área alagada para a) a bacia toda, b) Alto Solimões, c) AM Central e d) Bacia do Madeira. As linhas laranja claro (quase não se percebe por ter magnitude bastante similar à verde claro) e verde claro representam os resultados das simulações HAD1 e HAD e as linhas laranja escuro e azul representam as simulações do IPSL1 e IPSL2, respectivamente.

Em relação à sazonalidade, o HADGEM (figura 4.24) não apresenta alterações relevantes na distribuição de máximos e mínimos, só na magnitude para a AM Central, como esperado (uma vez que os valores diminuem no decorrer do século - figura 4.23-c), e quando se avalia a bacia como um todo, provavelmente como uma resposta à esta redução da AM Central. Na área do Madeira ocorre um aumento no número de meses com mínimo alagamento, indicando uma possível alteração na dinâmica nesta região. No IPSL (figura

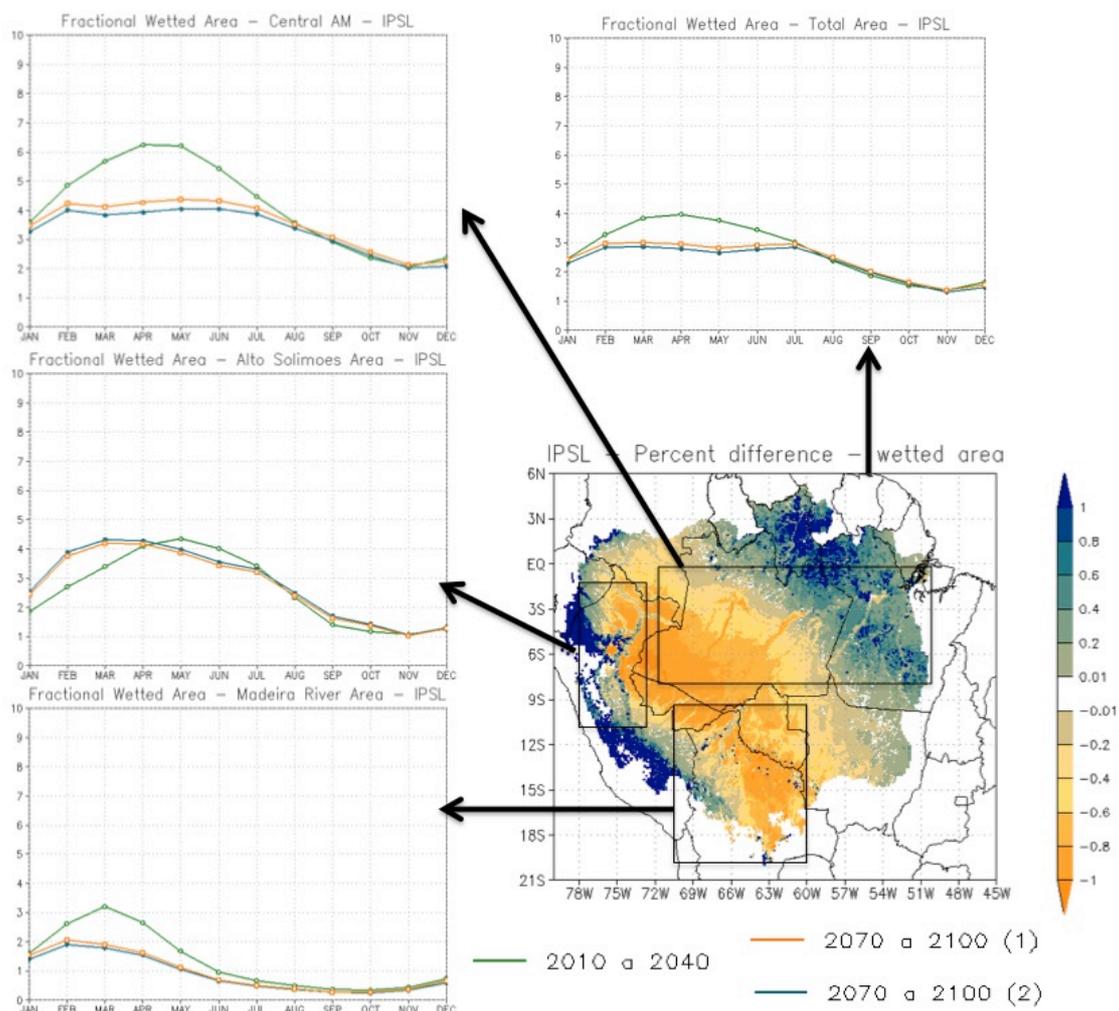
4.25) as mudanças são bem mais intensas. O Alto Solimões passa a ter os valores de máximo no período inicial por 4 meses seguidos, indicando uma persistência na cheia. Na AM Central o comportamento se repete, mas os valores são bem menores que o máximo do período inicial. No Madeira a queda ocorre em todo o período de cheia do rio. Na bacia como um todo estes efeitos são também observados.

Figura 4.24: Climatologia para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação para média espacial da área alagada para a BA e para cada uma das 3 sub-regiões estudadas para a condição de contorno do HADGEM.



Linha verde representa a média para o período de 2010 a 2040 para o HAD2 e as linhas azul e laranja as médias para o período de 2070 a 2100 para o HAD2 e HAD1, respectivamente.

Figura 4.25: Climatologia para os primeiros e os últimos 30 anos de simulação para média espacial da área alagada para a BA e para cada uma das 3 sub-regiões estudadas para a condição de contorno do IPSL.

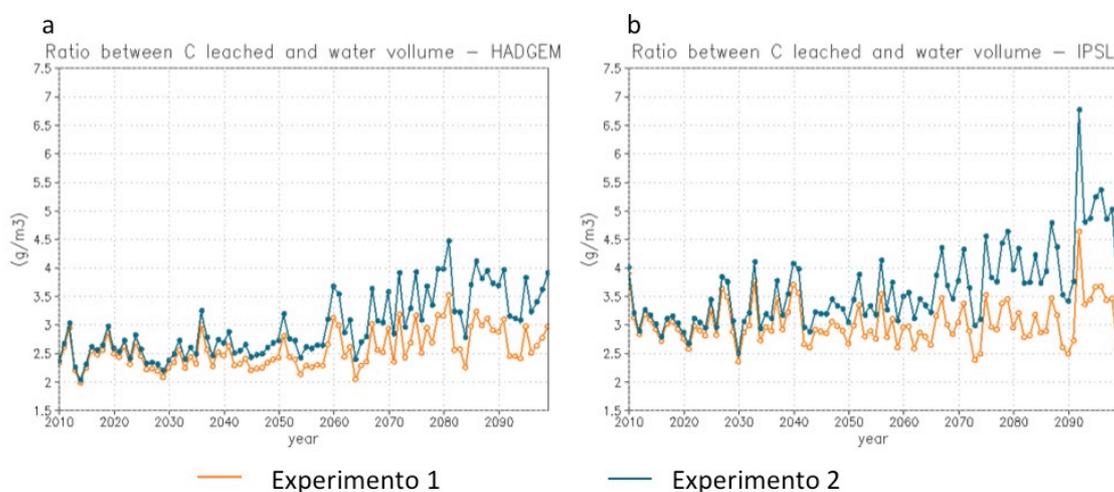


Linha verde representa a média para o período de 2010 a 2040 para o IPSL2 e as linhas azul e laranja as médias para o período de 2070 a 2100 para o IPSL2 e IPSL1, respectivamente.

Quando se avalia a razão entre o total de C lixiviado e o volume de água na bacia, podemos ter uma ideia bastante simplificada da concentração de C em água e sua variação ao longo da simulação para os casos com e sem fertilização e para as duas forçantes. O que se observa (figura 4.26), de uma forma geral, é que para o HADGEM tanto com quanto sem a fertilização ocorre aumento na razão, enquanto o IPSL mantém o mesmo padrão sem fertilização. O IPSL apresenta um pico bastante elevado no final do século. Observando os

termos separadamente (figura não apresentada), podemos associar este pico a uma redução bastante brusca do volume de água na bacia no mesmo período. O C lixiviado apresenta variações bem mais suaves, com redução no caso dos experimentos 1 e aumento no 2. A redução é maior para o IPSL1 e o aumento para o HAD2.

Figura 4.26: Razão entre o total de carbono lixiviado na bacia e o volume de água.



A linha laranja representa o experimento 1 e a linha azul o experimento 2 para a relação entre o C lixiviado e o volume de água na bacia (g/m^3) para as condições de contorno do a) HADGEM e b) IPSL.

4.3.4. Discussão

Neste capítulo foram avaliadas as respostas da floresta às alterações na disponibilidade de água na Bacia Amazônica e como estas alterações retroalimentam a disponibilidade água através do controle na AET e nos termos que a compõem (transpiração, interceptação e evaporação de água do solo). Para isto foi utilizado o modelo acoplado INLAND-THMB. Como condição de contorno foram utilizadas projeções do CMIP5 dos modelos IPSL-CM5A-LR e HadGEM2-ES para o cenário RCP 8.5, o mais pessimista, que considera um

aumento na forçante radiativa de forma que ela chega a 8.5 W / m^2 no final do século. A ideia foi ver os extremos do processo de mudança.

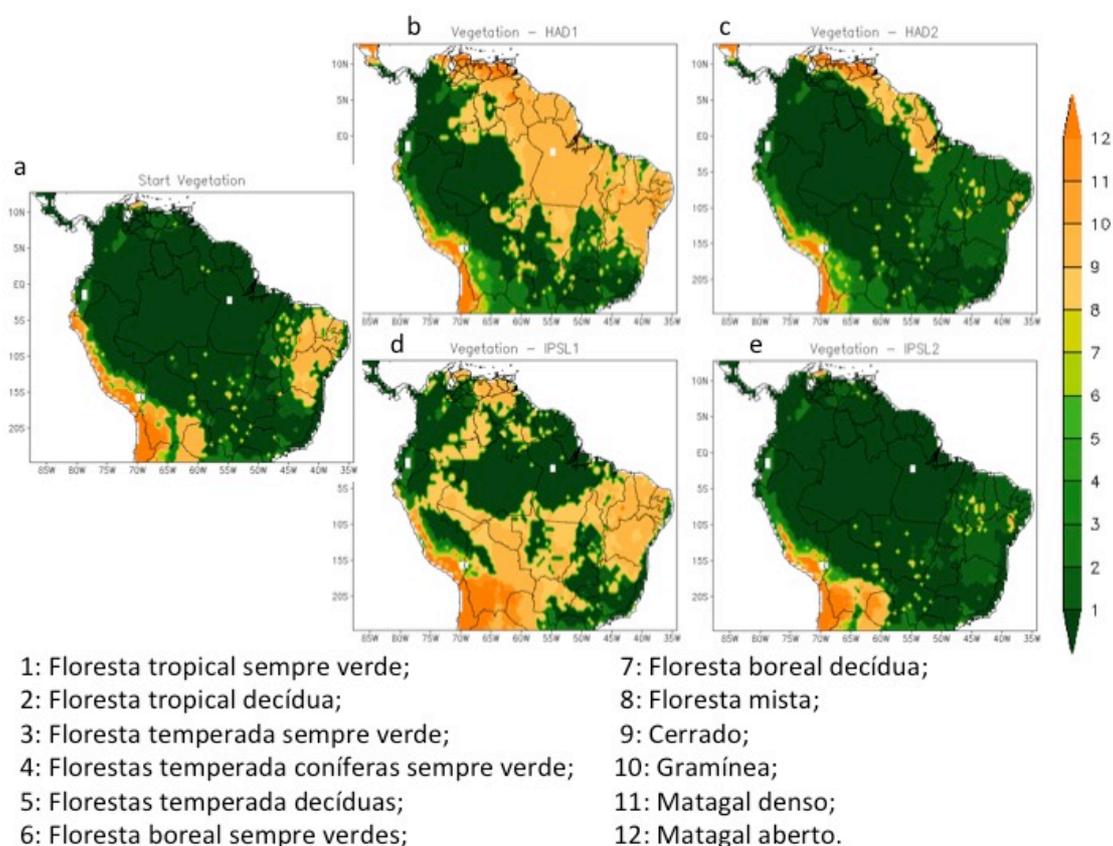
Foram apresentados os resultados de 2 simulações diferentes com cada contorno: uma com as mudanças climáticas, mas considerando a concentração de CO_2 constante, o que permite avaliar os efeitos no caso de somente mudanças climáticas, e outra com a concentração de CO_2 aumentando ao longo do século e distúrbios naturais, que representam uma perda de 0.5% de biomassa de C por ano. Como os distúrbios são pequenos e constantes, esta simulação permite avaliar os efeitos da fertilização por CO_2 . Os resultados foram avaliados em termos de balanço de água, incluindo a resposta da AET e RUN às variações na precipitação e em termos do balanço de C, que é bastante influenciado e também exerce influência no balanço de água.

No caso dos experimentos 1, o que chama a atenção é a troca da estrutura da floresta em grande parte da área, com redução no dossel superior e aumento no inferior. De fato, quando olhamos para os mapas de vegetação (figura 4.27), podemos observar no final do século a predominância de uma vegetação de arbustos e gramíneas (9 a 12 na legenda) exceto no Oeste para o HAD1 e numa região que se estende desde a AM central até o NE da bacia para o IPSL1. Esta vegetação mais baixa possui pouca biomassa de troncos, o compartimento com maior capacidade de estocar C. De fato, quando comparamos os estoques em cada dossel (tabela 4.4) podemos observar que mesmo com um grande aumento do dossel inferior nos casos HAD1 e IPSL1 (figura 4.17), o estoque associado a ele representa menos de 2% do total de C da vegetação no HAD1 (0.16 de 9.62 total) e no IPSL1 (0.09 de 8.74). Assim, estes resultados sugerem que em caso de mudança climática como a simulada aqui, a floresta pode não apenas deixar de exercer o importante papel de sumidouro, como já discutido (PHILLIPS, 2009; LEWIS, 2011, GATTI et al., 2014), mas também passar a exercer o papel de fonte de CO_2 para atmosfera.

Tabela 4.4: Totais de C por compartimento (kg C/m²) para 2009 e em 2098.

	HADGEM		HADGEM-CO2-FIRE		IPSL		IPSL-CO2-FIRE	
	2009	2098	2009	2098	2009	2098	2009	2098
Upper	11,73	9,46	11,58	15,18	11,39	8,65	11,23	14,19
Lower	0,03	0,16	0,03	0,03	0,02	0,09	0,02	0,01
TOTAL	11,76	9,62	11,61	15,20	11,41	8,74	11,24	14,20

Figura 4.27: Condição inicial e final da vegetação para cada um dos quatro experimentos.



Condição da vegetação no a) início dos experimentos (2001) e no final (2098) para b) HAD1, c) HAD2, d) IPSL1 e e) IPSL2

Quando se inclui a fertilização por CO₂ e os distúrbios fixos (0.5% de perda por ano), o comportamento se inverte, com aumento no dossel superior (figura 4.17) e redução somente nas regiões com maior anomalia negativa de chuva: no HAD2 na porção NE da bacia e no IPSL2 no Sul, mas especificamente, na

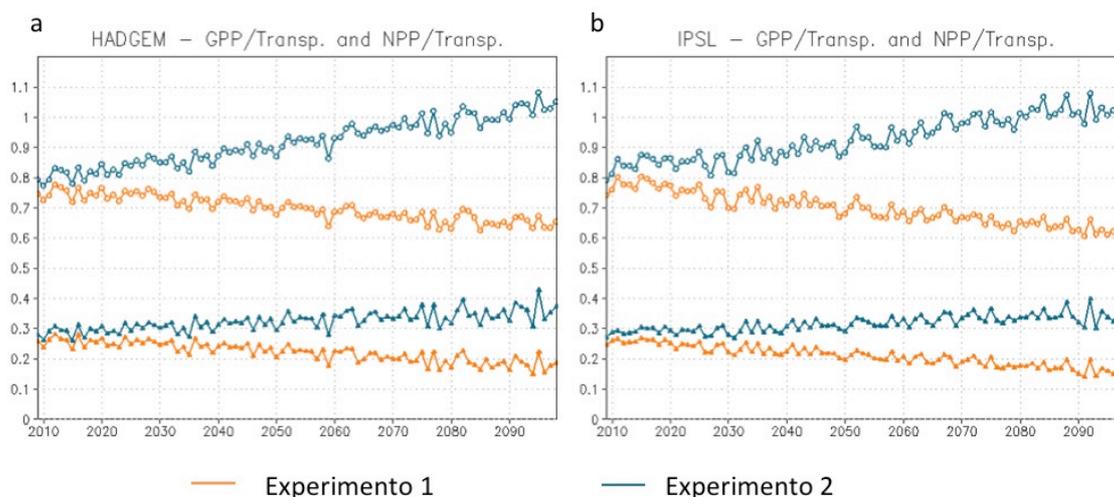
AM Boliviana (figura 4.18). Olhando para a vegetação, observa-se que no IPSL2 (figura 4.27-e) ela se mantém em toda a bacia e no HAD2 (figura 4.27-c) uma vegetação mais baixa se destaca apenas na porção NE. Assim, o efeito da fertilização é bastante importante e a magnitude de seus efeitos na vegetação tem o potencial de reverter as mudanças climáticas consequentes do próprio aumento do CO₂. Mas tudo isto em uma situação hipotética onde não haja qualquer restrição e, especialmente, sem LUC, o que se sabe não é a realidade e dificilmente será. De fato, considerando este termo em suas análises, Zhang et al. (2015) observaram que, mesmo no cenário de uso do solo mais otimista, as reduções na floresta já seriam maiores que qualquer aumento por fertilização mesmo em cenários climáticos mais favoráveis.

Outro aspecto interessante dos resultados é que, com a fertilização, a floresta parece ter realmente melhorado a eficiência no uso da água, ou seja, ela consegue ter uma maior produtividade usando menos água (figura 4.28). Tanto quando consideramos o produto da fotossíntese diretamente (GPP) quanto quando consideramos também as perdas por respiração das plantas (NPP), a relação de C assimilado por unidade de água transpirada diminui quando consideramos somente as mudanças climáticas e aumenta consideravelmente quando se inclui a fertilização.

Um outro ponto onde o papel da fertilização se destaca é na relação entre o déficit hídrico e a produtividade da floresta. Quando avaliamos a correlação entre os dois termos (figura 4.29) podemos ver que nos experimentos 1 (4.29-a e 4.29-c) existe uma correlação positiva, especialmente no HAD1, que se estende desde a porção central da bacia até o NW e SW. NO IPSL1 esta região se limita ao NW e centro da bacia. Como o déficit é tanto maior quanto menor o seu valor, uma correlação positiva indica que quanto maior o déficit, menor a produtividade na região. Quando se introduz o efeito de fertilização (Figura 4.29-b e 4.29-d), esta correlação passa a ser negativa em quase toda a bacia. Isto provavelmente não indica que a produtividade é tanto maior quanto

maior o déficit, mas sim que o déficit não tem mais influência nos resultados, ou seja, a produtividade pode ser grande mesmo em situação com déficit.

Figura 4.28: Razão entre GPP e transpiração e entre NPP e transpiração para o HAD1, HAD2, IPSL1 e IPSL2.

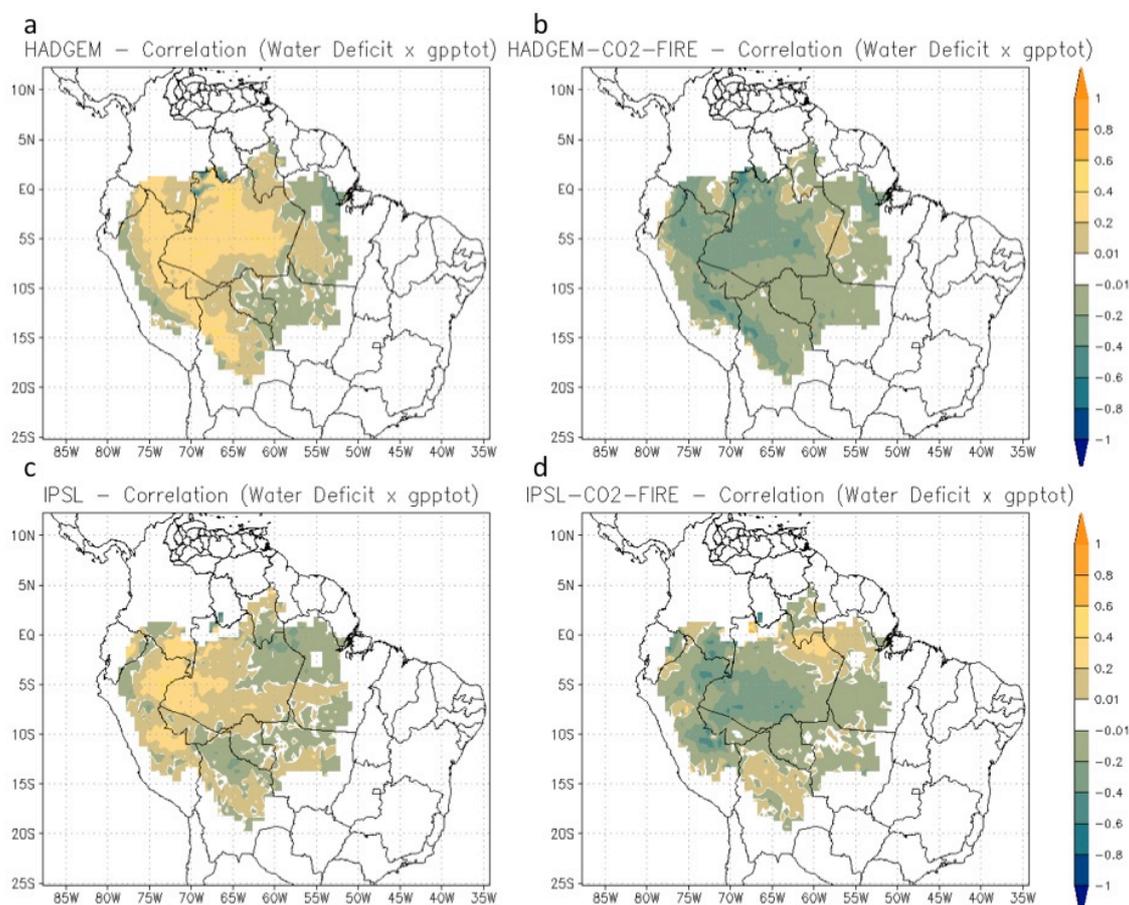


Razão entre GPP (círculos abertos) e b) NPP (losango fechado) e a transpiração para a condição de contorno do a) HADGEM e b) IPSL. Linhas laranja para os experimentos 1 e azul para o 2.

Em relação ao balanço de água propriamente dito, apesar de redução de vegetação no experimento 1 e aumento no experimento 2, o balanço de água não apresenta diferenças consideráveis entre os experimentos. O esperado quando se troca a vegetação mais alta por uma mais baixa (figura 4.25) é que ocorra o aumento do albedo e da radiação de onda emitida pela superfície, reduzindo a energia disponível na superfície e também a AET, uma vez que a demanda por água nestas plantas é menor, o que deveria aumentar o RUN (COE et al., 2016). Os resultados obtidos das simulações nos experimentos 1, por outro lado, mostraram um comportamento de aumento de AET mesmo com mudança para uma vegetação mais baixa. O que parece é que os processos envolvidos na AET (evaporação do solo, interceptação e transpiração) entram em um balanço de forma a manter o valor final: quando se tem perda de

biomassa, no caso dos experimentos 1, ela tem um aumento no termo de evaporação do solo, enquanto no experimento 2 o aumento ocorre na transpiração. Desta forma, ao longo do período, a parcela da precipitação perdida por AET chega, inclusive, a aumentar. Como o RUN é, de uma forma generalizada, resultado deste balanço ele acaba sendo reduzido tanto no experimento 1 quanto no 2 quando se avalia a bacia como um todo.

Figura 4.29: Correlação entre a GPP e o déficit hídrico acumulado de cada ano para os 4 experimentos.



a) HAD1, b) HAD2, c) IPSL1 e d) IPSL2

A vazão representa a integração do RUN na área que drena até um determinado ponto. Desta forma, também não houve variação em relação à

fertilização por CO₂ e com as mudanças climáticas o que se observou foi uma redução quase geral no HADGEM e com o IPSL houve aumento somente no Rio Negro e nas bacias do Xingu e Tapajós. Em relação às inundações, com o HADGEM ocorre redução em quase toda a bacia, com aumento apenas na porção SW (figura 4.23). Já o IPSL tem aumento no W e NW (figura 4.24). Esta diferença de comportamento entre os resultados era esperada, uma vez que os dois modelos diferem bastante em relação à distribuição de anomalia de chuva nas projeções. Mudanças na dinâmica de inundações resultam em mudanças nos processos de trocas biogeoquímicas, evapotranspiração, distribuição de espécies e até mesmo na produção de alimentos (JUNK et al, 2013).

De uma forma geral, os resultados aqui obtidos em termos de vazão diferem de outros publicados anteriormente e que encontraram um aumento na vazão na porção oeste da bacia, como o de Sorribas et al. (2016) e Langerwisch et al. (2013). Para entender as razões é necessário olhar para os dados de contorno. Sorribas et al. (2016), que também usou o HADGEM entre outros modelos, comenta que ele se destaca por projetar uma redução no RUN em quase toda a bacia, enquanto os outros concordam que estas condições ocorreriam no leste da bacia. Isto pode explicar os resultados no caso do HADGEM. No caso do IPSL, além da precipitação já ser baixa no oeste (figura 4.1), ela ainda apresenta anomalia negativa na projeção para o final do século na região (figura 4.2)

5 CONCLUSÕES GERAIS

O principal objetivo desta tese foi simular a dinâmica dos ciclos da água e carbono na superfície continental, a fim de melhor entender algumas das retroalimentações entre eles e as suas respostas às mudanças climáticas. Para isto, inicialmente foi apresentado o acoplamento de um modelo de roteamento hídrico e dinâmica de alagamentos, o THMB, a um modelo de vegetação dinâmica, o INLAND. Parte dos DGVMs, que é o caso do INLAND, representa apenas os fluxos verticais de água e energia. Com este acoplamento foi possível simular os fluxos laterais, ou seja, o transporte do escoamento superficial e subsuperficial até a rede de drenagem da bacia e também o processo de inundação quando a água excede a capacidade do canal.

Os resultados do acoplamento são apresentados no capítulo 3. De uma forma geral, o modelo capta bem o comportamento da vazão e das áreas alagadas, mas fica claro a grande sensibilidade aos dados de entrada, tanto de precipitação como das outras variáveis necessárias ao cálculo da AET. É interessante notar que as bacias que indicam subestimativa de AET são as que ficam na porção SE da BA, com totais anuais de chuva menores e com estação seca e chuvosa bem definida, além de serem regiões que apresentam já bastante alteração no uso da terra (LUC). Estas mudanças no uso da terra podem estar influenciando nos resultados, uma vez que o modelo considera estas regiões majoritariamente como florestas tropicais, definindo um tipo diferente de profundidade de raízes e outros parâmetros de forma irrealista, neste caso.

Assim, apesar das limitações, o modelo se mostrou bastante adequado para avaliação das respostas do balanço de água na BA às mudanças climáticas e de uso da terra. A sazonalidade é bastante coerente com as observações e parte dos erros na magnitude está associada a problemas na base de dados de precipitação, ou seja, correções nas bases de dados de precipitação podem

aprimorar os resultados das vazões simuladas na maioria das bacias em questão. Uma outra parte pode estar associada à incertezas na AET simulada pelo modelo uma vez que, como ficou demonstrado, ela apresenta bastante sensibilidade aos dados de entrada e, como sua medida em campo não é simples, fica difícil saber qual das duas condições de contorno está mais coerente. Em relação ao ciclo de alagamentos, a sua boa representação no modelo permite estudos desta dinâmica associados a eventos extremos, tanto de seca como de inundação, tão importante para a Amazônia.

No capítulo 4 foram feitas simulações usando projeções do CMIP 5, no cenário mais pessimista, o RCP 8.5. Foram usados o HADGEM e o IPSL. O primeiro é conhecido por ter projeções de seca mais intensa que a média dos modelos (SORRIBAS et al., 2016), mas também por reproduzir bem a frequência de El Niños (da ROCHA et al., 2014) e o segundo por ter projeções bastante pessimistas para a porção onde se encontra a AM Boliviana e uma região bastante importante em termos de dinâmica de alagamentos. Além disto, os dois modelos diferiam entre si em termos de regiões com queda/aumento de precipitação no decorrer do século, permitindo uma avaliação do espectro de mudança, o que era o objetivo aqui.

Na vegetação e estoques de C, o que se observa é que tanto a produtividade da floresta como os estoques de C são bastante sensíveis às mudanças climáticas, tanto em termos de estoque quanto de fluxos aparentemente como uma resposta à redução na chuva mais do que na temperatura. Porém, quando se inclui a fertilização por CO₂, mesmo com os distúrbios (bastante pequenos, no caso), os processos são revertidos e a floresta aumenta sua área e intensifica ainda mais seu papel de sumidouro de C atmosférico. Apesar disto, ao final a evapotranspiração (AET) parece não sentir estes efeitos e o balanço de água permanece quase inalterado com e sem a fertilização. Na verdade, a AET aumenta no decorrer do período e, com isto, o saldo de água disponível para o escoamento superficial e subsuperficial (RUN) RUN diminui. Como a vazão é aproximadamente o somatório do RUN na área de drenagem de um

determinado ponto, ela também diminui e, finalmente, a área inundada também, uma vez que ela é formada pela água que extravasa o volume dos rios.

Apesar do resultado parecer positivo, é importante levantar alguns pontos limitantes. Em primeiro lugar, tanto a precipitação quanto a temperatura e radiação são dados de entrada, ou seja, não recebem retroalimentação de nenhum processo aqui representado, apesar destes valores terem sido gerados a partir de modelos do sistema terrestre. É importante ressaltar, também, que o modelo não tem limitação por nutrientes e, como se sabe, a AM possui pouca quantidade de fósforo, o que poderia limitar o crescimento da vegetação mesmo com a fertilização. Finalmente, tudo isto se dá em uma situação hipotética, sem LUC. Esta não é a realidade e ao que parece o futuro pode ser ainda menos promissor. Recentemente tivemos a flexibilização do código florestal e os números associados ao desmatamento vem aumentando. Em 2016, por exemplo, o desmatamento teve um aumento de 20% em relação à 2015, segundo o PRODES⁸. Além disto, alguns projetos em tramitação no governo propõem uma redução de cerca de 35% nas Unidades de Conservação atualmente vigentes⁹.

Assim, apesar das simulações poderem nos dar sinais de espectros de mudanças associadas a alguns fatores, o futuro é bastante incerto e depende de fatores naturais e de políticas que impeçam que certos limites sejam ultrapassados. Limites estes que mantêm a saúde da floresta, garantindo todos os benefícios oriundos dela. Desta forma, a demanda de estudos, tanto observacionais quanto de modelagem, é ainda bem grande e muito tem-se a aprender sobre como as ações na Amazônia podem gerar impactos no nosso

⁸ http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=4344

⁹ <http://sustentabilidade.estadao.com.br/noticias/geral,governo-avalia-reducao-de-florestas-na-amazonia-sem-ouvir-ministerio,70001656872>

futuro e no futuro dos recursos limitados e fundamentais para a manutenção da vida no planeta, como água e alimentação.

Para trabalhos futuros é importante:

- Incluir no modelo a retroalimentação do THMB ao INLAND, que já calcula a evapotranspiração corrigida (evaporação potencial na fração de célula de grade coberta por água e a AET no restante). Esta metodologia já está implementada, mas agora é necessário ajustar o balanço de água no INLAND à este novo valor antes de ser aplicá-lo.
- Acoplar o INLAND-THMB a um modelo climático, de forma que as retroalimentações entre a atmosfera e a superfície continental possam ser estudadas de forma mais detalhada;
- Incluir LUC nas simulações, uma vez que mesmo sem a limitação por nutrientes, elas poderiam já reverter os efeitos da fertilização por CO₂;
- Incluir a representação das limitações por N e P, a fim de poder estimar o impacto da fertilização de forma mais realística.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADUAN, R.E.; VILELA, M.F.; REIS JÚNIOR, F.B. *Os grandes ciclos biogeoquímicos do planeta biogeoquímicos do planeta*. Planaltina, DF: Embrapa Ce., 2004.
- BEIGHLEY, R.E. et al. Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrological Processes*, v. 23p.1221–1235, Feb. 2009.
- BRANDO, P.M. et al. Drought effects on litterfall , wood production and belowground carbon cycling in an Amazon forest : results of a throughfall reduction experiment. *Philosophical transactions of the Royal Society B*, v. 27, n. 363, p.1839–1848, 2008.
- BRUTSAERT, W.; PARLANGE, M.B. Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. *Nature*, v. 396, p.30, Nov. 1998.
- BUSTAMANTE, M.M.C. et al. Nitrogen management challenges in major watersheds of South America. *Environmental Research Letters*, v. 10, n. 6, p.65007, 2015. Available at: <http://stacks.iop.org/1748-9326/10/i=6/a=065007?key=crossref.879056f1355a6f61ce40d257c1205aed>.
- CASTANHO, A.D.A. et al. Improving simulated Amazon forest biomass and productivity by including spatial variation in biophysical parameters. *Biogeosciences*, v. 10, n. 4, p.2255–2272, 2013.
- Castanho, A.D. et al., 2016. Changing Amazon biomass and the role of atmospheric CO₂ concentration, climate, and land use. *Global Biogeochemical Cycles*, 30(1), pp.18–39.
- COE, M.T. et al. Deforestation and climate feedbacks threaten the ecological integrity of south-southeastern Amazonia. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, v. 368, n. 1619, p.20120155, 2013. Available at: <http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/368/1619/20120155.short>.
- COE, M.T. et al. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Researches*, v. 107, p.1–17, Aug. 2002.
- COE, M.T. Modeling terrestrial hydrological systems at the continental scale : testing the accuracy of an atmospheric GCM. *Journal of Climate*, v. 13, p.686–704, 2000.
- COE, M.T.; COSTA, M.H.; HOWARD, E.A. Simulating the surface waters of the Amazon River basin : impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hidrological Processes*. v. 22, n. 14, p. 2542–2553, July 2008.
- COE, T. A linked global model of terrestrial hydrologic processes : Simulation of modern rivers , lakes , and wetlands and DTM5 from Geophysical Exploration (solid region), and (shaded region). Technology. *Journal of Geophysical*

Research, v.103, p.8885–8899, 1998.

COE, M.T. et al. Deforestation and climate feedbacks threaten the ecological integrity of south-southeastern Amazonia. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, v. 368, n. 1619, p.20120155, 2013. Available at: <http://rstb.royalsocietypublishing.org/content/368/1619/20120155.short>.

COLLINS, W.J. et al. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, v. 4, n. 4, p.1051–1075, 2011. Available at: <http://www.geosci-model-dev.net/4/1051/2011/>.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, v.104, n. D12, p.14189, 1999.

COSTA, M.H.; FOLEY, J. A. Water balance of the Amazon Basin: Dependence on vegetation cover and canopy conductance. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, n. D20, p.23973, 1997. Available at: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/97JD01865/full>.

CUARTAS, L.A. et al. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. *Journal of Hydrology*, v. 462–463, p.15–27, 2012. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.047>.

DAVIDSON, E.A.; VERCHOT, L. V. HENRIQUE, J. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. *Biogeochemistry*, v. 48, p.53–69, 2000.

DAVIDSON, E. A. et al. The Amazon basin in transition. *Nature*, v. 481, n. 7381, p.321–328, 2012.

DENMAN, K.L. et al. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: SOLOMON, S. et al. (eds). *Climate Change 2007: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.

DIAS, L.C.P. et al. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin , Central Brazil. *Journl of Hydrology: Regional Studies*, v. 4, p.108–122, 2015.

DIELEMAN, W.I.J. et al. Simple additive effects are rare : a quantitative review of plant biomass and soil process responses to combined manipulations of CO₂ and temperature. *Global Change Biology* , v. 18, n. 9, p.2681–2693, 2012.

DUCE, R.A. et al. Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean. *Science (New York, N.Y.)*, v. 320, n. 5878, p.893–7, 2008. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18487184> [Accessed October 28, 2012].

DUFRESNE, J.L. et al. Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, v. 40, n. 9, p 2123–2165, May 2013.

ELTAHIR, E.A.B.; BRAS, R.L.. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120, pp.861-880, 1994.

ESPINOZA VILLAR, J.C. et al. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, v. 375, n. 3–4, p.297–311, 2009.

ESPINOZA VILLAR, J.C. et al. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, v. 29, p.1574–1594, 2009.

EVANS, C.D.; MONTEITH, D. T.; COOPER, D.M. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts. *Environmental Pollution*, v,137, n. 1, p.55–71, 2005. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15944040> [Accessed November 3, 2013].

FALKOWSKI, P. The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. *Science*, v. 290, n. 5490, p.291–296, 2000. Available at: <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.290.5490.291> [Accessed February 28, 2013].

FISHER, B., Nakicenovic N., Alfsen K., Corfee Morlot J., De la Chesnaye F., Hourcade J.-C, Jiang K., Kainuma M., La Rovere E., Matysek A., Rana A., Riahi K., Richels R., Rose S., van Vuuren D.P., Warren R., (2007) Chapter 3: Issues related to mitigation in the long-term context. In: *Climate change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge

FISHER, J.B. et al. Modeling the terrestrial biosphere. *Annual Review of Environment and Resources*, v. 39, n. 1, p.91–123, 2014. Available at: <http://www.annualreviews.org/doi/10.1146/annurev-environ-012913-093456>.

FOLEY, J.A. et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 10, p.603–628, 1996. Available at: <http://www.agu.org/pubs/crossref/1996/96GB02692.shtml>.

GÄRDENÄS, A.I. et al. Knowledge gaps in soil carbon and nitrogen interactions – from molecular to global scale. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 43, n. 4, p.702–717, 2011. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0038071710001380> [Accessed October 30, 2012].

GATTI, L. V et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature*, v. 506, n. 7486, p.76–80, 2014. Available at: <http://dx.doi.org/10.1038/nature12957> [Accessed February 28, 2013].

GUIMBERTEAU, M. et al. Impacts of future deforestation and climate change on the hydrology of the Amazon basin: a multi-model analysis with a new set of

- land-cover change scenarios. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 21, p. 1455-1475, 2017. Available at: <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/hess-2016-430/>.
- HADDELAND, I. et al. Multimodel estimate of the global terrestrial water balance: setup and first results. *Journal of Hydrometeorology*, v. 12, p.869–884, 2011. Available at: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011JHM1324.1>.
- HAMILTON, S.K. et al. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos(Bolivia) and the Llanos del Orinoco(Venezuela and Colombia). *Hydrological Processes*, v. 18(11), p.2103–2116, 2004. Available at: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5559>.
- HARRIS, I. et al. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, v. 34, n. 3, p.623–642, 2014.
- HESS, L.L. et al. Wetlands of the lowland Amazon Basin: extent, vegetative cover, and dual-season inundated area as mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands*, v. 35, n. 4, p.745–756, 2015.
- HUNGATE, B. A. et al. Atmospheric science. Nitrogen and climate change. *Science (New York, N.Y.)*, v. 302, n. 5650, p.1512–3, 2003. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/14645831> [Accessed November 6, 2012].
- HUNTINGTON, T.G. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*, v. 319, n. 1–4, p.83–95, 2006. Available at: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405003215> [Accessed February 28, 2013].
- JUNK, W.J. et al. Current state of knowledge regarding the world's wetlands and their future under global climate change: a synthesis. *Aquatic Sciences*, v. 75, n. 1, p.151–167, 2013.
- KIRSCHBAUM, M.U.F. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic storage. *Soil Biology and Biochemistry*, v. 27, n. 6, p.753–760, 1995.
- KUCHARIK, J. et al. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model : water balance , carbon balance , and vegetation structure I and Navin. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 14, n. 3, p.795–825, 2000.
- LANGERWISCH, F. et al. Potential effects of climate change on inundation patterns in the Amazon Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 6, p.2247–2262, 2013.
- LEWIS, S.L. et al. The 2010 Amazon drought. *Science (New York, N.Y.)*, v. 331, n.617, p.554, 2011.
- MALHI, Y. et al. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. *Science (New York, N.Y.)*, v. 319, n. 5860, p.169–72, 2008. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18048654>.

- MARENGO, J.A. Água e mudanças climaticass. *Estudos Avançados*, v. 22, n. 63, p.83–96, 2008.
- MARENGO, J.A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP – NCAR reanalyses : characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, v. 17, n. 12, p.2261–2280, Jun. 2004. (INPE-11147-PRE/6603).
- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Região Amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M.G. A. J.; SILVA DIAS, M. A. F. (orgs.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Saraiva,
- MARTINELLI, L. et al. Nitrogen mass balance in the Brazilian Amazon: an update. *Brazilian Journal of Biology*, v. 72, n. 3, p.683–690, 2012.
- MELACK, J.M.; COE, M.T. Climate change and the floodplain lakes of the Amazon basin. In: GOLDMAN, C.R.; KUMAGAI, M.; ROBERTS, R. (eds.). *Global impact of climate change on inland water systems*. John Wiley and Sons Inc, 2013. p.295–310.
- MELILLO, J.M. et al. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science (New York, N.Y.)*, v. 298, n. 5601, p.2173–6, 2002. Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/12481133> [Accessed November 9, 2012].
- MIRALLES, D.G. et al. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 15, n. 2, p.453–469, 2011.
- MORIASI, D.N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, p. 50, n. 3, p.885–900, 2007. Available at: <http://swat.tamu.edu/media/1312/moriasimodeleval.pdf>.
- MU, Q. et al. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, v. 111, n. 4, p.519–536, 2007.
- MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, n. 8, p.1781–1800, 2011.
- MUELLER, B. et al. Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 17, n. 10, p.3707–3720, 2013.
- NIJSSEN, B. et al. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *Climate Dynamics*, v. 50, p.143–175, 2001.
- NOBRE, C.A.; BORMA, L.D.S. “Tipping points” for the Amazon forest. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, v. 1, n. 1, p.28–36, 2009.
- NORRIS, M.D. et al. Positive feedbacks between decomposition and soil

nitrogen availability along fertility gradients. *Plant Soil*, v. 367, p.347–361, 2013.

OVANDO, A. et al. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 5, p.293–308, 2016. Available at: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.004>.

OYAMA, M.D.; NOBRE, C.A. A simple potential vegetation model for coupling with simple biosphere model (SIB). *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, p.203–216, 2004.

PHILLIPS, O.L. et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. *Science*, v. 323, n. 5919, p.1344–1347, 2009. Available at: <http://www.sciencemag.org/cgi/doi/10.1126/science.1164033>.

PILLON, C.N.; MIELNICZUK, J.; MARTIN NETO, L. *Dinâmica da matéria orgânica no ambiente*. Pelotas: Embrapa Clima Temperado, 2002.

POTTER, C. et al. Understanding controls on historical river discharge in the world's largest drainage basins. *Earth Interactions*, v. 8, n. 2, p.1–21, 2004.

PRIESTLEY, C.H.B.; TAYLOR, R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, v. 100, n. 2, p.81–92, 1972. Available at: [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1972\)100%3C0081:OTAOSH%3E2.3.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1972)100%3C0081:OTAOSH%3E2.3.CO;2).

QUÉRÉ, C. et al. Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data*, v. 8, p. 605-649, 2016.

REICHLE, D.; HOUGHTON, J. *Carbon sequestration research and development*. Springfield, 1999. Available at: www.ornl.gov/carbon_sequestration/ [Accessed May 12, 2013].

DA ROCHA, R.P. et al. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. *Climatic Change*, v. 125, n. 1, p.95–109, 2014.

RODRIGUES, H.J.B. et al. Variabilidade sazonal da condutância estomática em um ecossistema de manguezal amazônico e suas relações com variáveis meteorológicas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, n. 2, p.189–196, 2011.

SATYAMURTY, P. et al. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin. *Geophysical Research Letters*, v. 40, n. 7, p.1396–1401, 2013.

SCHLESINGER, W.H. *Biogeochemistry: an analysis of global change*. A. Press, 1997. Available at: http://books.google.com.br/books/about/Biogeochemistry.html?id=owkUAQAAIAAJ&redir_esc=y.

SEILER, C. et al. The sensitivity of wet and dry tropical forests to climate change in Bolivia special section.: *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, v. 120, p.399–413, July 2016.

SHEFFIELD, J.; GOTETI, G.; WOOD, E.F. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, v. 19, n. 13, p.3088–3111, 2006.

SORRIBAS, M.V. et al. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climatic Change*, v. 136, n. 3–4, p.555–570, 2016.

STEFEN, W. et al. *Global change and the earth system*. Berlin: Springer-Verlag, 2004.

TORRES, R.R. Análise de incertezas em projeções de mudanças climáticas na América do Sul. 2014. 271 p. IBI: <8JMKD3MGP7W/3FHR358>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.13.12.37-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FHR358>>.

VOROSMARTY, C.J. et al. Continental scales models of water balance and fluvial transport: an application to South america. *Global Biogeo*, v. 3, n. 89, p.241–265, 1989.

van VUUREN, D.P. et al. The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, v. 109, n. 1, p.5–31, 2011.

ZHANG, K. et al. The fate of Amazonian ecosystems over the coming century arising from changes in climate, atmospheric CO₂ and land use. *Global Change Biology*, v. 21, n. 7, p.2569–2587, 2015.

APÊNDICE A – CALIBRAÇÃO DO MODELO

Figura B-1: Comparação entre NSE, PBIAS, NRMSE e COR para as duas calibrações com a base de dados dos SHEF e do CRU na calibração final (2), para cada sub-bacia.

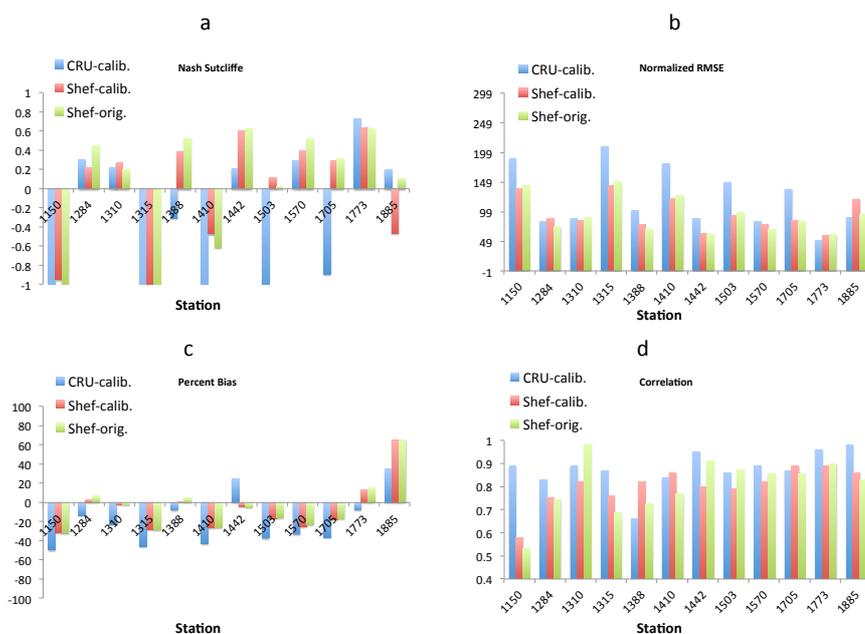


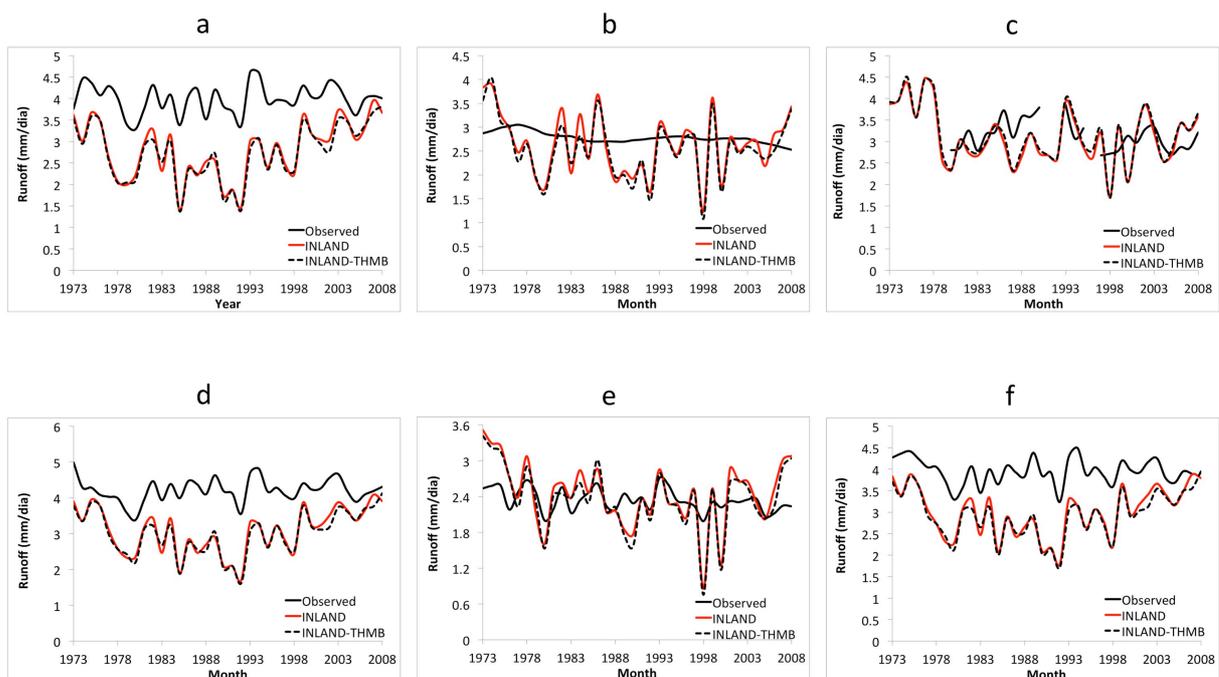
Tabela B-1: Comparação entre NSE, PBIAS, NRMSE e COR para as duas calibrações com a base de dados dos SHEF e do CRU na calibração final (2), para cada sub-bacia.

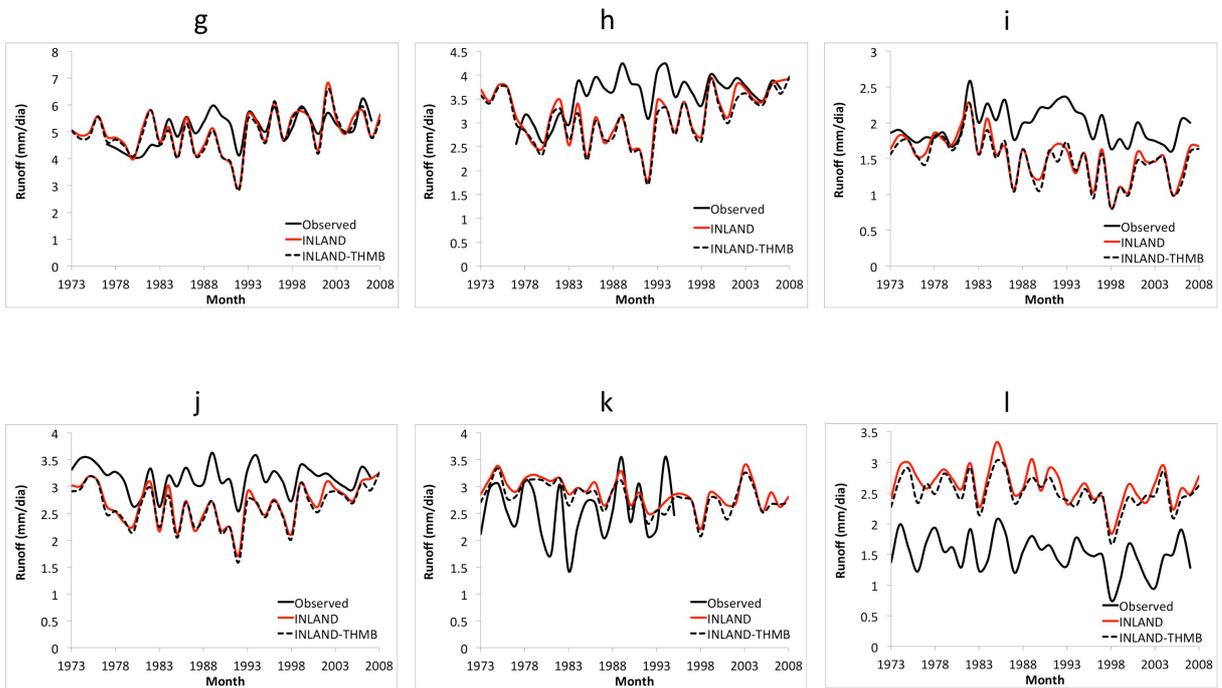
Station ID	NSE SHEF-1	NSE SHEF-2	NSE CRU-2	PBias SHEF-1	PBias SHEF-2	PBias CRU-2	Correl SHEF-1	Correl SHEF-2	Correl CRU-2
11500000	-1.06	-0.94	-2.56	-31.5	-31.3	-49.3	0.53	0.58	0.89
12840000	0.45	0.22	0.30	6.6	2.9	-13.3	0.74	0.75	0.83
13100000	0.20	0.27	0.22	-2.5	-2	-23	0.98	0.82	0.89
13150000	-1.24	-1.07	-3.37	-28.1	-27.8	-45.6	0.69	0.76	0.87
13880000	0.52	0.39	-0.31	5	0.1	-7.9	0.73	0.82	0.66
14100000	-0.62	-0.47	-2.20	-25.8	-26.1	-43.1	0.77	0.86	0.84
14420000	0.63	0.60	0.21	-5.2	-3.9	24.9	0.91	0.8	0.95
15030000	0.02	0.12	-1.21	-15.6	-16.5	-37	0.87	0.79	0.86
15700000	0.52	0.39	0.29	-23.3	-25.3	-32.9	0.86	0.82	0.89
17050001	0.31	0.29	-0.89	-16.6	-17.7	-36.2	0.86	0.89	0.87
17730000	0.63	0.64	0.73	15	13.5	-7.8	0.90	0.89	0.96
18850000	0.11	-0.46	0.20	64.9	64.8	34.7	0.83	0.86	0.98

APÊNDICE B - CONSERVAÇÃO DE MASSA DO MODELO

Inicialmente, foi testada a conservação de massa do modelo, ou seja, se toda a água disponibilizada pelo INLAND para roteamento estava sendo passada ao THMB e se ele estava transportando para os corpos d'água. Para isto, foi feita a comparação entre a descarga simulada pelo THMB e o somatório da drenagem superficial e sub-superficial na bacia que drena até aquele ponto, e também a comparação de ambos com as observações da ANA (figura A-1). Como o ciclo anual do runoff instantâneo na bacia e a descarga em um ponto na saída da bacia, após o roteamento, apresentam diferenças na sazonalidade, esta comparação foi feita com os totais anuais. Quando se comparam as simulações observa-se que existe conservação de massa. Já em relação às observações, existe uma subestimativa sistemática na vazão para as estações no canal principal, o Solimões (estações a, d, f, h, j), e também para o Madeira (i), enquanto no Xingu o modelo superestima a vazão (l).

Figure A-1: Variação interanual da descarga em cada sub-bacia.





Observado em preto, somatório do RUN no INLAND em vermelho e vazão do INLAND-THMB em preto tracejado para as estações a) 11500000; b) 12840000; c) 13100000; d) 13150000; e) 13880000; f) 14100000; g) 14420000; h) 15030000; i) 15700000; j) 17050001; k) 17730000 and l) 18850000.

