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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/09.04.19.55-TDI

A INFLUÊNCIA DA HETEROGENEIDADE DA TOPOGRAFIA NA MODELAGEM DOS BALANÇOS DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO ENTRE A FLORESTA AMAZÔNICA E A ATMOSFERA

Elisângela Broedel

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Celso von Randow, e Luz Adriana Cuartas Pineda, aprovada em 15 de setembro de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PJ5FPH>

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 Ducca 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/2017/09.04.19.55-TDI

A INFLUÊNCIA DA HETEROGENEIDADE DA TOPOGRAFIA NA MODELAGEM DOS BALANÇOS DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO ENTRE A FLORESTA AMAZÔNICA E A ATMOSFERA

Elisângela Broedel

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Celso von Randow, e Luz Adriana Cuartas Pineda, aprovada em 15 de setembro de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PJ5FPH>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Broedel, Elisângela.

B785i A influência da heterogeneidade da topografia na modelagem dos balanços de energia, água e carbono entre a floresta amazônica e a atmosfera / Elisângela Broedel. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxvi + 234 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/09.04.19.55-TDI)

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

Orientadores : Drs. Celso von Randow, e Luz Adriana Cuartas Pineda.

1. Heterogeneidade da paisagem. 2. Floresta de terra firme. 3. Modelagem de superfície terrestre. 4. Modelo INLAND. 5. Balanços à superfície. I.Título.

CDU 502.5:630*1(811.3)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *Elisângela Broedel*

Título: "A INFLUÊNCIA DA HETEROGENEIDADE DA TOPOGRAFIA NA MODELAGEM DOS BALANÇOS DE ENERGIA, ÁGUA E CARBONO ENTRE A FLORESTA AMAZÔNICA E A ATMOSFERA"

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

Ciência do Sistema Terrestre

Dr. Manoel Ferreira Cardoso

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Celso von Randow

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

Dra. Luz Adriana Cuartas Pineda

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

Dr. Alessandro Carioca de Araujo

Convidado(a) / EMBRAPA / Belém - PA

Dr. David Montenegro Lapola

Convidado(a) / UNICAMP / Campinas - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 15 de setembro de 2017

“Toda a nossa ciência, comparada com a realidade, é primitiva e infantil – e, no entanto, é a coisa mais preciosa que temos.”

Albert Einstein

Dedico este trabalho à deslumbrante e maior floresta tropical úmida do mundo, que foi fonte de inspiração durante todos os dias de trabalho ao longo do meu doutorado!

AGRADECIMENTOS

Com cada uma das pessoas que convivi durante esses anos, aprendi alguma coisa e cada uma delas é, em parte, responsável pelo que sou hoje. No entanto, algumas pessoas devem ser lembradas de forma especial, e a elas eu dedico algumas linhas deste documento. Não me preocupei com uma ordem específica de agradecimento para cada pessoa, pois para mim, todos aqui mencionados têm seu valor.

Primeiro de tudo, quero agradecer a Deus que sempre me deu serenidade e humildade para traçar minhas metas. Que sempre torna todas as coisas possíveis! Eu também agradeço ao meu esposo Romildo Henrique de Souza por todos os dias de apoio ao longo desses anos. Esse período nos mostrou a verdade sobre nosso relacionamento, somos uma família! Sou grata por cada gesto carinhoso, cada sorriso, cada palavra de incentivo, cada olhar de ternura e cada dia de amor.

Agradeço de forma muito especial aos meus orientadores Drª. Luz Adriana Cuartas e Dr. Celso von Randow, por confiança na minha potencialidade, oferecendo-me a oportunidade de realizar este trabalho. Eles sempre encontraram um tempo para me indicar o melhor caminho a seguir e também incentivaram a busca pelo avanço no conhecimento na área de modelagem. Por tudo que fizeram, sou muito grata. Agradeço também ao Dr. Bart Kruijt, meu orientador no Programa de Doutorado Sanduíche no Exterior, pela acolhida, pelos ensinamentos inestimáveis durante o tempo que permaneci na Holanda e por sua confiança em meu trabalho.

Gostaria de agradecer também alguns professores que foram grandes incentivadores na superação dos meus limites. Entre eles, o professor Dr. Luiz Antônio Cândido, por sempre acreditar na minha capacidade de desenvolver meu trabalho de doutorado. Obrigada pelas constantes demonstrações de sabedoria e humildade, você sempre será meu melhor exemplo. Agradeço também ao professor Dr. Antônio Donato Nobre pelos valiosos incentivos e pelas discussões acadêmicas e filosóficas, que certamente contribuirão para a minha carreira profissional e pessoal. Agradeço ao professor Dr. Javier Tomasella, por sempre esclarecer minhas dúvidas e pelas correções em inglês, ao longo desses anos. Por fim, agradeço ao professor Dr. Antônio Ocimar Manzi e Dr. Alessandro Carioca de Araújo, que sempre contribuiram para o enriquecimento do meu intelecto, com mensagens otimistas que incentivaram o meu crescimento profissional.

Quero agradecer também aos meus amigos, pois este trabalho certamente seria muito penoso sem o clima de amizade estabelecido. Nesta lista incluo o meu amigo Marcos Sanches, por cada palavra amiga, pelo bom humor, otimismo e por todos os momentos de apoio com as ferramentas de modelagem. Agradeço de forma muito querida as minhas amigas Anahí Sobral e Ana Paula Santos pelas constantes demonstrações de carinho, que foram muito importantes ao longo desses anos.

Devo agradecer ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por oferecer as instalações e os equipamentos indispensáveis para este trabalho, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo, sem a qual seria impossível a dedicação exclusiva aos estudos. Também

agradeço de forma muito sincera às secretárias do curso de pós-graduação em Ciência do Sistema Terrestre, Angela Harada e Mariana Caroline, pela educação primaz, pela cordialidade e por sempre facilitar todas as etapas burocráticas do meu doutorado.

Por fim agradeço também a minha família, que mesmo sem entender a complexidade do meu trabalho, sempre transmitiram a paz que precisava. Nos dias mais difíceis da minha vida, ao longo dessa jornada, foi neles em quem eu pensei. Eu agradeço da forma mais sincera a minha sobrinha Heloisa, que mesmo sendo tão pequena, me ensinou que o amor pode sempre ser maior, que nossa vida sempre pode ser melhor, que o ano nem é tão longo quando se espera por quem realmente é importante em nossas vidas. Eu a amo incondicionalmente e agradeço por ela tornar minha vida mais bonita.

RESUMO

A heterogeneidade da paisagem local nas florestas de Terra Firme na Amazônia é resultante da variação topográfica (planaltos dissecados por vales de várias dimensões) e exerce influência significativa na estrutura e diversidade da vegetação, pedogênese do solo e fluxos hidrológicos. Apesar disso, a heterogeneidade da paisagem tende a ser representada de maneira simplificada e conceitual na maioria dos modelos de superfície continental, em virtude da escala usual de sua aplicação. Suspeita-se, então, que a representação simplificada da heterogeneidade topográfica, em nível de subgrade, dentro de um ambiente de floresta na Amazônia, pode originar erros na simulação dos fluxos de energia, água e carbono, devido à forte não linearidade e heterogeneidade dos processos da superfície continental, em uma escala mais refinada. Portanto, utilizando o modelo INLAND, investigou-se quantitativamente a influência da representação da topografia nas estimativas dos balanços de energia, água e carbono da floresta Amazônica em tais modelos. Em uma primeira etapa, o INLAND foi ajustado para dois distintos ambientes (platô e baixio), ambos localizados em uma área representativa de floresta de Terra Firme na região central da bacia Amazônica, usando dados observados oriundos de torres micrometeorológicas instaladas nos locais. Os resultados mostraram que a inclusão de um modelo de aquífero confinado ao INLAND para representar a área de baixio, em conjunto com parâmetros específicos de solo e da vegetação para ambas as áreas, permitiu ao modelo simular pontualmente as principais diferenças observadas referentes ao particionamento dos balanços de água, energia e carbono, entre esses ambientes. Em seguida, foram contabilizados os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio na estimativa dos fluxos à superfície distribuídos espacialmente ao longo da bacia Amazônica, sendo a porcentagem de cobertura de platô e baixio estimada pelo modelo HAND. Os resultados indicam que as simulações que consideraram a heterogeneidade da topografia apresentaram uma redução do viés positivo dos fluxos de ET e de GPP, quando comparados aos valores obtidos por meio das simulações que assumiram a superfície como um plano homogêneo. Por fim, considerando nas simulações do INLAND o refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade versus a representação da superfície como um meio homogêneo, foram investigadas as respostas da floresta aos possíveis impactos das mudanças climáticas e do aumento da concentração de CO_2 na atmosfera. De acordo com os resultados, as simulações que incluíram a representação da topografia, além de apresentar uma atenuação dos impactos das mudanças climáticas nos fluxos de GPP e ET (nas áreas com maior redução da precipitação), permitiram uma maior capacidade da floresta de atuar como sumidouro de carbono, efeito que foi constatado nas simulações cuja atmosfera estava enriquecida por CO_2. De maneira geral, os resultados desse estudo sugerem que a contabilização da heterogeneidade topográfica na escala de subgrade é fundamental para reduzir os erros sistemáticos nos processos de interação solo-planta-atmosfera na floresta Amazônica, principalmente devido à condição hídrica dos baixios, que favorece um ambiente mais úmido do que nas áreas de platôs. O conhecimento desse fato pode contribuir tanto para o ajuste e a produção de modelos mais adequados quanto para o desenvolvimento de novas parametrizações, objetivando melhorar a representação das características da superfície terrestre em tais modelos. Isso poderá auxiliar, por exemplo, nas reduções das incertezas de cenários futuros de clima e

mudanças de cobertura da vegetação, avançando, portanto, nos estudos sobre as mudanças ambientais globais.

Palavras-chave: Heterogeneidade da paisagem. Floresta de Terra Firme. Platô. Baixio. Modelagem de superfície terrestre. Modelo INLAND. Balanços à superfície.

INFLUENCE OF THE LANDSCAPE-LEVEL HETEROGENEITY TOPOGRAPHY IN ENERGY, WATER AND CARBON FLUX BETWEEN TROPICAL FOREST ECOSYSTEMS AND THE ATMOSPHERE

ABSTRACT

On Amazon *Terra Firme* forest, the local landscape heterogeneity resulting from topographic variability (plateaus dissected by valleys of various dimensions) exerts significant influence on the structure and diversity of vegetation, soil pedogenesis and hydrological flows. Despite its remarkable influence, the spatial variability of surface features is frequently represented in a simplified and conceptual way in most surface models. In this work, we investigated if simplifications in the subgrid-level variability within a forest environment in the Amazon can lead to errors in the simulation of energy, water and carbon flows due to strong non-linearity and heterogeneity on a more refined scale of continental or terrestrial surface processes. For this purpose, the Integrated Surface Processes Model (INLAND) was used, it was firstly tuned to two distinct environments in a typical *Terra Firme* forest area in the central region using data from micrometeorological towers located in the plateau and valley areas. Results showed that the inclusion of an aquifer model confined to INLAND to represent the valley area, together with specific soil and vegetation parameters for the plateau and shallow water, allowed the model to accurately simulate the seasonal differences regarding partitioning of energy and carbon water balances between both environments, highlighting the importance of incorporating subgrid variability to represent Amazonian ecosystems on a large scale. Then, the combined effects of plateau and shallow areas on the surface fluxes along the Amazon basin were estimated. Mean fluxes for the whole Amazon Basin were calculated, weighted by the cover fraction of each environment obtained through the HAND algorithm. Finally, we investigated the impacts of climate change and the increase of CO_2 concentration on the simulations with the representation of the study area in a homogeneous topography versus the combination of plateau and shallow areas. The results showed that, in general, the INLAND model overestimated the average flows of ET as well as GPP in the basin, but this overestimate was smaller in the simulation considering the combined effects of the plateau and shallow areas. In addition, these simulations presented a slight attenuation of the climatic change effects when compared to the simulations considering the basin as a homogeneous topography, in direct response to the fluxes of CO_2 fertilization. In general, the results suggest that accounting for topographic heterogeneity on the subgrid scale can improve the accuracy of the model. This may help, for example, reduce uncertainties in future climate scenarios and in studies of changes in vegetation cover related to global climate change.

Keywords: Landscape heterogeneity. Terra Firme forest. Plateau. Valley. Land surface model. INLAND model. Surface fluxes.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 - Perfil esquemático de uma área de floresta de Terra Firme na Amazônia..... 09
Figura 2.2 - Profundidade do lençol freático (durante o ano de 2002) ao longo do perfil topográfico na Reserva Biológica do Rio Cuieras, na Amazônia central 13
Figura 2.3 - Elementos chaves representados nos modelos de superfície continental..... 17
Figura 2.4 - Perfil esquemático de uma encosta com a localização do lençol freático, franja capilar e zona saturada 25
Figura 2.5 - Formato geral da função de redução de Feddes et al. (1978)..... 31
Figura 2.6 - Área de estudo..... 32
Figura 2.7 - Seção transversal da topossequência na área de estudo 34
Figura 2.8 - Esquema dos processos representados no modelo IBIS..... 39
Figura 2.9 - Variação da fração acumulada de raízes finas ao longo do perfil de solo (8 metros), para diferentes valores de β..... 43
Figura 2.10 - Escoamento total ou vazão, escoamento rápido ou superficial e escoamento lento ou fluxo de base, para a área de estudo entre dezembro de 2001 a novembro de 2006..... 57
Figura 2.11 - Análise de regressão entre os dados de fluxo de base (mm dia^{-1}) e profundidade do lençol freático (m) para a área de estudo..... 58
Figura 2.12 - Forma geral do modelo de extração de água pelas raízes de acordo com Folley et al. (1996) e Feddes et al. (1978) para o estresse devido às condições secas e saturadas, respectivamente..... 59
Figura 2.13 - Componentes do balanço de energia para as áreas de platô e de baixio, durante as estações chuvosa e seca do ano de 2006. 61
Figura 2.14 - - Gráfico de dispersão entre as variáveis $LE + H$ e Rn, para as áreas de platô e de baixio, durante o ano de 2006.. 62
Figura 2.15 - Soma dos fluxos de calor sensível e latente ($LE + H$, variável dependente) em função da energia disponível ($Rn - G$, variável independente) para medições realizadas em 2006 entre platô e baixio.. 67
Figura 2.16 - Variação semanal e/ou quinzenal da profundidade do lençol freático observado e simulado no baixio (a) e da precipitação total mensal na área de estudo (b). 71
Figura 2.17 - Variabilidade do conteúdo volumétrico de água no solo (m^{-3} m^{-3}), simulado e observado, ao longo das seis camadas do perfil de solo na área de platô. 78
Figura 2.18 - Parâmetros mais sensíveis no ajuste do conteúdo volumétrico de água no solo para a área de platô..... 79
Figura 2.19 - Estoque de água no solo em mm (simulado e observado), para ambiente de platô, durante o período de dezembro de 2001 a dezembro de 2006. 82
Figura 2.20 - Fluxos médios diários de ET simulado e observado nas áreas de platô e de baixio para o período de janeiro de 2006 a dezembro de 2006.. 84
Figura 2.21 - Fluxos médios diários, de escoamento superficial e drenagem profunda, simulados e observados nas áreas de platô e de baixio para o período de janeiro de 2006 a dezembro de 2006. 90
Figura 2.22 - Ciclo médio diurno dos componentes do balanço de energia entre platô e baixio em ambas as estações chuvosa e seca. 94
Figura 2.23 - Ciclo médio diurno simulado e observado do NEE no ano de 2006, para áreas de platô e de baixio.. 101
Figura 2.24 - Radiação PAR medida na área de estudo para as florestas de sub-bosque localizadas ambientes de platô e de baixio. 104

Figura 3.1 - Evolução conceitual dos modelos de superfície..... 117
Figura 3.2 - Procedimento para o cálculo do HAND..... 124
Figura 3.3 - Tendência na forçante radiativa, na emissão de CO_2 acumulada vs. forçante radiativa e na forçante em 2100 por categoria. 126
Figura 3.4 - Localização da área de estudo representada pela área em verde..... 129
Figura 3.5 - Mapa de classificação da topografia na bacia Amazônica..... 134
Figura 3.6 - Variação relativa da precipitação (%) projetada considerando o cenário mais pessimista (RCP 8.5) em relação ao clima atual.. 142
Figura 3.7 - Evolução temporal da precipitação e da temperatura, para os modelos HadGEM e IPSL, durante o período de 1961 a 2099..... 143
Figura 3.8 - Distribuição espacial da precipitação média (mm ano^{-1}), na área de estudo, para HagGEM e IPSL. 144
Figura 3.9 - Distribuição espacial da temperatura média (ºC), na área de estudo, para HagGEM e IPSL. 145
Figura 3.10 - Precipitação média na área de estudo, em mm ano^{-1}..... 150
Figura 3.11 - Profundidade do lençol freático na área de estudo (m)..... 152
Figura 3.12 - Distribuição da ET média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo entre o período de 1989 a 2005..... 154
Figura 3.13 - Distribuição do viés médio referente à ET média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre o período de 1989 a 2005. 155
Figura 3.14 - Variabilidade da ET média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre 1989 a 2005..... 158
Figura 3.15 - Particionamento da ET média simulada na área de estudo em seus componentes ..... .160
Figura 3.16 - Distribuição do escoamento médio simulado (platô e resultante) na área de estudo, entre 1989 a 2005..... 162
Figura 3.17 - Variabilidade de R e R_total médios na área de estudo, entre 1989 a 2005. 163
Figura 3.18 - Distribuição da GPP média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre 1989 a 2005..... 166
Figura 3.19 - Distribuição da radiação solar incidente e refletida, e LAI na área de estudo, para as simulações platô e resultante. 167
Figura 3.20 - Distribuição do viés médio referente à GPP (platô e resultante) na área de estudo, entre 1989 a 2005..... 169
Figura 3.21 - Variabilidade mensal média da GPP simulada (platô e resultante) e observada entre 1989 a 2005..... 173
Figura 3.22 - Evolução temporal do fluxo médio de ET e umidade do solo na área de estudo 176
Figura 3.23 - Evolução temporal do fluxo médio de ET e seus componentes, na simulação platô e resultante. 179
Figura 3.24 - Evolução temporal do fluxo de Et e LAI entre o dossel superior e inferior na área de estudo, com CO_2 fixo. 180
Figura 3.25 - Evolução temporal do fluxo de Et e LAI entre o dossel superior e inferior na área de estudo, com fertilização por CO_2. 182
Figura 3.26 - Distribuição espacial das tendências da ET para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante. 184
Figura 3.27 - Evolução temporal do fluxo médio de GPP entre as simulações platô e resultante, na área de estudo..... 186
Figura 3.28 - Distribuição espacial das tendências da GPP para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante. 189
Figura 3.29 - Evolução temporal do fluxo médio de EUA entre as simulações platô e resultante, na área de estudo..... 191
Figura 3.30 - Distribuição espacial das tendências da EUA para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante. 192

Figura 3.31 - Evolução temporal do fluxo médio de NEE entre as simulações platô e resultante, na área de estudo. 194
Figura 3.32 - Distribuição espacial das tendências da NEE para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante. 196

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 2.1 - Parâmetros iniciais adotados nas simulações para as áreas de platô e de baixio. 51
Tabela 2.2 - Parâmetros físicos da vegetação e do solo para a área de estudo, nos ambientes de platô e de baixio. 72
Tabela 2.3 - Profundidade máxima e mínima do lençol freático durante o período de 2002 a 2006, na área de baixio. 73
Tabela 2.4 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da profundidade do lençol freático na área baixio, durante o período de 2002 a 2006. 74
Tabela 2.5 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da umidade do solo na floresta de platô, situada na área de estudo, durante o período de dezembro de 2002 a dezembro de 2006. 80
Tabela 2.6 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da ET para o platô e para o baixio, durante ano de 2006. 85
Tabela 2.7 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da ET para o platô e para o baixio, durante o ano de 2006. 90
Tabela 2.8 - Valores médios anuais simulados dos componentes do balanço hídrico, durante período de janeiro de 2000 a dezembro de 2011. 92
Tabela 2.9 - Desempenho do modelo INLAND para a representação dos componentes do balanço de energia para o platô e para o baixio, durante o ano de 2006, para ambas as estações. 99
Tabela 2.10 - Valores médios de NEE simulado e observado nas áreas de platô e de baixio, durante o ano de 2006. 102
Tabela 2.11 - Desempenho do modelo INLAND para a representação do NEE tanto para o platô quanto para o baixio, durante ano de 2006, para ambas as estações. 108
Tabela 2.12 - Fluxos médios de carbono e de biomassa da floresta, ao final de 100 anos de simulação, para as áreas de platô e de baixio.. 112
Tabela 3.1 - Resumo das simulações numéricas realizadas na fase 2. 139
Tabela 3.2 - Modelos climáticos globais do CMIP5 usados na análise da variação relativa da P. 141
Tabela 3.3 - Desempenho do modelo INLAND na reprodução da ET na área de estudo..... 157
Tabela 3.4 - Valores de ET média (mm dia^{-1}) na área de estudo, entre 1989 a 2005. 159
Tabela 3.5 - Desempenho do modelo INLAND na reprodução da GPP na área de estudo, no período de 1989 a 2005. 171
Tabela 3.6 - Variabilidade média anual do GPP, do LAI e do albedo entre a simulação platô e resultante, de acordo com INLAND, para a área de estudo. 172
Tabela 3.7 - Valores médios GPP entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando as projeções do HadGEM e IPSL. 177
Tabela 3.8 - Valores médios GPP entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando projeções do HadGEM e IPSL. 187
Tabela 3.9 - Valores médios NEE entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando projeções do HadGEM e IPSL. 196

LISTA DE SIGLAS E ABREVIAÇÕES

ABLE2	-	*The Amazon Boundary Layer Experiment*
ABRACOS	-	*The Angle-Brazilian Amazonian Climate Observation Study*
ACM	-	*Agregated Canopy Model*
AGCM	-	*Atmospheric General Circulation Model*
Agro-IBIS	-	*Agro-Ecosystem Model*
ARM	-	*Amazon Regional Micrometerological Experiment*
AR5	-	*Assessment Report Fifth Phase*
BATS	-	*Biosphere Atmosphere Transfer Scheme*
BESM	-	*Brazilian Earth System Model*
BEST	-	*Bare Essentials of Surface Transfer*
C	-	Carbono
CLASS	-	*Canadian Land Surface Scheme*
CCST	-	Centro de Ciência do Sistema Terrestre
CLM	-	*Common Land Model*
CMIP5	-	*Coupled Model Intercomparison Project - Fifth Phase*
CPTEC	-	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CRU	-	*Climate Research Unit*
CV	-	Coeficiente de Variação
D	-	Drenagem profunda ou *Deep drainage*, em inglês
DAP	-	Diâmetro à Altura do Peito
DPV		Défict de Pressão de Vapor
DGVM	-	*Dynamic Global Vegetation Models*
DHSVM	-	*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*
EBR	-	*Energy Balance Ratio*
Ei	-	Interceptação da água que fica retida no dossel vegetativo
ENOS	-	*El Niño*-Oscilação Sul
ENVI	-	*Environment for Visualizing Images*
Es	-	Evaporação do solo
ESM	-	*Earth System Models*
Et	-	Transpiração
EUA	-	Eficiência do Uso da Água
ET	-	Evapotranspiração total
FBE	-	Fechamento do Balanço de Energia
GCM	-	*General Circulation Model*
GEWEX	-	*Global Energy and Water Exchange*
GPCP	-	*Global Precipitation Climatology Project*
GPP	-	*Gross Primary Productivity*
HadGEM2-ES	-	*Hadley Centre Global Envir. Model version 2- Earth System*
H	-	Fluxo de calor sensível
HAND	-	*Height Above the Nearest Drainage*
IBIS	-	*Integrated Biosphere Simulator*
IDL	-	*Interactive Data Language*
IGBP-DIS	-	*Global Gridded Surfaces of Selected Soil Characteristics*
INLAND	-	*Model of Land Surface Processes*
INPA	-	Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia

INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	-	*Intergovernmental Panel on Climate Change*
IPSL-CM5LR	-	*Institut Pierre-Simon Laplace-Coupled Model version5 Low Res*
ISBA	-	*Interaction Soil Biosphere Atmosphere*
ISBACC	-	*Interaction Soil Biosphere Atmosphere Carbon Cycle*
JULES	-	*Joint UK Land Environment Simulator*
LAI	-	*Leaf Area Index*
LandFlux-EVAL	-	*Global Land Surface Flux Product Data Set*
LBA	-	*The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in AM*
LE	-	Fluxo de calor latente
LRC	-	*Langley Research Center*
LSX	-	*Land Surface Transfer Scheme*
LUT	-	*Look-Up-Tables*
MDT	-	Modelo Digital de Terreno
MDV	-	*Mean Diurnal Variation*
N	-	Nitrogênio
NCAR	-	*National Center for Atmospheric Research*
NCEP	-	*National Centers for Environmental Prediction*
NEE	-	*Net Ecosystem Exchange of* CO_2
NPP	-	*Net Primary Production*
OBT	-	Observação da Terra
OGCM	-	*Oceanic General Circulation Model*
P	-	Fósforo
PAR	-	*Photosynthetically Active Radiation*
PCMDI	-	*Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*
PLF	-	Profundidade do Lençol Freático
R	-	Escoamento superficial
Ra	-	Respiração autotrófica
RBE	-	Razão do Balanço de Energia
RBLE	-	*Rondonian Boundary Layer Experiment*
RCP	-	*Representative Concentration Pathways*
Reco	-	Respiração autotrófica e heterotrófica do ecossistema
REQM	-	Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio
Rh	-	Respiração heterotrófica
Rn	-	Saldo de Radiação
R_total	-	Escoamento total
R^2	-	Coeficiente de determinação
SiB	-	*Simple Biosphere*
SVAT	-	*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*
SWAP	-	*Soil Water-Atmosphere-Plants*
SWIPS	-	*Surface Wave Intelligent Profiling System*
TDR	-	*Time Domain Reflectometry*
TFP	-	Tipo Funcional de Planta
THMB	-	*Terrestrial Hydrologic Model with Biogeochemistry*
TRMM	-	*Tropical Rainfall Measuring Mission*
VAST	-	*Three Dimensional Volume Averaged Soil Moisture Transport*
Vcmax	-	*Maximum RuBiCo carboxylation capacity*
VD1	-	Simulação com Vegetação dinâmica com vegetação inicial

VD2	-	Simulação com Vegetação dinâmica sem vegetação inicial
VPD	-	*Vapor Pressure Deficit*
WCRP	-	*World Climate Research Programme*
WGEN	-	*Weather Generation*
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical
λ	-	Calor latente de vaporização da água

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO GERAL 1
2 MODELAGEM DE SUPERFÍCIE PONTUAL: REPRESENTAÇÃO DE DOIS DISTINTOS AMBIENTES EM UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NA AMAZÔNIA CENTRAL 9
2.1 Introdução 9
2.2 Fundamentação teórica: Modelagem de superfície continental 15
2.2.1 O desenvolvimento dos modelos de superfície 15
2.2.2 Os balanços à superfície terrestre 19
2.2.3 A representação da dinâmica do lençol freático 24
2.2.4 O estresse devido à saturação do solo 28
2.3 Materiais e métodos 31
2.3.1 Área de estudo 31
2.3.2 Base de dados 33
2.3.3 O modelo de superfície terrestre INLAND 37
2.3.3.1 Módulo de superfície continental 39
2.3.3.2 Módulo de vegetação dinâmica 48
2.3.4 Metodologia 49
2.3.4.1 Resumo das simulações numéricas 49
2.3.4.2 Configurações do modelo INLAND 51
2.3.4.3 Modelagem da dinâmica do lençol freático e estresse por saturação 54
2.3.4.4 Dados observados 59
2.3.4.5 Análise estatística dos resultados 64
2.4 Resultados e discussão 66
2.4.1 Análise observacional: fechamento do balanço de energia entre platô e baixio 66
2.4.2 Simulação da dinâmica do lençol freático no baixio 69
2.4.3 Os impactos das propriedades físicas do solo na umidade do solo no platô 75
2.4.4 Fluxos de água 83
2.4.5 Fluxos de energia 93
2.4.6 Fluxos de CO_2 100
2.4.7 Estoque de biomassa e fluxos de carbono 109
2.5 Conclusões 115
3 CONTABILIZAÇÃO DOS EFEITOS DA HETEROGENEIDADE TOPOGRÁFICA NA ESCALA DE SUBGRADE EM NÍVEL DE BACIA, E RESPOSTAS ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS E AO AUMENTO DA CONCENTRAÇÃO DE CO_2 NA ATMOSFERA 117
3.1 Introdução 117
3.2 Fundamentação teórica 122
3.2.1 O Modelo Normalizado de Terrenos – HAND 122
3.2.2 Os cenários climáticos do IPCC 125
3.3 Materiais e métodos 128
3.3.1 Área de estudo 128
3.3.2 Base de dados 132
3.3.3 Metodologia 136

3.3.3.1 Configuração do modelo INLAND 136
3.3.3.2 Resumo das simulações numéricas 137
3.3.3.3 Obtenção dos fluxos resultantes na área de estudo 140
3.3.3.4 Seleção dos modelos climáticos globais do IPCC 140
3.3.3.5 Análise dos resultados 145
3.4 Resultados e discussão 148
3.4.1 Fase 1: Análise do efeito combinado das áreas de platô e de baixio 148
3.4.1.1 Precipitação 148
3.4.1.2 Profundidade do lençol freático 151
3.4.1.3 Fluxos de água referentes ao balanço hídrico 152
3.4.1.3.1 Evapotranspiração 152
3.4.1.3.2 Escoamento superficial e total 161
3.4.1.4 Produtividade Primária Bruta 165
3.4.2 Fase 2: Efeito da combinação platô e baixio nas projeções do CMIP5 175
3.4.2.1 Evapotranspiração 175
3.4.2.2 Produtividade Primária Bruta 185
3.4.2.3 Eficiência do uso da água na área de estudo 190
3.4.2.4 Troca líquida de CO_2 do ecossistema 193
3.5 Conclusões 196
4 CONCLUSÃO FINAL 201
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 205

1 INTRODUÇÃO GERAL

As principais interações entre a biosfera e a atmosfera terrestre ocorrem por meio das trocas de calor, umidade, gases traços, aerossóis e "*momentum*". Nos últimos anos, observa-se um crescente interesse sobre o entendimento dessas interações, que exercem profundos impactos sobre o funcionamento do sistema terrestre (ROBOCK et al., 2000; BRUNONE et al., 2003; FISCHER et al., 2008), em particular na Amazônia, uma vez que a interação dos ecossistemas Amazônicos com a atmosfera exerce um papel fundamental no sistema climático regional e global, contribuindo substancialmente na evapotranspiração (ET) e influenciando no ciclo do carbono (C) global (SALATI; VOSE, 1984; DIXON et al., 1994; ElTHAIR; BRAS, 1994; LAURANCE et al., 2001; CORREIA et al., 2007).

Porém, a floresta Amazônica é uma região que ainda está ameaçada pelo avanço do desmatamento e efetivamente sujeita às mudanças climáticas (MALHI et al., 2008; DAVIDSON et al., 2012). As atividades de desmatamento estão atribuídas, principalmente, à exploração madeireira ilegal e à exploração intensiva de áreas florestais convertidas em agricultura e pecuária (MATOS; AMARAL, 1999). Evidências de estudos observacionais e de modelagem numérica, como exemplo, Nobre et al. (1991), Betts et al. (1997), Zhao et al. (2001), Fearnside (2005), Von Randow et al. (2004) e Sampaio et al. (2007), mostram que mudanças na cobertura da superfície podem causar impactos significativos no clima regional e global, com efeitos diretos sobre o ciclo hidrológico, o balanço de energia à superfície e o ciclo do C. Além disso, mudanças nos regimes de precipitação (P) podem induzir importantes alterações nos ecossistemas Amazônicos (ZANCHI et al., 2013). A ocorrência de secas severas, como as ocorridas em 2005 e 2010, pode tornar o bioma mais susceptível a alterações permanentes em um cenário de aquecimento global (ARAGÃO et al., 2007; MARENGO et al., 2013; SAATCHI et al., 2013).

A função ativa e reguladora da floresta Amazônica para o sistema climático global e regional pode ser reduzida se houver um novo ciclo de crescimento da taxa de desmatamento da floresta, e, portanto, o desenvolvimento de estudos prospectivos de

impactos e alterações futuras da bacia ainda é tema de grande preocupação mundial. Dessa forma, a provável resposta das florestas tropicais às mudanças ambientais futuras tem sido estudada intensivamente por diversos autores, como Cramer et al. (2004), Galbraith et al. (2010), Meir e Woodward, (2010), Rammig et al. (2010) e Huntingford et al. (2013). Estes estudos usaram a quarta e atual geração dos modelos da superfície terrestre, nos quais os processos de interação entre a vegetação e a atmosfera são representados com uma condição de forçantes atmosféricas prescritas ou em modo "acoplado" a um Modelo de Circulação Geral (*General Circulation Model* - GCM, em inglês). Um GCM é formado pela união de um modelo atmosférico ou Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (*Atmospheric General Circulation Model* - AGCM, em inglês) com um modelo oceânico ou Modelo de Circulação Geral Oceânico (*Oceanic General Circulation Model* - OGCM, em inglês). O acoplamento entre um modelo de superfície e um GCM, juntamente com os demais componentes do sistema terrestre (criosfera e química atmosférica), constitui um Modelo Integrado do Sistema Terrestre (*Earth System Model* - ESM, em inglês).

A comunidade científica brasileira está ativamente envolvida nos dois tipos de pesquisas, desenvolvendo novos modelos de superfície e ESMs. Um exemplo é a colaboração de várias instituições no desenvolvimento de um novo modelo de superfície, chamado Modelo Integrado de Processos Superficiais (*Integrated* M*odel of Land Surface Processes* – INLAND, em inglês), e seu acoplamento ao AGCM do CPTEC/INPE, formando um Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (*Brazilian Earth System Model* - BESM, em inglês) (NOBRE et al., 2013). Modelos da superfície terrestre como o INLAND são importantes ferramentas para complementar os estudos observacionais da dinâmica do ciclo da água, dos fluxos de energia e de C que compõem a interação entre a superfície e a atmosfera nos vários compartimentos do sistema climático, permitindo, dessa forma, que sejam avaliadas as possíveis respostas desses processos na escala de ecossistemas às condições climáticas anômalas, considerando dados observados ou cenários. Além disso, esses modelos também desempenham um importante papel para avaliar os impactos antropogênicos sobre o sistema climático, especialmente a mudança de cobertura da terra (*Land Cover Change* - LCC, em inglês).

Embora a floresta Amazônica esteja totalmente dentro da zona tropical, os estudos observacionais realizados na bacia tem revelado uma diversidade de ambientes associada à interação de fatores físicos e biológicos em múltiplas escalas de espaço e de tempo que resultam em um bioma altamente complexo, incluindo variações no regime climático, topografia, geografia e vegetação (ELSENBEER; LACK, 1996). Entre os principais tipos de vegetação, destacam-se: floresta tropical de Terra Firme, floresta de várzea, floresta de igapó, campos naturais, campinas de areia branca, campinarana e vegetação de áreas costeiras, como restinga e manguezal (RIZZINI, 1989). Apesar dessa grande diversidade, sabe-se que o tipo de vegetação mais comum nesse ambiente é a floresta de Terra Firme, áreas de maior elevação fora da influência do pulso de inundação dos rios, que compreende cerca de 80-90% da área da Amazônia (BRAGA et al., 1979; HESS et al., 2003). Na Amazônia central, estudos mais recentes indicam que esse número pode ser ainda maior, cerca de 98% (ANDERSON et al., 2009). Esse tipo de vegetação predominante encontrado na Amazônia é o que caracteriza a região como uma típica floresta tropical úmida. De acordo com Vieira et al. (2004), essa floresta é responsável pela alocação de 74% da biomassa de C da bacia (Amazônia legal).

A floresta de Terra Firme, quando vista sob o aspecto global, aparenta uma planície homogênea quanto a sua cobertura vegetal. No entanto, observa-se que na escala local ou microescala - escalas espaciais da ordem de dezenas de metros a poucos quilômetros - a diversidade de ambientes, entre outros atributos, é determinada pela topografia, pelos solos e pela disponibilidade de água no solo, os quais são características fisiográficas normalmente mascaradas pela densa cobertura da floresta (NOBRE et al., 2011). Em uma área relativamente pequena de floresta é possível percorrer trechos de caminhos íngremes e acidentados, característicos de um gradiente topográfico, compreendido por ambientes de platô, vertente e baixio (RENNÓ et al., 2008; ARAÚJO et al., 2010; NOBRE et al., 2011), povoados por uma diversidade de espécies de plantas e animais que nada lembra a visão de uma cobertura homogênea das imagens de satélite. De acordo com Nobre et al. (2011), as áreas de baixio cobrem uma significativa porção das florestas de Terra Firme na região da Amazônia, cerca de 40%, enquanto as áreas altas de platôs representam aproximadamente 31%. Ainda segundo os autores, esses

resultados podem ser estendidos para outras partes da bacia. Anderson et al. (2009) também estudaram a variabilidade do relevo nas floresta de Terra Firme na Amazônia central e encontraram uma porcentagem significativa para as áreas de baixio, por volta de 17%.

Essa heterogeneidade topográfica exerce uma notável influência na composição do solo e na distribuição da vegetação nas florestas de Terra Firme da Amazônia (PELISSIER et al., 2001). A topografia também condiciona o conteúdo e a dinâmica de água no solo, apresentando-se de forma determinante no estabelecimento de áreas de influência da flutuação do lençol freático (CUARTAS et al., 2012). Tais fatores afetam os processos de infiltração e o escoamento superficial, assim como a quantidade de água no solo disponível à extração pelas raízes das plantas, associado ao processo de transpiração (TOMASELLA et al., 2008). Essas diferentes características da superfície estabelecem um elevado grau de heterogeneidade da paisagem, particularmente nas escalas espaciais mais refinadas, resultando em acentuadas variações nos balanços de energia, água e C entre a superfície terrestre e a atmosfera (LI; ARORA, 2012; HE et al., 2014). Em virtude destas variações e de seus impactos em processos importantes, tais como os relacionados à ET, ao escoamento superficial ("*surface runoff*", em inglês), à infiltração, à umidade do solo, à radiação solar refletida ou albedo, aos fluxos de calor latente (LE) e sensível (H), às trocas de dióxido de carbono (CO_2) à superfície e etc, a inclusão da heterogeneidade da cobertura vegetal é atualmente considerada como fundamental na representação dos processos de trocas entre o ecossistema de floresta e a atmosfera nos modelos de superfície continental (LI; AURORA, 2012; KE et al., 2013).

No entanto, esse ainda é um grande desafio, uma vez que a resolução de tais modelos é considerada muito grosseira ou simplificada (da ordem de algumas dezenas de quilômetros) para capturar explicitamente os efeitos da heterogeneidade da superfície numa escala mais refinada, tais como os atributos da vegetação (índice de área foliar ou *Leaf Area Index* - LAI em inglês, altura da rugosidade da vegetação, profundidade das raízes, fração de cobertura da vegetação e etc) e do solo (textura, profundidade, temperatura, conteúdo de água, porosidade e etc). A limitação da resolução espacial observada nos modelos de superfície deve-se principalmente ao elevado custo

computacional associado às aplicações nas simulações de longo prazo do clima terrestre.

A estratégia atualmente adotada pela maioria dos modelos de superfície para capturar a variabilidade espacial da cobertura da superfície terrestre (incluindo atributos da vegetação e do solo) na microescala ou escala de subgrade, sem adicionar excessivo custo computacional, é o uso de parametrização onde essa heterogeneidade é representada por meio de uma composição de subgrade dos múltiplos tipos de cobertura da superfície (PAPPAS et al., 2013). Por sua vez, a variabilidade das características topográficas (altitude, declividade, curvatura geral do terreno e aspecto do terreno), na mesma escala, que também exerce marcante controle sobre os vários processos à superfície (KE et al., 2013), é representada de forma muito simplificada ou totalmente desconsiderada na maioria dos modelos de superfície (CHOI et al., 2007). Embora um pequeno número de estudos mostre que a incorporação da variabilidade topográfica de subgrade a alguns modelos hidrológicos e de superfície terrestre tem significativo impacto nos balanços tanto de água quanto de energia e dados topográficos estejam prontamente disponíveis numa resolução refinada (< 1 km) para todo o globo terrestre (CHOI et al., 2007), as florestas na Amazônia, por exemplo, continuam sendo consideradas como meio homogêneo pelos modelos de superfície.

Isso significa que a relação existente entre a topografia e os diversos elementos que compõem a paisagem dentro de um ambiente de floresta nessa região, responsável por gerar grande complexidade de elementos e processos em tais florestas, não são considerados nos modelos climáticos. No entanto, a desconsideração dessa heterogeneidade da superfície, quando se busca representar o ecossistema de floresta tropical na Amazônia, impacta a contribuição desses elementos distintos da paisagem em importantes balanços, como o de C, assim como nos fluxos trocados com a atmosfera, e também na generalização e superestimativa de condições de estresse (ATCHLEY; MAXWELL, 2011; BRUNSELL et al., 2011; WOOD et al., 2011). Esses erros podem causar tanto subestimativa quanto superestimativa dos fluxos integrados a partir da subgrade e, portanto, influenciar na habilidade dos modelos climáticos em

representar com acurácia a contribuição da superfície, em particular, dos ecossistemas de floresta na Amazônia, para o sistema climático regional e global.

Portanto, o objetivo principal da tese é avaliar a influência da heterogeneidade da superfície na escala de subgrade, particularmente da topografia, na estimativa dos componentes dos balanços de energia, água e carbono do ecossistema de floresta tropical, a partir de medidas e modelagem de superfície continental, para responder às seguintes questões científicas:

"Quanto à representação simplificada da paisagem, particularmente da topografia local na Amazônia Central, está influenciando nas estimativas dos balanços de energia, água e carbono nos modelos de superfície continental? Essa representação simplificada da paisagem poderia também influenciar as estimativas dos impactos das mudanças climáticas nos diversos fluxos à superfície?"

As respostas para essas questões científicas proverão um passo importante para aperfeiçoar o entendimento da interação entre a floresta e a atmosfera. Além disso, podem contribuir tanto para o ajuste e a produção de modelos mais adequados quanto para o desenvolvimento de novas parametrizações, na escala de subgrade, objetivando melhorar a representação das características da superfície terrestre em tais modelos. Isso pode auxiliar, por exemplo, na redução das incertezas de projeções de impactos de mudanças climáticas na composição e resiliência da floresta tropical.

A hipótese inicial é de que a representação simplificada dos efeitos da heterogeneidade da topografia da Amazônia Central, nos modelos de superfície terrestre, possa originar erros na simulação dessas trocas entre a floresta e atmosfera acima, principalmente devido à existência dos ambientes de baixios. Além disso, devido a essas distintas características dos ambientes de baixio, presume-se que o refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade possa atenuar os impactos das mudanças climáticas nos diversos fluxos à superfície, principalmente devido à condição hídrica que favorece um ambiente mais úmido que as áreas de platôs.

Para testar essas hipóteses, foram desenvolvidos alguns objetivos específicos, que resumem as etapas da tese, listados a seguir:

- Determinar e caracterizar os componentes necessários (incluindo solo, vegetação e dinâmica hidrológica) do modelo INLAND para simular dois distintos ambientes de platô e baixio localizados ao longo de uma topossequência (escala local ou de subgrade) em uma floresta de Terra Firme na Amazônia central;
- Avaliar o desempenho do modelo INLAND, na simulação dos diferentes fluxos da superfície terrestre, incluindo os fluxos de energia, água e carbono, por meio de comparação entre dados simulados e observados em ambas as áreas ao longo da topossequência: platô e baixio;
- Contabilizar os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio ao longo de toda a bacia Amazônica associado conjuntamente aos respectivos atributos da vegetação, do solo e da condição hidrológica de cada uma dessas áreas, na estimativa dos fluxos de água, energia e carbono entre a floresta e a atmosfera; e
- Investigar o possível impacto das mudanças climáticas e do aumento da concentração de CO_2 nas simulações do modelo INLAND, considerando a representação da superfície como um meio homogêneo versus a representação da composição das áreas de platô e de baixio para representar a heterogeneidade espacial da topografia.

Esse estudo foi dividido em duas partes principais, cada uma representando objetivos distintos, conforme descrições a seguir:

Capítulo dois - Neste capítulo é apresentado um estudo sobre a modelagem de superfície terrestre pontual, objetivando determinar e caracterizar os necessários componentes do modelo INLAND para a simulação de dois distintos ambientes localizados ao longo de uma floresta de Terra Firme na Amazônia central. Serão discutidas as diferenças nos fluxos à superfície em ambas as áreas, com base em dados observados em cada ambiente.

Capítulo três - O terceiro capítulo aborda a modelagem de superfície terrestre espacializada, onde serão contabilizados os efeitos da heterogeneidade topográfica de subgrade (associado aos elementos do solo, vegetação e dinâmica hidrológica) nos fluxos de energia, água e C simulados pelo modelo INLAND para a bacia Amazônica, bem como os possíveis impactos decorrentes das mudanças climáticas e aumento da concentração de CO_2 atmosférico, nas simulações com e sem os efeitos da heterogeneidade da topografia de subgrade.

Por fim, o último capítulo sintetiza as conclusões do trabalho e apresenta sugestões para temas de pesquisas futuras.

2 MODELAGEM DE SUPERFÍCIE PONTUAL: REPRESENTAÇÃO DE DOIS DISTINTOS AMBIENTES EM UMA FLORESTA DE TERRA FIRME NA AMAZÔNIA CENTRAL

2.1 Introdução

A imensidão e a aparente continuidade do verde dossel da vegetação, nas áreas de floresta de Terra Firme da Amazônia, criam a ilusão de uma monótona fisionomia dessas floretas. No entanto, nessas áreas o relevo (topografia) pode ser categorizado em três principais compartimentos geomorfológicos (CHAUVEL et al., 1987; WATERLOO et al., 2006): platôs, vertentes e baixios (Figura 2.1). Os platôs são áreas relativamente planas e altas, enquanto as vertentes ou encostas são áreas declivosas e os baixos ou vales são as áreas adjacentes aos cursos d'água, regionalmente conhecidos como Igarapés. Esses pequenos riachos formam uma densa malha de corpos d'água que representa grande parte da área drenada de todo o sistema fluvial amazônico.

Figura 2.1 - Perfil esquemático de uma área de floresta de Terra Firme na Amazônia.

Fonte: Adaptado de Higuchi (2015).

Essa heterogeneidade topográfica na escala local ou microescala é um importante fator que determina a criação de microambientes e governa a diversidade dos elementos que compõem a paisagem nas florestas tropicais (LIBERMAN et al., 1985; TAKYU et al., 2002). Evidências sugerem, por exemplo, que as diversas condições da topografia representam uma importante fonte de informações para subsidiar o mapeamento da vegetação (KIRKBY et al., 1990; VELÁZQUEZ-ROSAS et al., 2002) como, por exemplo, a estimativa de biomassa de árvores (LAURANCE et al., 1999), cujos maiores valores foram identificados no platô (HIGUCHI et al., 1998; LAURENCE et al., 1999; CASTILHO et al., 2006), o que está relacionado à estrutura da vegetação.

As árvores mais grossas localizam-se nos platôs, tornando-se mais finas em direção aos baixios, como mostra Oliveira e Amaral (2004). Esses autores encontraram uma densidade de 771 árvores por hectare com diâmetro à altura do peito (DAP) maior ou igual a 10 cm, enquanto na área de vertente esse número, segundo os mesmos autores, pode ser aproximadamente 13% menor. A altura do dossel varia entre 15 - 20 m no baixio, 25 - 35 m na vertente e 35 - 45 m no platô, com algumas árvores emergentes atingindo 45 m nesse ambiente (RANZANI, 1980; PINHEIRO, 2007).

Além disso, é possível notar alterações também na estrutura do dossel. Nas áreas de platôs, por exemplo, encontra-se uma vegetação multiestratificada, apresentando sub-bosque, dossel e emergentes em estratos bem definidos. Esses vários estratos da vegetação caracterizam um dossel bastante fechado (NOBRE, 1989). No entanto, de acordo com Nobre (1989), essa estrutura vai se tornando mais simplificada nas vertentes, que por ser uma área de transição, tende a ser fisionomicamente mais semelhante ao platô nas áreas mais altas e ao baixio nas partes mais baixas, sendo que a transição vertente-baixio é mais abrupta (HOPKINS, 2005). Nos baixios, desenvolve-se uma vegetação mais arbustiva com indivíduos espaçadamente distribuídos, com a presença de muitas palmeiras arbóreas e sub-bosque repleto de palmeiras acaules e ervas de áreas encharcadas (RIBEIRO et al., 1999).

Além disso, nessas florestas, a riqueza de espécies vegetais aumenta do vale em direção às áreas de platô. Estudo de Tello (1995) registrou 192 espécies no platô, 141 espécies na vertente e 118 no baixio, caracterizando uma redução de 36% de espécies no baixio quando comparado ao platô. O comportamento observado entre platô e baixio nesse estudo, corrobora com Carneiro (2004), o qual encontrou, em um área localizada na Amazônia central, cerca de 533 espécies na área de platô, dos quais 53% eram espécies exclusivas desse ambiente, enquanto, no baixio, 461 espécies foram registradas, das quais 43% eram exclusivas da área de baixio. A maior diversidade de espécies no ambiente de platô também foi verificada no estudo de Kahn (1987), realizado no leste da bacia. O autor trabalhou com sete diferentes espécies de palmeiras distribuídas ao longo do gradiente topográfico (também conhecido como topossequência) e constatou maior ocorrência dessas espécies no platô, quando comparado à vertente e ao baixio.

As diferenças na estrutura da vegetação e na distribuição das espécies ao longo do gradiente topográfico, nessas florestas, estão relacionadas com a quantidade de nutrientes no solo, que pode limitar o crescimento da vegetação (LAURANCE et al., 1999). Em geral, a menor concentração de nutrientes associados aos solos localizados no fundo do vale deve-se principalmente à drenagem excessivamente rápida associada à flutuabilidade da altura do lençol freático e à baixa capacidade desses solos em reter nutrientes (LUIZÃO, 1996). Isso significa que a distribuição dos nutrientes ao longo da topossequência pode ser explicada pela composição do solo, que também está fortemente condicionada à topografia. Nos platôs, os solos são altamente argilosos, enquanto nas vertentes a fração de argila vai gradativamente diminuindo, até predominar a fração areia nas áreas de baixios, localizados no fundo do vale (RANZANI, 1980; BRAVARD; RIGHI, 1989; CHAUVEL, 1982; CHAUVEL et al.,1987; HODNETT et al., 1997b; OLIVEIRA, 2012). O decréscimo do conteúdo de argila e, consequentemente, o aumento de areia em solos localizados em áreas de baixio, deve-se aos intensos processos de hidrólise, eluviação e erosão seletiva da fração de argila, que são mais intensos durante o período chuvoso (BRAVARD; RIGHI, 1988). De acordo com Chauvel et al. (1987), os ácidos húmicos, que favorecem a forte acidez do solo, são responsáveis pela destruição das partículas de argilas, originando assim um solo mais arenoso.

O baixo conteúdo de argila nos solos localizados nas áreas de baixio (menor que 5%), detectado por diversos estudos na região central da bacia, como Ranzini (1980), Luizão et al. (2004) e Marques (2009), sugerem um solo essencialmente arenoso. Em contrapartida, os teores de argila nos solos do platô chegam a 68,7% na superfície e a 85,2% a 2 m de profundidade, indicando uma textura muito argilosa (MARQUES, 2009). Esses resultados são semelhantes ao encontrado por Chauvel et al.(1987), cujo estudo mostrou solos argilosos na superfície (65-75% até 30 cm) e muito argilosos no restante do perfil (80-90%). Devido à forte relação desses solos com a textura, em geral eles podem ser classificados em três tipos principais: Latossolo Amarelo nos platôs; Podzólicos Vermelho-Amarelo nas encostas, com características dos platôs e dos baixios; e Arenossoloshidromórficos nos baixios (FERRAZ et al.,1998).

Adicionalmente, o solo ao longo da topossequência também apresenta uma diferenciação quanto à porosidade, uma propriedade importante, pois determina a capacidade de armazenamento de água no solo. No geral, os solos localizados nas partes mais altas da floresta apresentam maior porosidade total que os solos no fundo dos vales. De acordo com estudo de Marques (2009), os solos no platô e baixio apresentam cerca de 55% e 48% de porosidade total, respectivamente. Além disso, existe um predomínio de macroporos (associados ao maior conteúdo de areia) nos solos do baixio (33% a 39%), que vão gradativamente reduzindo em direção aos platôs (12% a 22%), onde os solos apresentam grande microporosidade (associados ao maior conteúdo de argila) (MARQUES, 2009). Esse aumento da microporosidade no solo em tal ambiente está relacionado à maior capacidade de retenção de água, devido ao menor tamanho das partículas desse solo (NORTCLIFF; THORNES, 1981).

Ferreira et al. (2007) e Hodnett et al. (1997a) mostraram que no platô e na encosta, o solo tende a armazenar mais água. Já a área de baixio, apesar de encontrar-se constantemente encharcada, possui um menor valor de armazenamento e elevada variabilidade do estoque de água, ou seja, esses solos também tendem a exibir perdas bruscas de umidade devido às partículas com diâmetro relativamente mais grosseiro (CARBONSINK-LBA, 2003). De acordo com Cuartas (2008) e Tomasella et al. (2008),

nas áreas de baixio, a variabilidade da umidade do solo é influenciada diretamente pela precipitação e pelo lençol freático, que pode alcançar uma profundidade máxima de 30 a 35 m nos ambientes de platôs (CUARTAS et al., 2012). Essa máxima profundidade do lençol freático tende a reduzir à medida que se afasta do platô, exibindo valores entre 1,5 a 5 m na vertente e chegando a valores muito próximos da superfície no baixio (Figura 2.2), o que também foi verificado por Hodnett et al. (1997a) e Zanchi et al. (2011).

Figura 2.2 - Profundidade do lençol freático (durante o ano de 2002) ao longo do perfil topográfico na Reserva Biológica do Rio Cuieras, na Amazônia central.

Os dados foram fornecidos pelo projeto de Grande Escala Biosfera-Atmosfera na Amazônia (*The Large-ScaleBiosphere-AtmosphereExperiment in Amazônia* - LBA, em inglês).
Fonte: Produção do autor.

As diferentes características da vegetação, aliadas à composição do solo e à dinâmica hidrológica ao longo dos diferentes gradientes topográficos nessas florestas na Amazônia, influenciam fortemente nos diversos processos que ocorrem desde o solo até o dossel vegetativo, afetando as componentes dos balanços de radiação, energia e água da floresta (ARORA; BOER, 2003). Isso pode ocorrer pela variação do LAI que interfere na parcela de radiação solar absorvida e refletida pelo dossel e a que chega ao sub-bosque (LEITÃO, 1994; ARAÚJO, 2009), na quantidade de precipitação interceptada (CUARTAS et al., 2012), na infiltração de água no solo e no escoamento superficial da água que efetivamente atinge o solo. Além disso, os componentes desses

balanços também são afetados pela variação na distribuição e na profundidade das raízes das plantas, que está diretamente associada ao processo de transpiração (BROEDEL et al., 2017). Modificações na distribuição das raízes, por exemplo, podem mudar drasticamente a quantidade de umidade do solo disponível para as plantas transpirarem, desencadeando um "*feedback*" positivo entre a redução da extração de água pelas raízes e a precipitação. Por sua vez, alterações na cobertura vegetacional alteram a área de superfície da vegetação em contato com a atmosfera e modificam o equilíbrio entre os fluxos direcionados do solo para a vegetação.

Mesmo sabendo da estreita associação entre a variabilidade da topografia local nas florestas de Terra Firme na Amazônia com os elementos que compõem a paisagem nessas florestas, e consequentemente a influência que juntos eles representam aos diversos fluxos à superfície, ainda não existe estudos que incorporem explicitamente a variabilidade da escala subgrade para representar melhor as florestas na Amazônia nesses modelos. Um passo importante para desenvolvimento de modelos com essa perspectiva é avaliar a sua habilidade em representar os distintos ambientes existentes na escala de subgrade. Portanto, a primeira etapa da tese consiste em determinar e caracterizar os componentes necessários do modelo de superfície INLAND para simular os ambientes de platô e de baixio localizados ao longo de uma topossequência em uma floresta de Terra Firme na Amazônia central. Optou-se pela escolha dos dois ambientes mais contrastantes dentro dessas florestas, uma vez que a área de vertente que liga o ambiente de platô ao baixio é fisionomicamente similar ao platô (GOULDING et al., 1998; CASTILHO et al., 2006; BRITO, 2010). De acordo com Brito (2010), essa similaridade pode chegar a valores de aproximadamente 85%.

A hipótese inicial sugere que para capturar as variações nos diferentes processos à superfície terrestre entre platô e baixio em escala local, é necessária a representação explícita do solo, da vegetação e dos processos hidrológicos que ocorrem em cada local, principalmente porque as áreas de baixio, localizadas no fundo do vale, são caracterizadas por menor variação do nível do lençol freático, fazendo com que os fluxos verticais e horizontais do ecossistema sejam definidos por esta condição contrastante. Condição hidrológica essa que, juntamente com os outros elementos da

paisagem (como as propriedades físicas e químicas do solo e a distribuição da vegetação), define um ambiente totalmente distinto dos demais, dentro das florestas de Terra Firme na Amazônia.

2.2 Fundamentação teórica: Modelagem de superfície continental

Nesta seção, alguns aspectos relacionados à modelagem de superfície continental serão discutidos, para melhor compreensão do desenvolvimento do trabalho. Primeiramente, uma breve descrição sobre o surgimento e evolução dos modelos de superfície é apresentada, desde a década de 60 até os dias atuais. Em seguida, é realizada uma descrição dos balanços de energia, água e C que são incorporados aos modelos de superfície. Posteriormente, é discutida a representação da dinâmica do lençol freático nesses modelos, bem como o estresse devido à saturação do solo e seu impacto no processo de transpiração das plantas.

2.2.1 O desenvolvimento dos modelos de superfície

O sistema climático global é um sistema interativo e acoplado, consistindo de cinco principais componentes: a atmosfera, a hidrosfera (principalmente oceanos, mas também rios), a criosfera (gelo terrestre, gelo marinho, "*permafrost*" e neve), a litosfera (rochas e minerais) e a superfície terrestre (solo, vegetação, neve, geleiras, aquíferos, montanhas, animais, seres humanos juntamente com seus abrigos, entre outros). Um dos principais componentes do sistema climático é a superfície terrestre (ou superfície continental), localizado na camada entre a litosfera e a atmosfera, que cobre cerca de 30% do globo e exerce marcante influência sobre o sistema climático em escala local, regional e global, afetando fortemente as trocas de calor, água e CO_2 com a atmosfera acima. Mudanças nas variáveis chaves na superfície, por exemplo, albedo, rugosidade da vegetação, umidade do solo, temperatura da superfície e tipo de cobertura da superfície, levam a variações no clima e mudanças na sensibilidade do clima e a outros distúrbios (ZHAO; LIU, 2015).

Devido à forte influência que a superfície terrestre exerce sobre o sistema climático, é de fundamental importância que a variabilidades espacial e temporal dos processos à superfície sejam representadas nos GCMs e nos ESMs (SHUKLA; MINTZ, 1982), que são amplamente utilizados para explorar os impactos das perturbações causadas pelas atividades antrópicas. Essa representação é usualmente realizada por meio de esquemas de transferência solo-planta-atmosfera (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer* - SVAT, em inglês), também denominados de modelos biofísicos ou de superfície continental, que são acoplados aos GCMs e ESMs. Os modelos de superfície especificamente simulam as trocas de energia, água e C entre a atmosfera e a superfície, sendo, portanto, responsáveis pela representação da interação entre a superfície terrestre e a atmosfera acima. Os processos de interação entre a vegetação e a atmosfera também podem ser simulados pelos modelos de superfície na versão *"offline"*, ou seja, desacoplada do GCM ou do ESM. Seja acoplado ou no modo *"offline"*, esses modelos são componentes chaves para o entendimento do ciclo do C global e como o aumento das concentrações de CO_2 na atmosfera pode ser atenuado pelos sumidouros naturais de C terrestre (CRAMER et al., 2001).

Existem na literatura vários exemplos desses modelos de superfície, desde os pioneiros como BATS - *Biosphere Atmosphere Transfer Scheme* (DICKINSON et al., 1986), SiB - *Simple Biosphere* (SELLERS et al.,1986), ISBA - *Interaction Soil Biosphere Atmosphere model* (NOILHAN; PLANTON, 1989), até os mais recentes como CLASS - *Canadian Land Surface Scheme* (VERSEGHY,1991), IBIS - *Integrated Biosphere Simulator* (FOLEY et al., 1996), CLM - *Common Land Model* (DAI et al., 2003), JULES - *Joint UK Land Environment Simulator* (BLYTH et al., 2006) e INLAND (desenvolvido comunitariamente por diversas instituições brasileiras). Os processos chaves considerados pela maioria dos modelos de superfície são mostrados na Figura 2.3.

A representação dos processos físicos nos modelos de superfície melhorou bastante ao longo do tempo. De acordo com Gochis et al. (2004), evoluíram a partir de um simples modelo denominado de "*bucket model*", desenvolvido por Manabe (1969) durante a década de 60, o qual não considerava os processos à superfície, mas apenas utilizava

valores prescritos e invariantes dos parâmetros que descrevem as características da superfície, tais como albedo, rugosidade e umidade do solo (SELLERS et al., 1997). No "*bucket model*", a profundidade do solo e sua capacidade de armazenamento de água foram definidas como propriedades constantes.

Figura 2.3 - Elementos chaves representados nos modelos de superfície continental.

Fonte: Adaptado de Dickinson (1984).

A profundidade do solo, por exemplo, foi determinada por uma camada única de 100 cm, enquanto o armazenamento foi fixado em 15 cm, ou seja, o solo possuía uma capacidade para reter uma lâmina d'água máxima de 15 cm de altura. Dessa forma, a evaporação total era limitada por um limiar de conteúdo de água no solo, de modo que se a umidade do solo excedesse o limite prescrito, então a precipitação era convertida em escoamento superficial, alimentando os rios e reservatórios. O modelo de Manabe (1969) foi descrito por Sellers et al. (1997) como a primeira geração dos modelos de superfície e apesar de dar pouca importância à transferência de calor, "*momentum*" e água entre continente e atmosfera, esse modelo representou um passo essencial na representação dos processos à superfície nos modelos climáticos.

No entanto, para representações mais elaboradas dos processos físicos da vegetação, surgiram, no início dos anos 80, os modelos com representação explícita do dossel da

vegetação, sua interação com a radiação solar e com a camada limite superficial, o que ficou conhecido como a segunda geração de modelos de superfície. O desenvolvimento da segunda geração iniciou-se a partir de Deardorff (1978), com o modelo "*force-restore*", cujas formulações incluíam duas camadas de solo e uma única camada de vegetação. O modelo de Deardorff (1978), com o passar dos anos, levou ao desenvolvimento dos modelos de superfície como BATS e SiB, com uma descrição mais acurada dos processos de interação continente-atmosfera. Isso representou uma grande evolução na modelagem da superfície continental, uma vez que os processos passaram a ser tratados explicitamente e matematicamente (PITMAN, 2003). A inclusão da camada de vegetação (dossel, solos e raízes) permitiu a influência das plantas na absorção de radiação, transferência de "*momentum*", *ET*, interceptação e precipitação. Os princípios biofísicos fundamentais de tais modelos são ainda comumente utilizados nos modernos modelos de superfícies (PITMAN, 2003).

Paralelamente ao desenvolvimento da segunda geração dos modelos de superfície, foi necessária a elaboração de um conjunto de parâmetros que descrevesse as variações espaciais das características da superfície, em escala global, para forçar ou "alimentar" os modelos. Este conjunto de parâmetros foi organizado com base em estudos ecológicos e geográficos (SELLERS et al., 1986). Na Amazônia, por exemplo, diversos estudos experimentais foram desenvolvidos objetivando identificar os parâmetros físicos que regulam os processos à superfície em tais modelos, dentre eles: *Amazon Regional Micrometerological Experiment* (ARME), *The Amazon Boundary Layer Experiment* (ABLE-2), *The Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study* (ABRACOS), *Rondonian Boundary Layer Experiment* (RBLE) e o mais atual LBA. No entanto, esta segunda geração de modelos incorporava descrições empíricas do processo de transpiração, o qual é caracterizado pela extração de água do solo pelas raízes das plantas e posterior transferência para a atmosfera através dos estômatos das folhas.

No início da década de 90, aliado ao surgimento do interesse da comunidade científica no estudo dos impactos climáticos associados ao aumento da concentração de CO_2 atmosférico, surge a terceira geração dos modelos de superfície, com representação explícita da fotossíntese. Os modelos passaram a incorporar as teorias mais recentes dos

processos tanto de fotossíntese quanto de respiração e as relações água-planta, para fornecer uma descrição consistente da transferência de calor, umidade e CO_2 entre as plantas e o ar adjacente. Esta geração combina a descrição do sistema físico climático com os processos biofísicos e biogeoquímicos, permitindo a alocação e consumo de recursos tais como C e nitrogênio (N), bem como o crescimento sob condições ambientais favoráveis ou morte em condições desfavoráveis (DICKINSON et al., 1998), fornecendo, dessa forma, uma parametrização física mais consistente das trocas de água, energia e C. A vegetação estática da segunda geração dos modelos de superfície foi substituída pelo tipo funcional de planta (*Plant Functional Types* - TFP, em inglês), que responde diferentemente às condições ambientais. Cada TFP representa um único tipo de planta. No entanto, um bioma pode ser representado por diferentes TFPs (por exemplo: florestas tropicais podem conter TFPs de árvores perenefólias, árvores decíduas, arbustos e gramíneas).

Posteriormente, a terceira geração evoluiu para o Modelo de Vegetação Dinâmica Global (*Dynamic Global Vegetation Models* - DGVM, em inglês), estabelecendo-se assim a quarta e atual geração desses modelos (GOCHIS et al., 2004), que consideram mudanças na composição e estrutura da vegetação em resposta às condições ambientais (KUCHARIK et al., 2000). O desenvolvimento dessa nova geração foi possível devido à incorporação do ciclo do C e dos processos ecológicos em escala de tempo de longo prazo, aos modelos de superfície continental, como o IBIS e INLAND. As primeiras previsões do colapso substancial da Amazônia em resposta ao aquecimento e seca, por exemplo, emergiram de um DGVM e foram desenvolvidas em escala de tempo centenária, com representações da estrutura do dossel, processos de solo, e diversidade funcional entre espécies (WHITE et al., 1999; COX et al., 2000).

2.2.2 Os balanços à superfície terrestre

As trocas de energia, água e C simuladas pelos modelos de superfície são calculadas de acordo com equações que consideram tanto os fluxos de entrada quanto de saída à superfície. A seguir encontra-se uma descrição detalhada da representação de cada uma dessas equações.

- **Balanço de energia**

A radiação solar ou radiação de onda curta emitida pelo sol pode ser refletida, absorvida ou transmitida pela atmosfera. Uma quantidade de energia também alcança a superfície terrestre, $s\downarrow$, e adicionalmente parte pode ser refletida. A quantidade de energia refletida pela auperfície depende do albedo (α) que está relacionado às características da superfície. Do total de 100 unidades de energia que entram no sistema terrestre global, cerca de 46 unidades são absorvidas pela superfície (ROSEN, 1999). A radiação infravermelha, ou radiação de onda longa (também conhecida como radiação terrestre), também pode ser recebida ($L\downarrow$) ou emitida ($L\uparrow$) pela superfície terrestre, dependendo da temperatura e da emissividade da superfície e da atmosfera. Dessa forma, o balanço líquido de radiação (também chamado de saldo de radiação), incluindo onda curta e onda longa, ambas incidente e refletida pela superfície terrestre, é chamado de balanço de radiação (Rn) e representa a energia disponível na superfície. O balanço de radiação pode ser descrito pela seguinte equação em termos de energia por unidade de área (W m^{-2}):

$$Rn = S\downarrow.(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow \qquad (1)$$

Adicionalmente, das 100 unidades de energia que entram no sistema terrestre global, cerca de 31 são trocadas na forma de calor latente (λET) e calor sensível (H) (ROSEN, 1999), também conhecidos como fluxos turbulentos. O calor latente, cujo λ é caracterizado como o calor latente de vaporização e ET como a evaporação total ou evapotranspiração, por simplicidade é comumente representado por LE. A superfície terrestre influencia significantemente a forma com que essas 31 unidades de energia são particionadas entre fluxos de calor latente e calor sensível. Ela também age como um importante estoque de energia em escalas diurna, sazonal e de longo prazo (milhares de anos no caso do calor armazenado na "*permafrost*"). O Rn deve ser balanceado entre H, λET e fluxo de calor no solo (G), como descrito em (2.2).

$$Rn = H + \lambda ET + G \qquad (2)$$

Em superfícies vegetadas, mais um termo é adicionado à equação acima, referente à energia armazenada na vegetação (S). No entanto, esse termo é geralmente omitido na maioria dos modelos, pois representa menos que 1% da energia absorvida pela superfície (SELLERS, 1992).

O correto particionamento de Rn entre H e λET pelos modelos de superfície é muito importante para a modelagem climática, uma vez que a redução de λET contribui com menos vapor de água para a atmosfera e tende a diminuir a nebulosidade e a precipitação, enquanto que o decréscimo em H tende a arrefecer a camada limite planetária e reduzir a convecção (BETTS et al., 1996). Isso faz com que tanto H como λET desempenhem um papel chave no sistema climático, ambos tornando-se foco na representação dos processos de superfície nos GCM e ESM. Nos modelos de superfície, o fluxo de H é representado matematicamente como um processo quasi-difusivo, como pode ser visualizado na equação a seguir:

$$H = \frac{T_s - T_r}{r_a} . \rho . c_p \tag{2.3}$$

Onde, T_s é a temperatura à superfície, T_r é a temperatura de referência acima da superfície, ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específicodo ar e r_a é a resistência aerodinâmica, que pode ser calculada de acordo com a teoria de Monin-Obukhov.

Por sua vez, o fluxo de λET é um processo mais complexo que H, uma vez que envolve grande parte da dificuldade no cálculo de H, além de todos os processos assossiados e a evaporação total da água (interceptação da água no dossel da vegetação, extração de água pelas raízes das plantas, difusão da umidade do solo, entre outros). Existem diversas formas de representar o fluxo de λET nos modelos de superfície, incluindo, por exemplo, os métodos de Penman-Monteith, do balanço de energia, do Priestley-Taylor. No entanto, de acordo com Sellers (1992), o método aerodinâmico é a aproximação mais utilizada por tais modelos, como pode ser visualizado na equação a seguir:

$$\lambda ET = \left(\frac{e^*\,(T_s) - e_r}{r_s + r_a}\right).\frac{\rho.c_p}{\gamma} \tag{2.4}$$

Onde $e^*\,(T_s)$ é a pressão de vapor saturado em T_s, e_r é a pressão de vapor d'agua na altura de referência, γ é a constante psicométrica e r_s é a resistência da superfície para a transferência de água da superfície para a atmosfera acima. Esta resistência inclui a resistência para a evaporação da água a partir do solo através de estômatos, ou dentro da planta. A inclusão de estômatos na resistência da superfície significa que λET de superfícies com vegetação é firmemente acoplado à atividade biológica por meio da fotossíntese, que, por sua vez, está relacionada à absorção de C pelas plantas. Já o fluxo G é um processo de condução-difusão e pode ser generalizado por (2.5), onde z representa a profundidade do solo e K a sua condutividade térmica:

$$G = -K.\frac{dT_s}{dz} \tag{2.5}$$

- **Balanço de água**

A dinâmica hidrológica à superfície terrestre é bastante complexa. Parte da precipitação que cai sobre a superfície é interceptada pelo dossel da vegetação e posteriormente evapora. Adicionalmente, parte escorre pelos galhos e troncos, atravessando o dossel. Essa oferta, juntamente com a parte que atinge o solo diretamente, infiltra na superfície através dos poros e, eventualmente, a outra parte é perdida como escoamento sobre a superfície. A umidade do solo, à superfície, pode evaporar diretamente para a atmosfera enquanto a parte infiltrada percola para as camadas abaixo da superfície, podendo ser extraída pelas raízes das plantas (para posterior transpiração) ou ser drenada para as camadas mais profundas do solo, abastecendo assim o lençol freático. Em geral, a entrada e saída desses fluxos de água compõem o balanço de água e pode ser resumida pela seguinte equação:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = P - ET - R \tag{2.6}$$

Onde $\Delta S/\Delta t$ é o armazenamento de água no solo (mm) em um dado intervalo de tempo, P é a precipitação ou neve, R é o escoamento total (escoamento superficial ou "*surface runoff*" (R) + escoamento profundo ou drenagem profunda (D)) e ET é a água perdida pela evapotranspiração (evaporação direta do solo + interceptação pelo dossel + transpiração das plantas). Segundo Hartmann (1994), o balanço de água está intimamente relacionado ao balanço de energia da superfície, uma vez que o fluxo de evapotranspiração à superfície é um componente chave em ambos os balanços. O balanço de água faz uso do fluxo ET (J kg^{-1}), o qual está relacionado ao balanço de energia à superfície, por meio de λET ou LE (W m^{-2}).

Os dois termos de escoamento que compõem o escoamento total são influenciados pelas características e umidade do solo. De acordo com Pitman (2003), existe uma diversidade de formas para modelagem de ambos, desde métodos muito simples (toda a água incidente se infiltra até à saturação e toda a água remanescente se torna escoamento), até métodos complexos baseado na parametrização da taxa de infiltração, ou ainda diferentes formas, como inclusão do cálculo de infiltração como um componente residual do balanço de superfície (WETZEL et al., 1996). Similarmente ao balanço de energia, o balanço de água é fortemente influenciado pelas características da superfície terrestre.

- **Balanço de carbono**

A vegetação e a atmosfera trocam carbono, na forma de CO_2, constantemente por meio da interface superfície-atmosfera. Essa troca é composta de fluxos associados aos processos de respiração e de assimilação. As plantas assimilam CO_2 da atmosfera por meio do processo de fotossíntese e uma quantidade desse C é utilizada na própria manutenção da planta, em um processo denominado respiração autotrófica e que resulta em liberação de CO_2 de volta para atmosfera, incluindo respiração dos compartimentos folhas, galhos e raízes. O restante do C assimilado pelas plantas por meio do processo de fotossíntese (~ 50%) irá compor as folhas, galhos, troncos e raízes das plantas, formando o estoque de biomassa da planta. Por outro lado, as plantas e/ou suas folhas eventualmente morrem e apodrecem, ou podem ser consumidas por herbívoros ou pelo fogo. Nos dois primeiros casos, o C que antes estava na vegetação passa para a liteira,

onde serve de fonte de energia para os micro-organismos ou animais. Estes também liberam CO_2 para a atmosfera, em um processo conhecido como respiração heterotrófica. A partir dos fluxos de C citados acima, é possível calcular o fluxo líquido de CO_2 ou troca líquida do ecossistema (*Net Ecosystem Exchange* - NEE, em inglês), o qual é dado por meio da seguinte equação:

$$NEE = R_{eco} - GPP \tag{2.7}$$

Onde GPP é a produtividade primária bruta (*Gross Primary Productivity*, em inglês), que equivale à quantidade de CO_2 assimilada pelas plantas devido à fotossíntese por unidade de área e de tempo, e R_{eco} é a quantidade de CO_2 que é incorporado à atmosfera resultante do processo de respiração autotrófica (Ra) somado ao processo de respiração heterotrófica (Rh), também denominada de respiração do ecossistema. A diferença entre GPP e Ra é chamada de taxa de fixação de C em um ecossistema ou produção primária líquida (*Net Primary Production* - NPP, em inglês). Trata-se do fluxo líquido de C da atmosfera fixado pelas plantas e acumulado como biomassa (ZHAO; RUNNING, 2010). Este estoque de C na vegetação assume importância fundamental, uma vez que ele pode aumentar ou diminuir rapidamente em resposta ao clima ou intervenções humanas, tendo efeitos fortes e imediatos na concentração de CO_2 na atmosfera (FOLEY; RAMANKUTTY, 2004). O fluxo de *NPP* é sensível a vários fatores de controle, incluindo aspectos relacionados ao clima, topografia, solos, planta, características microbianas, distúrbios e impactos antropogênicos (FIELD et al., 1995).

2.2.3 A representação da dinâmica do lençol freático

O lençol freático está localizado no topo da zona saturada do solo, também conhecida como "*groundwater*" (Figura 2.4). De acordo com Liang et al. (2003) e Yeh e Elthair (2005), a zona saturada do solo influencia fortemente a umidade do solo e consequentemente os balanços de energia e água, nos locais onde o lençol freático encontra-se próximo à superfície. Isso acontece porque a subida e a descida do nível do lençol freático interagem diretamente com a umidade do solo, na zona de raízes da

vegetação, atuando como fonte para a *ET* (NIU et al., 2007). Além disso, de acordo com os autores citados, a dinâmica da zona saturada do solo também controla a geração de escoamento direto, que consequentemente afeta os fluxos de umidade do solo, *ET*, infiltração e drenagem profunda (*deep drainage*, em inglês). Para as regiões que apresentam uma zona saturada do solo rasa, ou seja, mais próxima da superfície, a distribuição da umidade ao longo do perfil vertical do solo é altamente dependente da dinâmica do lençol freático (LO et al., 2010). Na Amazônia, por exemplo, estudo de Fan e Miguez-Macho (2010) mostrou que 36% da bacia apresenta nível do lençol freático menor que 5 m, enquanto 60% da área estudada exibe nível do lençol freático menor que 10 m.

Figura 2.4 - Perfil esquemático de uma encosta com a localização do lençol freático, franja capilar e zona saturada.

Fonte: Adaptado de *United States Geological Survey* - USGS (2016).

Apesar dos esforços na tentativa de melhor representar a interação entre a zona saturada e não saturada nos modelos de superfície (KIM; ELTHAIR, 2004; MAXWELL; MILLER, 2005; YEH; ELTAHIR, 2005; NIU et al., 2007; SOYLU et al., 2011), grande parte desses modelos ainda não considera em suas formulações a representação da dinâmica do lençol freático. Isso se deve em grande parte à ausência de um banco de dados globais que forneçam informações sobre a profundidade do lençol freático, o que

torna difícil a implementação de qualquer esquema numérico do lençol freático em grande escala espacial.

A ausência da representação do lençol freático, bem como dos fluxos hidrológicos horizontais responsáveis pelo fluxo de base ou descarga subterrânea (“*baseflow”,* em inglês) (que se refere ao movimento lateral lento da água no solo) nos modelos de superfície atuais, torna complicada a especificação da condição de limite inferior (YEH; ELTHAIR, 2005). Devido a isso, uma prática bastante comum entre esses modelos é a aplicação da condição de drenagem gravitacional ou drenagem livre. A drenagem gravitacional considera que toda a perda de água da coluna dar-se-á por meio da forçante gravitacional na base da coluna de solo, onde será gerado o escoamento de base ou subsuperfícial. Nos modelos IBIS e INLAND, por exemplo, a condição de limite inferior do modelo pode ser configurada para a condição de drenagem gravitacional ou fluxo de água zero por meio de um coeficiente empírico que varia entre 0 e 1, respectivamente. No caso da drenagem gravitacional, 100% de toda a água que passa pela última camada de solo é perdida por gravidade.

Esta é uma clara limitação no caso das áreas de baixio, uma vez que o fluxo de base advindo das partes mais altas da floresta é crucial para manter a vazão dos Igarapés na estação seca, e isso depende diretamente da variação temporal da quantidade de água armazeanda no baixio. Os fluxos de águas subterrâneas da área do platô, por outro lado, são afetados por um tempo de atraso de cerca de três meses devido ao tempo de viagem da água percolada através de uma zona subterrânea profunda dos platôs e, consequentemente, as respostas das águas subterrâneas são mais graduais do que nas áreas de baixio. Isto significa que o modelo INLAND pode ser aplicado a um ambiente de platô, mas não pode simular corretamente um ambiente localizado no fundo do vale, onde o lençol freático permanece na superfície do solo ou muito perto dela, durante grande parte do ano.

Certos impactos da condição rasa do lençol freático sobre os diversos fluxos à superfície, ainda que timidamente, vêm sendo demonstrado por alguns autores. Soylu et al. (2011), por exemplo, mostraram que a inclusão do lençol freático ao modelo *Bucket*

Type Soil Moisture (MANABE, 1969) melhorou a simulação da *ET* devido à umidade adicional advinda do lençol freático. O mesmo foi observado no trabalho de Liang et al. (2003), que realizou testes com o modelo *Variable Infiltration Capacity* - VIC (LIANG et al., 1994) com e sem a dinâmica do lençol freático, observando melhorias não só na *ET*, mas no particionamento de todos os componentes do balanço de água. A zona saturada do solo exerce um importante papel sobre o fluxo de *ET* na floresta. De acordo com Gutowskiet al. (2002), durante períodos relativamente secos, cerca de 33% da *ET* mensal é suportada pela água advinda da zona saturada do solo.

Já Maxwell e Miller (2005), incluíram a dinâmica do lençol freático ao modelo *Common Land Model* - CLM (DAI et al., 2003) e mostraram que a representação do escoamento superficial e da umidade do solo melhoraram significantemente. Além disso, o estudo de Lo et al. (2008) revelou que a inclusão do lençol freático ao modelo CLM pode melhorar também a estimativa do fluxo de base. Ainda de acordo com os autores, o bom particionamento entre o escoamento superficial e fluxo de base é essencial para as simulações de interação biosfera-atmosfera. Segundo Maxwell e Miller (2005), além de melhorias nos componentes do balanço hídrico, como umidade do solo e escoamento superficial, a representação da dinâmica do lençol freático também causa melhorias nos fluxos tanto de *LE* quanto de *H*. Esses autores analisaram fluxos de energia, com e sem a dinâmica do lençol freático no modelo de superfície CLM e demostraram a necessidade da implementação do lençol freático em tais modelos. Gusev e Nasonova (2002) incorporaram um simples modelo da dinâmica do lençol freático dentro do modelo de superfície *Soil Water-Atmosphere-Plants* - SWAP (GUSEV; NASONOVA, 1998), mostrando que o balanço de energia é fortemente controlado pelo lençol freático.

Estudos recentes também foram realizados na região Amazônica, com o objetivo de quantificar o papel da zona saturada do solo nos processos à superfície. Miguez-Macho e Fan (2012b) avaliaram o papel da dinâmica do lençol freático no balanço hídrico da floresta. Segundo estes autores, a inclusão da representação do lençol freático ao modelo de superfície CLM exerceu uma significativa melhoria nos fluxos simulados de umidade do solo e *ET*, nas áreas onde o lençol freático é raso. Miguez-Macho e Fan

(2012a) também avaliaram a importância da representação da dinâmica do lençol freático nos fluxos hidrológicos ao longo da bacia, porém utilizando o modelo hidrológico *LEAF-Hydro-Flood,* forçado com dados de reanálise. Segundo Miguez-Macho (2012a), foi verificado que, nas microbacias da floresta de Terra Firme, a vazão é controlada pela água subterrânea que se movimenta lateralmente em direção aos Igarapés e as variações observadas na vazão nessas áreas são fortemente influenciadas pela dinâmica do lençol freático.

2.2.4 O estresse devido à saturação do solo

A saturação do solo nas áreas onde o lençol freático está bem próximo à superfície favorece a geração de um ambiente permanentemente alagado. Nessas áreas, a maior parte do oxigênio (O_2) é substituída por água, limitando a disponibilidade para a respiração das raízes, em função da baixa solubilidade e da menor difusão do O_2 na água em relação ao ar, o que reduz a troca de O_2 entre a atmosfera e o solo inundado (LOBO; JOLY 2000). A redução da disponibilidade de O_2 nesses solos, e consequentemente para o sistema radicular (também conhecido como hipóxia), pode induzir a diminuição da condutância estomática e a redução da taxa fotossintética, limitando o crescimento das plantas (PEZESHKI, 2001).

Outros efeitos adversos acarretados pelo alagamento podem ainda incluir: redução no crescimento da parte aérea e da raiz; redução na produção de biomassa; e, aceleração da senescência e da mortalidade (BLOM et al. 1994; PEZESHKI, 1994; KOZLOWSKI, 1997; LOPEZ; KURSAR, 1999). Estas mudanças geralmente são mais drásticas no sistema radicular do que no caule, o que parece estar relacionado com a baixa atividade metabólica, seguida pela diminuição do crescimento e da renovação das raízes (PEZESHKI 1991). De acordo com Lobo e Joly (2000), a menor disponibilidade de recursos para manutenção do crescimento da planta ocorre porque, na ausência de O_2, o sistema radicular passa a quebrar moléculas de carboidrato anaerobicamente, o que resulta em uma baixa produção de energia por mol de glicose.

Apesar da grande diversidade de respostas observadas quanto ao crescimento em plantas arbóreas quando submetidas a períodos de alagamento do solo - o que dificulta o estabelecimento de critérios para definir a tolerância ao estresse, diversos estudos com plantas tropicais (KOLB et al. 2000; ANDRADE et al. 1999; PAROLIN 2001; PAROLI et al., 2004; MIELKE et al. 2003, 2005) mostraram uma inibição significativa da massa seca, de caule, folhas e raízes, sob condições de alagamento. Nas áreas de baixio, localizados no fundo do vale, as espécies apresentam estruturas morfológicas típicas de condições episódicas de hipóxia, como raízes escoras e adventícias, além de muitas raízes superficiais (BRITO, 2010). As condições episódicas de hipóxia nesses solos, e consequentemente no sistema radicular, pode induzir um decréscimo na condutância estomática da planta e na taxa fotossintética, limitando o crescimento (PEZHESHKI 2001; LI et al., 2007).

Adicionalmente, Oliveira e Joly (2010), estudaram o efeito da inundação em uma espécie característica de áreas alagáveis da floresta Amazônica (*Calophyllum brasiliense*) e verificaram que, apesar das plantas dessa espécie exibirem uma tolerância ao alagamento, o que explica a ampla distribuição da espécie na bacia, a saturação do solo afetou significativamente a taxa de assimilação do C de indivíduos dessa espécie. Os resultados desse estudo mostraram que além do efeito do estresse ocasionado pela saturação do solo ser gradativo, também foi intensificado com o aumento da duração dessa condição. Apesar de esse estudo ter sido realizado com espécie de várzea, sabe-se que as comunidades de árvores de florestas alagadas tendem a se assemelhar mais com as de florestas de terra firme dentro da mesma região geográfica (TERBORGH; ANDRESSEN, 1998). Além disso, como relatado em Ribeiro et al. (1999), diversas espécies que vivem nas florestas alagáveis das várzeas também podem ser encontradas nas áreas de baixio, dentro das florestas de Terra Firme.

O efeito da saturação do solo sobre o funcionamento das plantas tem sido um importante campo de pesquisa principalmente para a modelagem climática. Isso acontece porque, devido a redução da extração de água pelas raízes das plantas causado pelo efeito saturado do solo (FEDDES et al., 1978), o balanço de água é impactado por meio do fluxo de *ET*. Muitos modelos de superfície representam a extração de água

pelas raízes das plantas por meio de um termo de sumidouro da umidade do solo (S), adicionada à equação de Richards (que descreve a taxa de variação vertical do fluxo de água no meio não saturado com o tempo). Existem vários procedimentos numéricos para contabilizar esse termo, incluindo, por exemplo, a função de redução de Feedes et al. (1978), dado por:

$$S(h) = \alpha(h).S_{máx} \tag{2.8}$$

Onde h é a altura da coluna de água atuando no ponto em consideração (cm, < 0 em solos não saturados), α é um fator de redução podendo variar de 0 a 1 (adimensional) e $S_{máx}$ é a máxima taxa de extração de água pelas raízes integrada ao longo do perfil de solo (cm^3 cm^{-3} dia^{-1}). Sob condições não ótimas de umidade do solo, isto é, quando o solo está ou muito seco ou muito úmido, $S_{máx}$ é reduzida linearmente por meio desse fator $\alpha(h)$. Feddes et al. (1978) assumiram uma distribuição homogênea de $S_{máx}$ com a profundidade, de acordo com a seguinte equação:

$$S_{máx} = \frac{E_{pot}}{D_r} \tag{2.9}$$

Onde E_{pot} é a taxa de transpiração potencial (cm dia^{-1}) e D_r é a profundidade da zona de raízes (cm). A forma geral da função de redução de Feddes et al (1978) pode ser visualizada na Figura 2.5, onde é possível observar que a extração de água pelas raízes decresce linearmente entre os pontos II (h_2) e I (h_1) devido ao estresse causado pela condição do solo saturado.

A calibração apropriada do termo S requer valores dos parâmetros h_1, h_2, h_3 e h_4. Geralmente, os valores desses parâmetros são determinados usando dados das propriedades físicas do solo da área de estudo em questão.

Figura 2.5 - Formato geral da função de redução de Feddes et al. (1978).

A extração de água reduz linearmente de III (h_3) a IV (h_4), devido ao estresse hídrico ou falta de água, assim como a partir dos valores críticos II (h_2) e I (h_1), devido à saturação do solo e consequentemente falta de oxigênio. Entre II e III, a extração da água pelas raízes é ótima (S= 1).
Fonte: Adaptado de Fedds et al. (1978).

2.3 Materiais e métodos

A seguir, apresenta-se a descrição da área de estudo tratada na primeira etapa deste trabalho (item 2.3.1), abordando aspectos como localização, clima, vegetação, relevo, solos e hidrologia. No item 2.3.2, descreve-se o conjunto de dados utilizados para efetivação dos objetivos deste trabalho, com um breve relato do sistema de monitoramento hidrometeorológico instalado na área de estudo. Em seguida, no item 2.3.3 é realizada uma descrição detalhada dos diferentes módulos que compõem o modelo de superfície terrestre INLAND, usado para desenvolvimento da tese. Por fim, no item 2.3.4, é apresentado um resumo da metodologia utilizada neste capítulo, incluindo a descrição das simulações, a configuração do modelo INLAND, a descrição da modelagem da dinâmica do lençol freático no ambiente de baixio e a análise estatística dos dados.

2.3.1 Área de estudo

A área de estudo em que foi realizada a primeira etapa da tese localiza-se na região central da bacia Amazônica, na Reserva Biológica do Rio Cuieiras, de propriedade do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), 60 km a noroeste de Manaus

(Figura 2.6), no Km 34 (base do projeto LBA) da estrada de terra ZF-2. Esta Reserva abrange uma larga área de floresta tropical úmida não perturbada ou floresta de Terra Firme (22.735 ha ou 227,35 km^2) (RANZANI, 1980). Essa área foi escolhida devido às suas características peculiares com relação à transição completa de um domínio de solos argilosos para um domínio de solos arenosos com um acentuado gradiente topográfico (declividade de 12%; segundo ARAÚJO, 2009) e um forte gradiente vegetacional. Razões adicionais estão no fato de essa topossequência ser bastante representativa de florestas de Terra Firme na Amazônia e também é o único local na Amazônia que apresenta uma torre micrometeorológica no ambiente de baixio, com dados disponíveis.

Figura 2.6- Área de estudo.

Fonte: Cortesia da Drª. Luz Adriana Cuartas.

O clima da região é do tipo "Af" na classificação de Köppen (ALVARES et al., 2014), caracterizado como quente e úmido durante o ano inteiro, com temperatura média anual do ar em torno de 26°C (mínima 19°C e máxima 39°C). A baixa variação de temperatura é consequência do vapor d'água sempre alto na atmosfera: a umidade relativa do ar varia de 77 a 90%, com média anual de 84% (LEOPOLDO et al., 1987). A precipitação média anual varia de 1.400 a 2.800 mm, com uma estação chuvosa de novembro a maio e uma estação seca de junho a outubro. Os meses mais chuvosos são

março, abril e maio (> 300 mm de *P*) e os mais secos, julho, agosto e setembro (< 100 mm) (LUIZÃO, 1989). Os ventos nessa região são predominantemente de nordeste (TÓTA et al., 2012) e a vegetação encontrada nessa área é típica de floresta tropical primária não perturbada ou floresta densa de Terra Firme.

A topografia da região é constituída por uma sequência de platô, encosta e baixio (FERRAZ et al., 1998; LUIZÃO et al., 2004), com diferença de altura máxima de 60 m. O solo que ocupa a superfície do platô é composto pelos sedimentos terciários do Grupo Barreiras, que são constituídos de minerais resistentes à alteração, tais como a caolinita, o quartzo, os óxidos e hidróxidos de ferro (Fe) e alumínio (Al) (CHAUVEL, 1982). Nessa área, o solo é argiloso na superfície (com 65-75% de argila nos primeiros 30 cm) e muito argiloso abaixo, até 2-4 m de profundidade (com 80-90% de argila) (CHAUVEL et al., 1987), classificado como Latossolo Amarelo. Nas vertentes, os solos são do tipo Podzólicos Vermelho-Amarelo, com características dos platôs e dos baixios (FERRAZ et al., 1998). Nestas áreas ocorre a podzolização dos solos, causado principalmente pelo movimento lateral da água. Neste processo, ocorre essencialmente a translocação de argila e de compostos organominerais dentro do perfil entre os horizontes A e B do solo. Isto faz com que as vertentes caracterizem-se por solos argilosos nas partes mais altas e arenoargilosos em direção aos baixios. Nos baixios, localizados nas planícies aluviais ao longo dos Igarapés, encontram-se solos predominantemente arenosos, úmidos e ricos em alumínio (FERRAZ et al., 1998; LAURANCE et al., 1999), que são classificados como Arenossolos hidromórficos (FERRAZ et al., 1998).

2.3.2 Base de dados

Para o desenvolvimento da primeira etapa da tese foram utilizados dados hidrometeorológicos obtidos a partir da rede de monitoramento instalada na área de estudo, pelo projeto LBA/INPA. Além disso, também foram necessárias informações sobre a cobertura vegetal e solos da área de estudo.

- **Dados hidrometeorológicos**

Os dados hidrológicos juntamente com os dados meteorológicos requeridos para desenvolvimento da primeira etapa da tese formam o conjunto de dados hidrometeorológicos da área de estudo (Figura 2.7). Os dados meteorológicos são oriundos de duas torres de observações micrometeorológicas localizadas em ambientes de platô e de baixio ao longo do gradiente topográfico. As medidas tanto das variáveis meteorológicas convencionais quanto dos fluxos turbulentos de energia e CO_2 foram realizadas no topo das duas torres, com uma resolução temporal de 30 minutos. As duas torres estão distantes entre si cerca de 750 m e com uma diferença topográfica de aproximadamente 60 m de altura. A torre sobre o ambiente de platô (Torre K34) foi instalada no ano de 1999 e possui 50 m de altura (02°36'32.67''S, 60°12'33.48''W).

Figura 2.7 - Seção transversal da topossequência na área de estudo.

A posição do lençol freático refere-se à medida realizada no dia 16 de julho de 2002.
Fonte: Adaptado de Carbonsink-LBA (2003).

Os dados fornecidos pela torre K34 que foram utilizados nesse trabalho, entre o período de janeiro de 2000 a dezembro 2011, incluem: temperatura do ar (T, ºC), velocidade horizontal do vento (U, m s^{-1}), umidade relativa (RH, %), radiação de onda curta incidente e refletida (S_{in}; S_{out}, W m^{-2}), radiação de onda longa incidente e emitida (L_{in};

L_{out}, W m^{-2}) e precipitação (*P*, mm). Também foram utilizados os fluxos de temperatura ou calor sensível (*H*, W m^{-2}), de vapor de água ou calor latente (*LE*, W m^{-2}) e de CO_2 (*NEE*, W m^{-2}), medidos a partir do método de "*eddy covariance"* para o período de janeiro a dezembro de 2006. Adicionalmente, os dados de saldo de radiação (*Rn*) também foram utilizados para o período de 2006 (obtido pelo balanço entre S_{in}, S_{out}, L_{in} e L_{out}). As medidas de *ET* da torre K34 utilizadas nesse estudo foram obtidas por meio do *LE* (W m^{-2}) e λ ou calor latente de vaporização da água ($2{,}25 \times 10^6$ J kg^{-1}). Detalhes da instrumentação da torre K34 e suas variáveis podem ser encontrados em Araújo et al. (2002) e Tóta et al. (2012).

A torre localizada sobre o ambiente de baixio, no fundo do vale (Torre B34), foi instalada na área de estudo no ano de 2006 e possui 42 m de altura (02°36'09.08''S, 60°12'44.5''W). Das diversas medidas efetuadas nessa torre, as variáveis utilizadas nesse trabalho, no período de maio a dezembro de 2006, englobam: saldo de radiação (*Rn*, W m^{-2}), fluxos de temperatura ou calor sensível (*H,* W m^{-2}), de vapor de água ou calor latente (*LE*, W m^{-2}) e de CO_2 (*NEE*, W m^{-2}) também medidos a partir do método de "*eddy covariance"*. As medidas de *ET* da torre B34 utilizadas nesse estudo, assim como no caso da torre K34, foram obtidas por meio do *LE* em W m^{-2} e λ (J kg^{-1}). Maiores detalhes sobre a torre B34 podem ser encontrados em Araújo (2009).

Adicionalmente, os dados hidrológicos que foram utilizados na primeira etapa da tese constam de medidas do conteúdo volumétrico de água no solo ou umidade do solo (m^3 m^{-3}), altura do lençol freático (m) e vazão (m^3 s^{-1}), obtidos na área de estudo. A umidade do solo foi obtida por meio de duas técnicas de medições conhecidas como sonda de nêutrons (Modelo IH, Didcot Instrument Co, Abingdon, Inglaterra), para o período entre 01 de janeiro de 2001 a 12 de dezembro de 2006, e refletometria no domínio do tempo (*Time Domain Reflectometry* - TDR, em inglês) (Modelo CS615, Campbell Scientific), compreendido entre o período de 01 de janeiro de 2003 a 28 de fevereiro de 2006. Tanto os tubos para medição da umidade do solo por meio da sonda de neutrôns quanto o poço profundo caracterizado pela técnica do TDR estão localizados na região do platô, distantes aproximadamente 30 m da torre micrometeorológica K34.

O conteúdo volumétrico de água no solo por meio da sonda de nêutrons foi obtido em um perfil de 4,80 m de profundidade, medidos em três pontos distintos (T1, T2 e T3) com uma frequência temporal semanal. A primeira medida realizada pela sonda situa-se em uma profundidade de 0,1 m, e a partir da segunda medida, em 0,2 m, segue-se um intervalo padrão de 0,2 m entre uma medida e outra. Os valores obtidos da sonda de nêutrons foram transformados em umidade volumétrica do solo (m^3 m^{-3}) por meio do *Surface Wave Intelligent Profiling System* (SWIPS). Por sua vez, a obtenção da umidade do solo pelo TDR foi realizada em um poço com uma seção transversal de 1,2 x 1,8 m e 15 m de profundidade, forrado com folhas de acrílico para evitar a secagem das paredes do solo. Ao longo desse perfil, nove sensores ligados a um *datalogger* foram instalados nas respectivas profundidades: 8,0; 1,6; 2,4; 3,2; 4,8; 6,4; 8,8; 11,2; e 14,3 cm, para registro contínuo dos dados com uma frequência de 60 minutos. Os sensores foram instalados a uma distância de meio metro da parede do solo, no sentido horizontal, com o objetivo de minimizar os efeitos de borda. Cada sensor consiste de duas hastes paralelas de aço inoxidável com 30 cm de comprimento e 0,25 cm de diâmetro, instalados no local em julho de 2002. Mais detalhes da instrumentação do TDR podem sem encontrado em Broedel et al. (2017).

Os dados da altura do lençol freático foram obtidos de sete piezômetros (tubos de PVC) instalados irregularmente na área do baixio. A partir de medidas manuais nos diferentes piezômetros, foi monitorada a posição do lençol freático em relação à superfície com uma frequência temporal semanal ou menos (duas vezes por semana), entre o período de 19 de julho de 2002 a 29 de dezembro de 2006. Por fim, os dados de vazão ou descarga, na área de estudo, foram adquiridos por meio do instrumento ultrassônico Doppler (Modelo Starflow 6526, Unidata, Austrália) para o período de 10 de dezembro de 2001 a 01 de novembro de 2006 com uma frequência temporal de 30 minutos. Esse instrumento foi instalado em 2002 no canal principal do Igarapé, que está localizado na área de baixio em uma seção transversal com área de drenagem de 6.46 km^2. Detalhes da instrumentação referente à altura do lençol freático e da vazão podem ser encontrados em Cuartas (2008) e Cuartas et al. (2012).

- **Dados de cobertura vegetal e de solos**

Além dos dados hidrometeorológicos, também foram utilizados os dados referentes à cobertura vegetal, obtidos a partir da literatura, tanto no ambiente de platô quanto no de baixio. Entre os parâmetros do solo, destacam-se a temperatura do solo, a porosidade, a umidade na capacidade de campo, a umidade no ponto de murcha permanente, o expoente de Campbell, o potencial mátrico e a condutividade hidráulica saturada. Esses parâmetros influenciam na dinâmica de água no solo e nos fluxos de entrada e saída em todas as colunas, sendo, portanto, fundamentais para o ganho de qualidade nas simulações do balanço hídrico. Por sua vez, os parâmetros da vegetação incluem distribuição das raízes ao longo do perfil de solo, altura do dossel, LAI, albedo e fração de cobertura do dossel.

2.3.3 O modelo de superfície terrestre INLAND

Recentemente, tem sido desenvolvido o modelo BESM sob a coordenação do INPE, em colaboração com vários Institutos e Universidades brasileiras. Paralelamente, também está em desenvolvimento o modelo de superfície INLAND, sob a coordenação do Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST) do INPE, o qual se espera representar, no futuro, a componente da superfície continental no modelo BESM. O modelo INLAND foi desenvolvido a partir do modelo IBIS, que possui resolução espacial de 0,5º x 0,5º (latitude x longitude). No entanto, possui uma série de aprimoramentos, com capacidade de simular uma gama de processos da superfície continental, com foco principal na representação dos ecossistemas brasileiros e também de outras partes da América do Sul.

Possui, por exemplo, a implementação de simulação de culturas agrícolas (*Agro-Ecosystem Model* ou Agro-IBIS) como milho, soja, trigo e cana-de-açúcar (KUCHARIK, 2003) e simulação de fogos (ARORA; BOER, 2005; TOURIGNY, 2014). Além disso, o INLAND possui acoplamento ao modelo de roteamento hídrico de macroescala *Terrestrial Hydrologic Model with Biogeochemistry* - THMB (COE et al., 2007; CASTRO, 2017), para simular a propagação horizontal (roteamento) da água

na superfície continental. O THMB simula o transporte e armazenamento d'água no sistema hidrológico terrestre, incluindo a propagação em rios, a dinâmica de áreas alagáveis, bem como as áreas úmidas, os lagos e os reservatórios. Além disso, o INLAND também possui um modelo adicional de extração de água pelas raízes das plantas, baseado no modelo de Li et al. (2006), que, por meio de um fator de compensação, aumenta a eficiência de extração radicular nas camadas mais profundas à medida que o estresse hídrico nas camadas superiores aumenta. A primeira versão pública do modelo INLAND, que também inclui o modulo OD ("*single point*") desenvolvido por Costa et al. (2009), pode ser obtida em: http://www.ccst.inpe.br/inland/. Essa versão do modelo foi a utilizada para desenvolvimento da tese.

O modelo INLAND é um modelo integrado de processos de superfície e de ecossistemas terrestres, desenvolvido na Universidade de Wisconsin-Madison (*University of Wisconsin-Madison*, em inglês) por Foley et al. (1996). O INLAND faz parte da quarta e atual geração de modelos de superfície, classificado como um DGVM, como já discutido anteriormente. O processo de calibração inicial do INLAND foi realizado para cinco diferentes regiões ao longo do globo terrestre por meio de medidas biofísicas (DELIRE; FOLEY, 1999; KUCHARIK et al., 2000), incluindo as medições dos fluxos realizadas na Reserva Biológica do Jaru, no estado de Rondônia, pelo projeto ABRACOS.

A estrutura básica do modelo INLAND é composta de quatro módulos principais interligados, organizados de acordo com a escala temporal (Figura 2.8): processos de superfície continental (transferência de energia, água, CO_2 e "*momentum*" entre solo, vegetação e atmosfera); fenologia da vegetação (produção de folhas e senescência ou envelhecimento); dinâmica da vegetação (alocação, "*turnover*" e competição entre TFPs por luz e água); e, biogeoquímica do solo (ciclo do N e do CO_2). A abordagem integradora da estrutura desse modelo permite o acoplamento explícito entre os processos ecológicos, biofísicos e fisiológicos no perfil de solo e vegetação, ocorrendo em diferentes escalas de tempo. Os dois módulos mais importantes para

desenvolvimento desse estudo são descritos a seguir, baseado na literatura de Foley et al. (1996) e de Kucharik et al. (2000).

Figura 2.8 - Esquema dos processos representados no modelo INLAND.

As escalas de tempo dos processos característicos são indicadas na parte inferior da figura.
Fonte: Adaptado de Kuchariket al. (2000).

2.3.3.1 Módulo de superfície continental

O módulo de superfície continental do modelo INLAND foi construído a partir do modelo de superfície conhecido como *Land Surface Transfer Scheme* - LSX (POLLARD; THOMPSON, 1995), que tem sua estrutura baseada nos modelos SiB (SELLERS et al.,1986) e BATS (DICKINSON et al., 1986). Esse módulo inclui duas camadas de vegetação (dossel inferior, correspondente às gramíneas/arbustos e dossel superior, correspondente às árvores), seis camadas de solo (com espessura variável) e três camadas de neve (quando requeridas), para simular os balanços de energia, de água e de C no sistema compreendido pelo solo, vegetação e atmosfera.

A cobertura vegetal da superfície terrestre, representada por duas camadas de vegetação, é caracterizada por 12 tipos funcionais de plantas (TFPs), divididos em floresta tropical, floresta decídua, floresta temperada, coníferas, arbustos e gramíneas. A distribuição geográfica dos TFPs é determinada usando um conjunto simples de restrições climáticas que estabelece limites de tolerância ao frio, requisitos de crescimento e requisitos mínimos de frio (KUCHARIK et al., 2000). A combinação desses 12 TFPs originam 15 distintos ecossistemas no modelo. Isso ocorre porque, no modelo INLAND, um ponto de grade pode conter um ou mais TFPs, que juntos correspondem a um tipo de vegetação (FOLEY et al., 1996). Para capturar as variações resultantes dos processos biofísicos e fisiológicos durante o ciclo diurno, o módulo de superfície do modelo opera em uma escala temporal relativamente pequena (entre 10 a 60 minutos), similar à escala temporal usada pelos GCMs.

- **Física do solo**

Começando pelos processos ocorridos no interior do solo, destaca-se a dinâmica do fluxo de água ao longo das seis camadas de solo, que é representada no INLAND por meio da equação de Richards (RICHARDS, 1931), a qual utiliza o Princípio de Conservação de Massa, juntamente com a Lei de Darcy (CAMPBELL; NORMAM, 1998), para relacionar as variações do conteúdo de água no solo com os potenciais gravitacional, matricial, osmótico e de pressão presentes no solo. Considerando um fluxo unidirecional, em uma coluna de solo não saturado, a equação de Richards pode ser expressa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D(\theta).\frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S \tag{2.30}$$

$$D(\theta) = K(h).\left(\frac{\partial h}{\partial \theta}\right) \tag{2.11}$$

Onde θ é o conteúdo volumétrico de água no solo (m^3 m^{-3}), $D(\theta)$ é a difusividade hidráulica (m^2 s^{-1}), K é a condutividade hidráulica do solo (m s^{-1}), h é a pressão da coluna ou potencial mátrico (m), t é o tempo (s), z é a profundidade abaixo da

superfície do solo, orientada positivamente para baixo (m), e S é a taxa de extração de água pelas raízes das plantas (m^3 m^{-3} s^{-1}). Tanto a condutividade hidráulica quanto a difusividade do solo são funções da umidade do solo. A difusividade hidráulica, originalmente proposta por Buckingham (1907), é uma medida da densidade de fluxo sob um gradiente de umidade.

Na prática, isso significa que o solo é homogêneo, o que torna claro que o principal interesse em se introduzir a difusividade hidráulica na teoria do movimento de água em solos não saturados é para facilitar a resolução de problemas próprios dos meios hidraulicamente homogêneos (PREVEDELLO, 1996). Por sua vez, a condutividade hidráulica é a medida da habilidade de um meio poroso em conduzir água (KUTILEK; NIELSEN, 1994). Por exemplo, poros ocupados pelo ar reduzem a área efetiva do fluxo, aumentando a tortuosidade do fluxo remanescente. De acordo com Campbell (1985), a condutividade hidráulica do solo pode ser calculada por uma equação que relaciona a condutividade hidráulica em condição saturada e a umidade do solo, em uma relação denominada de equação de pedotransferência, dada a seguir:

$$K(\theta) = K_s \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{2.12}$$

Onde θ é a umidade volumétrica do solo não saturado (m^3 m^{-3}), θ_s é a umidade volumétrica do solo na condição saturada (m^3 m^{-3}) e b é um coeficiente empírico (adimensional), determinado por Clapp e Hornberger (1978), que está diretamente relacionado à textura do solo. O coeficiente empírico de Clapp e Hornberger, juntamente com os demais atributos hidráulicos do solo incluindo a condutividade hidráulica, a porosidade, a umidade no ponto de murcha permanente, a umidade na capacidade de campo e o potencial matricial, são determinados ao longo das seis camadas de solo do modelo (porém mantêm-se invariáveis), de acordo com a textura do solo (CAMPBELL; NORMAN, 1998). O termo S na equação de Richards, que representa o sumidouro de água em cada uma das seis camadas de solo (i), é função da transpiração das plantas e é dado por:

$$S_i = P.F_i \tag{2.13}$$

Onde P é a transpiração da planta (m s^{-1}) e F é a fração de água extraída do solo, sendo este último uma função tanto da distribuição das raízes quanto da disponibilidade de água no solo, como pode ser observado pela seguinte equação:

$$F_i = \frac{R_i.W_i}{\sum_{j=1}^{n} R_j.W_j} \tag{2.14}$$

Onde R é a fração de biomassa do solo (adimensional) e W é o fator de disponibilidade de água no solo (adimensional), definido como:

$$W = \frac{1.0 - exp(e.\theta_a)}{1.0 - exp(e)} \tag{2.15}$$

Onde e é um fator de estresse (adimensional), que determina a profundidade do estresse de umidade do solo sobre os processos fisiológicos (a versão atual do modelo INLAND utiliza $e = -5$), e θ_a é a fração de disponibilidade de água no solo (adimensional), expressa da seguinte forma:

$$\theta_a = \frac{\theta - \theta_w}{\theta_f - \theta_w} \tag{2.16}$$

Onde θ é o conteúdo real de água no solo (m^3 m^{-3}), θ_w é o conteúdo de água no solo no ponto de murcha permanente (m^3 m^{-3}) e θ_f é a umidade do solo na capacidade de campo (m^3 m^{-3}). A fração de biomassa do solo, também chamada de R (visualizada inicialmente em (2.14)), é calculada por meio da seguinte equação para uma dada camada do solo (i):

$$R_i = Y_i - Y_{i-1} \tag{2.17}$$

Onde, Y é a fração cumulativa de raízes finas (< 2 mm) entre a superfície e a profundidade correspondente do solo (m). O termo Y representa, na prática, a

distribuição vertical do sistema radicular ao longo das seis camadas de solo, no modelo INLAND, e foi proposta inicialmente por Gale e Grigal (1987), por meio de uma equação que posteriormente foi reformulada por Jackson et al. (1997). De acordo com Jackson et al. (1997), Y (adimensional) é determinado em função da profundidade máxima da camada de solo e de um parâmetro de distribuição das raízes finas, que depende de cada tipo de ecossistema:

$$Y = \frac{1 - \beta^{d}}{1 - \beta^{d_{max}}} \tag{2.18}$$

Onde d_{max} é a profundidade máxima do solo e β é o parâmetro que fornece um índice numérico de distribuição de raízes finas, podendo variar entre 0 e 1. Em geral, valores de β mais distantes de 1 indicam uma distribuição de raízes mais concentradas próximo à superfície, enquanto valores próximos de 1 relacionam-se com maior proporção de raízes finas distribuidas ao longo do perfil de solo (Figura 2.9). Isso significa que quanto mais profundo e bem distribuído for o sistema radicular, maior será a captura de água pelas raízes e menor será o estresse hídrico.

Figura 2.9 - Variação da fração acumulada de raízes finas ao longo do perfil de solo (8 metros), para diferentes valores de β.

Fonte: Produção do autor.

De acordo com Jackson et al. (1997), os valores de β foram somente calculados para dados de raízes finas, uma vez que são caminhos primários para água e nutrientes extraídos pelas plantas, essenciais, portanto, para a ciclagem de nutrientes. No INLAND, a fração de raízes finas é calculada tanto para o dossel superior quanto para o dossel inferior, representado por β_2 e β_1 respectivamente. Jackson et al. (1996 e 1997) compilaram uma base de dados globais sobre estudo de raízes, dando origem aos valores de β para diferentes biomas. O valor de β_2 para o ecossistema de floresta tropical, por exemplo, foi definido como 0.972 e 0.962 em Jackson et al. (1997) e Jackson et al. (1996), respectivamente.

- **Fisiologia da planta**

Ainda no interior do solo, por meio da extração de água no solo, inicializa-se o processo de transpiração das plantas (P), que envolve perda de vapor de água da parte aérea da planta. O processo de transpiração é governado pela regulação estomática, que controla a troca de vapor d'água e CO_2 entre a copa da vegetação e a atmosfera, e pode ser representada pela equação:

$$P = \frac{\rho . C}{1 + r . C} . (1 - f^{wet}) . [q_{sat}(L) - q] . LAI \tag{2.4}$$

Onde ρ é a densidade do ar próximo à superfície (kg m^{-3}), f^{wet} é a fração de área foliar úmida interceptada pela água ou neve, L é a temperatura da folha (ºC), C é o coeficiente de transferência de calor/vapor entre o dossel e o ar (m s^{-1}), e q_{sat} é a umidade específica de saturação à temperatura da folha (kg H_2O kg ar $^{-1}$), q é a umidade específica ambiente no dossel, e r é a resistência estomática por unidade de área foliar. A resistência estomática é função da radiação fotossinteticamente ativa (PAR), da temperatura, do déficit de pressão de vapor - DPV (ou *Vapor Pressure Deficit* - VPD, em inglês) e do conteúdo de água disponível no solo. A transpiração das plantas está intimamente ligada com a fotossíntese, pois com o potencial de água formado, a água tende a subir pelo xilema, da raiz até as folhas, onde será utilizada para a etapa que

envolve a fotossíntese. Os estômatos das plantas abrem-se durante a fotossíntese para a entrada de CO_2, resultando em perda de água para o ambiente na forma de transpiração.

Saindo do interior do solo e indo para os processos que ocorrem na vegetação, destaca-se o processo de fotossíntese de plantas C_3 (todas as árvores e muitas herbáceas), que inclui a assimilação de CO_2 e a respiração da folha baseado nas equações de Farquhar (FARQUHAR et al., 1980). A assimilação líquida de CO_2 (A_n, mol CO_2 m^{-2} s^{-1}) é dada em função da assimilação bruta de CO_2 (A_g, mol CO_2 m^{-2} s^{-1}) e da respiração de manutenção (R_d, mol CO_2 m^{-2} s^{-1}) da planta. A assimilação bruta de CO_2 (A_g), por sua vez, é função da densidade do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) absorvida pela folha (Q_p, Einstein m^{-2} s^{-1}), da temperatura da folha (T, ºC), da concentração de CO_2 nos espaços intercelulares das folhas (C_i, mol mol^{-1}) e da capacidade máxima da enzima Rubisco (V_m, mol CO_2 m^{-2} s^{-1}), que está relacionada à respiração de manutenção (R_d) da planta. As equações a seguir ilustram cada etapa desse processo:

$$A_n = A_g - R_d \tag{2.20}$$

$$A_g \approx min(J_e, J_c) \tag{2.21}$$

$$J_e = \alpha_3 . Q_p . \left(\frac{C_i - \Gamma_*}{C_i + 2\Gamma_*}\right) \tag{2.22}$$

$$J_c = \frac{V_m . (C_i - \Gamma_*)}{C_i + K_c . \left(1 + \frac{[O_2]}{K_0}\right)} \tag{2.23}$$

$$C_i = C_s - \frac{1{,}6\, A_n}{g_s} \tag{2.24}$$

$$C_s = C_a - \frac{A_n}{g_b} \tag{2.25}$$

$$V_m = V_{máx} . \omega(T) . \omega(S) \tag{2.26}$$

$$R_d = \xi . V_{máx} \tag{2.27}$$

Onde J_e e J_c são as taxas de assimilação de CO_2 limitada pela luz e pela enzima Rubisco, respectivamente (mol CO_2 m^{-2} s^{-1}); Γ_* é o ponto de compensação para a assimilação bruta de CO_2 (mol mol^{-1}); K_c e K_0 são os coeficientes de Michaelis-Menten para CO_2 e O_2, respectivamente (mol mol^{-1}) (K_c = 1,5x10^{-4} e K_0 = 0,25); $V_{máx}$ é o valor nominal da capacidade máxima da enzima Rubisco (mol CO_2 m^{-2} s^{-1}) para cada TFP. O valor de $V_{máx}$ para o TFP 1 (floresta tropical, por exemplo) é definido no INLAND como 65 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}; $\omega(T)$ é a função de estresse devido à temperatura da folha (chamada de *tempvm,* no INLAND); $\omega(S)$ é a função de estresse devido à umidade do solo em todas as camadas (chamada de *stresstu,* no INLAND); α_3 é a eficiência quântica para absorção de CO_2 em plantas C_3 (mol CO_2 $Einstein^{-1}$); ξ é o coeficiente de respiração da folha da enzima Rubisco (COLLATZ et al., 1991); C_s é a concentração de CO_2 na superfície da folha (mol mol-1); C_a é a fração molar de CO_2 na atmosfera (mol mol^{-1}); g_b é a condutância do CO_2 na camada limite da folha (mol H_2O m^{-2} s^{-1}); e g_s é a condutância estomática do vapor d'água (mol H_2O m^{-2} s^{-1}). A condutância estomática é simulada no INLAND como uma função de A_n, de C_s e da umidade relativa do ar na superfície foliar (h_s), conforme as formulações de Ball-Berry (BALL et al., 1987):

$$g_s = \frac{m.A_n}{C_s}.h_s + b \tag{2.28}$$

Os termos m e b são respectivamente os coeficientes de inclinação (adimensional) e o intercepto (mol H_2O m^{-2} s^{-1}), obtidos pela análise da regressão linear de dados referentes à troca gasosa de folhas em ambiente com ventilação e temperatura controlada (BALL et al., 1987).

- **Física do dossel**

Saindo do nível onde acontecem os processos fisiológicos do dossel e avançando em direção aos processos físicos que ai ocorre, encontram-se os diversos fluxos que,

juntamente com os demais compartimentos do sistema (solo-vegetação), compõem os balanços de radiação, energia, água e C entre a superfície e a atmosfera. O INLAND simula tanto a troca de radiação solar ou radiação de onda curta (visível: 0,4 a 0,7 µm; e, infravermelho próximo - IVP: 0,7 a 4,0 µm) quanto de radiação terrestre ou radiação de onda longa (infravermelho - IV: 4,0 a 100 µm) entre a superfície, o dossel da vegetação e a atmosfera. Para isso, o INLAND utiliza o modelo de transferência radiativa *two-stream* (SCHMETZ, 1984) que, na prática, consiste na integração matemática dos processos de interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação solar direta e difusa pela folhagem da vegetação (separadamente para radiação direta e difusa e para cada TFP). Para um determinado TFP, o albedo é uma função do estado da vegetação, do ângulo zenital e da cobertura de neve. O albedo do solo é uma função da cor e da umidade na camada superficial do solo. Maiores detalhes deste esquema podem ser encontrados em Dickinson (1984) e Sellers et al. (1986). A radiação infravermelha é simulada como se a camada de vegetação fosse um plano semitransparente com a emissividade dependente da densidade foliar (FOLEY et al., 1996; KUCHARIK et al., 2000).

Dessa forma é possível obter o saldo de radiação (*Rn*) da superfície, caracterizado pelo balanço de radiação de ondas curtas e de ondas longas, como mostra (2.1). Esse saldo representa a energia radiativa disponível na superfície continental que alimenta o sistema, sendo particionada principalmente entre os fluxos de calor latente (*LE*), sensível (*H*), como pode ser visualizado em (2.2). Ainda dentro do dossel é possível observar os fluxos hidrológicos simulados pelo INLAND, incluindo a interceptação de *P* e a retenção pelo dossel, a transpiração e a evaporação pelo dossel da vegetação, que, juntamente com os fluxos de outros compartimentos (evaporação da superfície do solo, água empoçada na superfície, infiltração do solo, fluxo de água entre o solo camadas, drenagem profunda e extração de água pelas raízes), originam o balanço hídrico do modelo, conforme (2.6). Para calcular a evaporação da precipitação interceptada pelo dossel da vegetação (I, kg m^{-2} s^{-1}) e contabilizá-la na *ET*, o modelo INLAND descreve a cascata de precipitação através do dossel (P_0, kg m^{-2} s^{-1}). Além disso, a interceptação também é função da densidade da vegetação, representada pelo *LAI* (m^2 m^{-2}), como pode ser visualizado na equação abaixo:

$$I = P_0.(1 - exp(-LAI)) \quad (2.29)$$

A partir dos fluxos de C calculados no item referente à fisiologia do dossel, o modelo INLAND também simula o balanço de C para cada TFP. A troca líquida de CO_2 entre a superfície terrestre e a atmosfera acima (*NEE*) é calculada pela diferença entre a respiração heterotrófica e o *NPP*, como descrito em (2.7). A *NPP* é uma variável importante no modelo, pois se trata de uma medida quantitativa de crescimento da planta e da assimilação de C.

2.3.3.2 Módulo de vegetação dinâmica

O módulo de vegetação dinâmica do INLAND simula mudanças na estrutura da vegetação, em uma escala temporal anual, por meio da competição entre os diferentes TFPs existentes em cada ponto de grade. Essa competição é impulsionada por diferenças na disponibilidade de recursos comuns, como luz e água. Por exemplo, árvores com dosséis altos são capazes de capturar primeiramente a luz e, portanto, fazem sombra para arbustos e gramíneas. No entanto, a vegetação que está situada abaixo, no dossel inferior, é capaz de extrair primeiramente água do solo, devido à menor profundidade das raízes. Dessa forma, o modelo consegue simular a competição entre os diferentes grupos.

Além disso, segundo Kucharik et al. (2000), a competição entre TFPs para mesma camada de dossel (por exemplo, árvores) também é caracterizada pela diferença do balanço anual de C resultante de estratégias ecológicas distintas, como diferenças na fenologia (floresta tropical ou vegetação decídua), no formato da folha (decídua ou não decídua) e na fisiologia (plantas C_3 ou C_4). Cada TFP é representado pelo INLAND em termos de três compartimentos de biomassa: C nas folhas (a_{leaf}), troncos (a_{stem}) e raízes finas (a_{root}). Isso significa que o C fixado pela fotossíntese pode ser alocado em diferentes compartimentos da planta. Dessa forma, a quantidade de C alocada nesses compartimentos (kg C m^{-2}) ou as mudanças transientes em cada um dos compartimentos da biomassa (*j*) de cada TFP (*i*) podem ser descritos pela seguinte equação diferencial:

$$\frac{\partial c_{i,j}}{\partial t} = a_{i,j}.NPP_i - \frac{c_{i,j}}{\tau_{i,j}} \tag{2.30}$$

Onde $a_{i,j}$ é a fração anual de *NPP* alocada em cada compartimento (folhas, galhos e raízes) e $\tau_{i,j}$ é o tempo de residência do C em cada compartimento da biomassa (anos). O tempo de residência do C representa a perda de biomassa por meio da mortalidade, perturbação e "*turnover*" de tecidos. Além das mudanças transientes em cada um dos compartimentos da biomassa, o modelo INLAND também calcula o *LAI* (m^2 m^{-2}), obtido pela soma dos índices de área foliar de cada tipo funcional de planta, por:

$$LAI = \sum_{j=1}^{n} cbiol_j.specla_j \tag{2.31}$$

Onde *n* é o número de TFPs representado no modelo, $specla$ é a área foliar específica (m^2 kg^{-1}) e $cbiol$ é a quantidade de C (kg C m^{-2}) alocado no compartimento das folhas. O $cbiol$ é calculado no INLAND por meio de (2.32), onde tau_{leaf} é o tempo de retorno do C nas folhas (anos), a_{leaf} é a fração de alocação de C para as folhas e $aynpp$ é a *NPP* total anual (kg C m^{-2} ano^{-1}).

$$cbiol = cbiol.e^{\left(\frac{-1}{tau_{leaf}}\right)} + a_{leaf}.tau_{leaf}.max(0, aynpp).\left[1 - e^{\left(\frac{-1}{tau_{leaf}}\right)}\right] \tag{2.32}$$

2.3.4 Metodologia

2.3.4.1 Resumo das simulações numéricas

O modelo INLAND foi configurado e ajustado para ambos os ambientes, levando em consideração os parâmetros físicos baseados em estudos observacionais, bem como a dinâmica hidrológica nos dois locais. Todas as simulações reportadas aqui foram

efetuadas no modo *"offline"*, usando a versão pontual (0D), ou "*single-point"*, e forçadas com as condições microteorológicas da torre K34 com frequência horária, no período de 2000 a 2011. Isso significa que em todas as simulações realizadas, o modelo INLAND foi forçado com os mesmos dados de entrada, e, portanto, as alterações nos componentes dos balanços de energia, água e C resultaram das modificações das características morfológicas e biofísicas da vegetação, propriedades físicas do solo e dinâmica hidrológica.

Nesta etapa, foi realizado dois conjuntos de simulações para cada área (platô e baixio). No primeiro conjunto de simulações, para evitar complexidade adicional, a vegetação foi considerada fixa ou estática, isto é, manteve-se o módulo de dinâmica da vegetação do modelo INLAND desligado. Assim, nenhuma mudança na estrutura padrão da vegetação foi assumida durante o período de simulação. O modelo INLAND foi submetido ao procedimento de "*spin-up"*, onde os dados de 12 anos das variáveis de forçamento do modelo foram repetidos seis vezes, originando uma série de 72 anos, entre o período de 1 de janeiro de 1960 a 31 de dezembro de 2011. Esse procedimento de "*spin-up",* também conhecido como simulações preliminares, foi realizado para que os processos representados pelo modelo, como a umidade e temperatura do solo, atingissem o equilíbrio. Para fins de análises, foram considerados apenas os últimos 12 anos de simulações, de 2000 a 2011. A análise das simulações dos fluxos de energia, água e C foi realizada comparando os dados simulados e observados em cada uma das áreas ao longo da topossequência, para o período em que os dados observados estavam disponíveis.

No segundo conjunto de simulações, foi empregada a rotina de dinâmica da vegetação do INLAND para avaliar os fluxos de biomassa e de C entre os ambientes de platô e de baixio, após 100 anos de integração, ou seja, repetindo nove vezes o conjunto de forçantes meteorológicas (de 1º de janeiro de 1900 a 31 de dezembro de 1999). Neste caso, o modelo foi utilizado para simular mudanças na estrutura da vegetação em uma escala de tempo anual por meio da competição contínua pela luz e água entre TFPs do dossel superior e inferior. Essa etapa foi executada de duas maneiras diferentes: simulações com vegetação inicial (VD1) e sem vegetação inicial (VD2). No segundo caso, também conhecido como *cold start*, havia apenas sementes no solo quando

iniciada as simulações, que posteriormente germinaram e cresceram ao longo do tempo de acordo com as condições ambientais. A análise dos resultados (média dos últimos 10 anos) foi realizada por meio de comparação dos dados simulados com os dados observados (ou estimados) obtidos da literatura para ambas as áreas, no mesmo local de estudo.

2.3.4.2 Configurações do modelo INLAND

- **Dados de entrada**

A cobertura vegetal do modelo é derivada do mapa de vegetação potencial global obtido por Ramakutty and Folley (1999) e serve como base para a obtenção de parâmetros tais como albedo, *LAI*, comprimento de rugosidade, resistência da superfície, entre outros. A vegetação potencial representa aquela que poderia existir em um determinado local na ausência de intervenção humana (RAMANKUTTY; FOLEY, 1999). Neste mapa, a região Amazônica é coberta em sua maior parte por floresta tropical (TFP 1). Os valores referentes aos parâmetros iniciais do modelo, tais como, a altura de referência das observações meteorológicas, a altura de referência do dossel da vegetação, a temperatura do solo, as coordenadas geográficas e a concentração de CO_2 e O_2, que se mantiveram constante para ambas as áreas ao longo das simulações, podem ser visualizados na Tabela 2.1. A altura média do dossel (*ztop*), para a área de platô foi obtida da calibração inicial de Imbuzeiro (2005), ao passo que, para a área de baixio, a altura média do dossel foi adquirida de Ranzani (1980) e Pinheiro (2007).

Tabela 2.1 - Parâmetros iniciais adotados nas simulações para as áreas de platô e de baixio.

Parâmetro	Descrição	Unidade	Platlô	Baixio
za	Altura da torre	m	50	42
ztop	Altura do dossel da vegetação	m	35	17,5
tsoi	Temp. do solo em cada camada	K	298,3	298,8
co2init	Concentração inicial de CO_2	mol mol^{-1}	0,00400	0,000400
o2init	Concentração inicial de O_2	mol mol^{-1}	0,209000	0,209000

Fonte: Produção do autor.

- **Parâmetros físicos**

Em geral, o modelo INLAND exige especificação de 76 parâmetros, sendo que 14 desses parâmetros são relacionados ao solo, 12 são específicos para cada tipo funcional de planta e os 50 outros parâmetros estão relacionados às características biofísicas e morfológicas da vegetação. No entanto, para desenvolvimento da tese, foram ajustados 15 parâmetros relacionados à vegetação e ao solo. Para os demais parâmetros, consideraram-se os valores obtidos na calibração de Imbuzeiro para a área de estudo (2005).

Adicionalmente aos parâmetros do solo, é necessária também a especificação da espessura de cada uma das seis camadas ao longo do perfil de solo. No platô, por exemplo, as espessuras de cada uma das camadas do modelo utilizadas nesse estudo foram respectivamente: 0,20; 0,30; 0,50; 1,0; 2,0; 4,0 metros, totalizando oito metros de profundidade. Enquanto no baixio, foi considerada uma menor profundidade total do solo (quatro metros) devido a maior proximidade do lençol freático em relação à superfície. As espessuras utilizadas nas simulações para o baixio foram: 0,10; 0,20; 0,30; 0,40; 1,0; 2,0 metros.

Na versão pontual (0D) original do INLAND, os valores dos parâmetros do solo são obtidos a partir das tabelas de consulta baseadas na textura do solo, utilizando o mapa de textura do *Global Gridded Surfaces of Selected Soil Characteristics* (IGBP-DIS), comumente usadas nos LSMs. Para a primeira fase da tese, a tabela utilizada pelo INLAND foi substituída por propriedades hidráulicas para solos referentes ao platô e ao baixio obtidos da literatura. Adotando essa metodologia, foi possível utilizar diferentes parâmetros hidráulicos para cada camada ao longo do perfil do solo, que na versão original do INLAND permanece constante. Para isso, foram necessárias modificações na subrotina "*inland_inisoil*" do modelo.

Inicialmente, cada um dos parâmetros da vegetação e do solo foi adquirido baseado em literatura pertinente referente à área de estudo ou mesma região (ou características similares), e a partir disso, foram ajustados a fim de obter os melhores resultados entre

as curvas observadas e simuladas referente aos fluxos à superfície. O valor da fração de cobertura do dossel superior (*fu*) e inferior (*fl*) para a vegetação do platô foi obtido da calibração de Imbuzeiro (2005), e para a vegetação do baixio, que apresenta uma cobertura mais espaçadamente distribuída, o valor foi obtido de Cuartas et al. (2007). Tanto a eficiência máxima da enzima Rubisco, que é definida para cada TFP (*Vmax*), quanto os coeficientes relacionados à enzima Rubisco (*tempvm_coef*) e condutância estomática (*coefm*) foram ajustados a fim de obter um melhor resultado para o *NEE.*

Adicionalmente, para a correta representação do LAI (dossel superior) para a área de platô e de baixio, foi necessário o ajuste do parâmetro *plaievgr*, de acordo com Malhi et al., 1998 Marques-Filho et al. (2005) para área de platô e Cuartas et al. (2012) e Zanchi (2013), para área de baixio. Os valores de albedo foram obtidos Araújo (2009) e Oliveira (2010), tanto para o platô quanto para o baixio, por meio do parâmetro *rhoeveg_NIR*. O tempo de decaimento de água (*tdripu, tdrips, tdripl*) no dossel representa o período que a água ficará sobre o dossel, antes de cair. Esses coeficientes foram importantes para ajustar a interceptação do modelo em ambas as áreas. A interceptação de água no dossel, no platô e no baixio foi ajustada com base nos trabalhos de Cuartas (2007) e Oliveira (2010), respectivamente. Os valores de *beta1* e *beta2*, referente à distribuição das raízes finas no perfil de solo utilizados nas simulações, foram obtidos levando em consideração o comportamento da dinâmica de água no solo e do balanço de energia em ambos os locais. Por fim, os parâmetros relacionados ao tempo de residência ou *turnover* da biomassa das folhas (*tauleaf*) e dos troncos (*tauwood*) em ambas as áreas foram ajustadas de modo a obter melhores valores para os diversos fluxos, tendo como base os resultados do estudo de Araújo Filho (2016).

Os valores de temperatura do solo foram obtidos de Araújo (2009) para ambas as áreas. Os valores de porosidade (*poros*) para a área de platô foram advindos de Tomasella e Hodnett (1996) e Broedel et al. (2017), enquanto para a área de baixio, de Marques (2009). Os valores da umidade na capacidade de campo (s*wilt*) e ponto de murcha permanente (*sfield*) foram ajustados levando em consideração os valores médios encontrados no trabalho de Ferreira et al. (2002), em ambos os ambientes. Os valores do

expoente de Campbell (*bex*) para ambas as áreas foram obtidos de Campbell e Norman (1998) e Broedel (2012). Os valores do potencial mátrico ou força de sucção (*suction*) para a região do platô foram baseados em Davidson et al. (2000) e Tomasella e Hodnett (1996), enquanto no baixio foram obtidos de Campbell e Norman (1998), Verhoef e Egea (2014), bem como Martin Hodnett (Comunicação Pessoal). Por fim, a condutividade hidráulica saturada (*hydraul*) ao longo do perfil de solo no platô foi obtido de Broedel (2012), Ferreira et al. (2002) e Tomasella e Hodnett (1997). Por fim, os valores de condutividade na região do baixio foram obtidos inicialmente de Campbell e Norman (1998), sendo posteriormente ajustados de modo a produzir uma melhor resposta da dinâmica do lençol freático.

2.3.4.3 Modelagem da dinâmica do lençol freático e estresse por saturação

Para uma correta representação da floresta localizada no baixio e dos fluxos que ali são trocados com a atmosfera, foi necessário incorporar ao INLAND um modelo de aquífero confinado, desenvolvido originalmente por Yeh e Eltahir (2005a, b). Trata-se de uma alternativa para representar a dinâmica do lençol freático com baixo custo computacional e mantendo a simplicidade do modelo, uma vez que a maior parte dos parâmetros utilizados é referente à zona saturada do solo. Uma representação mais realista desses processos exige uma formulação tridimensional da equação de Richards, acompanhado de altos custos computacionais. Para a implementação dessa metodologia, duas equações principais foram requeridas. A primeira equação é referente ao balanço hídrico para um aquífero confinado que pode ser escrita da seguinte forma, de acordo com Yeh e Eltahir (2005a):

$$S_y . \frac{dH}{dt} = I_{gw} - Q_{gw} \tag{2.33}$$

Onde S_y (adimensional) é o rendimento específico do aquífero confinado, H (m) é a altura do nível freático, I_{gw} (mm dia^{-1}) é o fluxo de recarga para a zona saturada ou drenagem profunda, Q_{gw} (mm dia^{-1}) é a parte da vazão do rio advinda da zona saturada do solo e t (s) é o tempo. O rendimento específico de um solo (ou da rocha), também

conhecido como porosidade específica, foi proposto por Meinzer (1923) e é definido como a proporção do volume d'água que, depois de saturado, é drenado por gravidade com relação ao seu volume total. Em outras palavras, refere-se ao volume de água drenado total e representa a água disponível para o consumo humano.

Os valores encontrados na literatura para o rendimento específico são variáveis, assim como os métodos para sua obtenção. Isso ocorre porque a quantidade de água que drena devido ao efeito da gravidade depende de variáveis como drenagem, temperatura do solo e variação das propriedades físicas do solo ou da rocha (JOHNSON, 1967). De acordo com Johnson (1967), o valor do rendimento específico para solos arenosos varia em torno de 21 a 27% para areia fina e grossa, respectivamente. O valor utilizado inicialmente nas simulações do INLAND foi de 27%, sendo posteriormente ajustado para 40%, de acordo com melhor resultado da representação do nível do lençol freático.

O I_{gw} é o fluxo que conecta a zona saturada com a zona não saturada do solo. Esse fluxo é determinado pela equação de Richards (RICHARDS, 1931). No modelo INLAND, a variável I_{gw} corresponde ao fluxo de água drenado no fundo da coluna de solo, ou seja, na última camada, também chamado de drenagem profunda. Por sua vez, o Q_{gw} ou fluxo de base trata-se de um importante componente do balanço hídrico, uma vez que representa cerca de 90% da vazão dos rios na Amazônia (LESACK, 1993). A convergência do fluxo de base dos platôs em direção aos vales mantém a umidade do solo dessas áreas por meio de um lençol freático persistentemente raso (HODNETT et al. 1997a, 1997b; CUARTAS, 2008; TOMASELLA et al. 2008), o que é especialmente importante durante a estação seca (MIGUEZ-MACHO; FAN, 2012a), período em que a precipitação pode atingir valores inferiores a 100 mm mês^{-1} (LUIZÃO, 1989).

A segunda equação utilizada para criar o aquífero confinado no INLAND descreve a relação entre o fluxo de base e a profundidade do lençol freático. Segundo Yeh e Elthair (2005), o fluxo de base é significativamente mais relacionado com a profundidade do lençol freático do que a precipitação, cerca de 60% e 10%, respectivamente. Portanto, esses autores utilizaram dados observados da área de estudo localizada em Illinois, nos Estados Unidos, para obter a relação entre ambos. Como a área de estudo nesse trabalho

engloba uma região tropical, relativamente distante de Illinois, optou-se pela obtenção de uma equação específica para a área de estudo, representada por:

$$Q_{gw} = \frac{0.5156}{(D_{gw})^{0.769}} \tag{2.34}$$

Onde Q_{gw} é o fluxo de base em (mm dia^{-1}) e D_{gw} é a altura do lençol freático em relação à superfície (m). Para a obtenção de (2.34), primeiramente foi necessária a separação dos dados de vazão (m^3 s^{-1}), ou escoamento total, da área de estudo, em dois componentes hidrológicos principais: escoamento rápido (ou superficial) e escoamento lento (fluxo de base), em mm dia^{-1} (Figura 2.10). Para isso, optou-se pela utilização de uma técnica conhecida como Filtragem Digital Recursiva (*Recursive Digital Filter*, em inglês) de Lyne e Hollick (1979). Essa técnica ganhou popularidade nos últimos anos, sendo reconhecida como eficiente, reprodutível e objetiva (ARNOLD et al., 1995; ARNOLD; ALLEN, 1999). Arnold e Allen (1999), por exemplo, mostraram que a técnica de Filtragem Digital Recursiva possui um alto coeficiente de determinação ou R^2 (0,86) comparado com medidas de campo. Os resultados mostram claramente que o maior componente da vazão na área de estudo é o fluxo de base, corroborando com a literatura (LESACK, 1993).

Após a separação da vazão entre ambos os componentes, foi realizada uma análise de regressão para aproximadamente cinco anos de dados (2002-2006) entre o fluxo de base e a profundidade do lençol freático na área de estudo, considerando apenas dados em comum para ambos, durante esse período (Figura 2.11). Por meio dessa regressão, foi possível chegar à equação (2.34) descrita anteriormente. O coeficiente de correlação entre os dados foi de 85%, resultado similar ao encontrado no estudo de de Yeh e Elthair (2005), de 84%.

O aquífero confinado desenvolvido a partir de (2.33) e (2.34) foi interativamente acoplado ao INLAND, mais especificamente na subrotina *single*, que foi corretamente modificada para acomodar esse novo modelo. A partir desse acoplamento, o INLAND passou a simular a profundidade do lençol freático no perfil de solo, atualizada a cada

passo de tempo (“*time step”)* do modelo. Todos os processos dentro do modelo, exceto os relacionados à umidade do solo, foram preservados com as equações originais do INLAND. Para que a umidade do solo fosse representada de modo mais realista no ambiente de baixio, a profundidade do lençol freático calculado na subrotina *single* foi corretamente relacionada com a equação de Richards na subrotina *soilctl* do INLAND.

Para isso, primeiramente foi implementada no código a metodologia para obter a localização do lençol freático ao longo das seis camadas do perfil de solo, em cada “*time step”* do modelo. Posteriormente, a quantidade de água necessária para saturação do solo foi calculada, a partir da camada onde se localiza o lençol freático até o fundo do perfil de solo. Em seguida, a coluna de solo a partir da camada onde se encontra o lençol freático é então completamente saturada. No entanto, a umidade no perfil de solo acima de onde se encontra o lençol freático continua sendo calculada normalmente. Por fim, a quantidade de água necessária para saturação do solo, isto é, aquela que ficará retida nos poros do solo, é descontada da drenagem profunda (ou seja, o fluxo de água que atravessa o perfil de solo e chega à última camada de solo), para correto fechamento do balanço hídrico.

Figura 2.10 - Escoamento total ou vazão, escoamento rápido ou superficial e escoamento lento ou fluxo de base, para a área de estudo entre dezembro de 2001 a novembro de 2006.

Fonte: Produção do autor.

Figura 2.11 - Análise de regressão entre os dados de fluxo de base (mm dia^{-1}) e profundidade do lençol freático (m) para a área de estudo.

Fonte: Produção do autor.

Após a incorporação do modelo de aquífero confinado ao INLAND para representar a dinâmica do lençol freático na área de baixio, foi importante também adicionar ao modelo a representação do estresse devido às condições saturadas do solo, que levam esse sistema à deficiência de O_2 e, consequentemente, a impactos no processo de transpiração das plantas. Dessa forma, complementarmente ao esquema não linear de Foley et al. (1996) para simular o estresse causado pela falta de água no solo, na rotina *drystress*, a função apresentada por Feddes et al. (1978) para representar o estresse devido às condições saturadas do solo(Figura 2.12) foi adicionada ao modelo INLAND. Dessa forma, em condições ótimas de umidade no solo, a máxima taxa de extração de água pelas raízes integrada ao longo do perfil de solo é igual à taxa de transpiração potencial, enquanto que em condições não ótimas (isto é, quando o solo está muito seco ou demasiadamente úmido) a taxa de extração de água pode ser reduzida, causando uma redução na transpiração. Para condições saturadas, a redução da extração de água pelas raízes ocorre entre 0,83 - 1,0 graus de saturação do solo, o que significa uma redução de até 17% na transpiração da planta.

Figura 2.12 - Forma geral do modelo de extração de água pelas raízes de acordo com Folley et al. (1996) e Feddes et al. (1978) para o estresse devido às condições secas e saturadas, respectivamente.

Fonte: Produção do autor.

2.3.4.4 Dados observados

- **Análise das falhas e composição do banco de dados**

O controle de qualidade dos dados observados utilizados para forçamento do modelo, derivados da torre K34, e dos dados utilizados para a análise do desempenho do modelo, derivados das torres K34 e B34, seguiu um protocolo manual. Primeiramente, foi executada a análise da consistência dos dados, realizada com base nas características físicas de cada variável, com a finalidade de retirar valores espúrios. Em seguida, foi executada uma etapa de preenchimento das falhas para os dados referentes às forçantes do modelo, os quais apresentavam falhas nos anos de 2008, 2010 e 2011. Adicionalmente, algumas falhas dos dados de *LE, H* e *NEE*, na área de platô, também foram preenchidas. Para isso, fez-se uso de um algoritmo (*R*), por meio de duas técnicas de preenchimento de falhas (ou "*Gapp filling*", em inglês): a Variação Média Diurna (*Mean Diurnal Variation* - MDV, em inglês) e o *Look-Up Tables* - LUT.

A técnica da MDV é um método empírico que se baseia na ideia da autocorrelação dos dados ao longo do dia (FALGE et al., 2001), ou seja, os dados tendem a ser bem relacionados para mesmos horários em dias próximos. Assim, a falha é preenchida com a média para o mesmo horário dos dias adjacentes. De acordo com Falge et al. (2001), a definição da janela de dias a ser utilizada para a confecção das médias pode variar entre uma a duas semanas e sua escolha é fundamental, tendo em vista que as janelas pequenas podem obter uma média pouco representativa e as janelas longas podem acrescentar muita incerteza. Para esse estudo, o tamanho da janela móvel foi obtido por um processo gradual: em um primeiro momento tenta-se preencher as falhas com uma janela de sete dias; caso a utilização de sete dias não tenha uma amostra eficiente para confecção da média, passa-se para uma janela maior, de 14 dias. Se, portanto, ainda não for capaz de preencher os dados, utiliza-se uma janela ainda maior, de 30 ou 50 dias.

Por outro lado, o método empírico LUT consiste no preenchimento de falhas utilizando o valor médio para os períodos que tenham condições atmosféricas similares (FALGE et al., 2001), por meio de uma janela móvel menor, de cinco dias (REICHSTEIN et al., 2005). De acordo com Reichstein et al. (2005), busca-se uma menor janela, mas com valor significativo dos fluxos, podendo essa janela ser incrementada até obter o valor desejado. Na prática, consiste em criar uma tabela de dados, onde os valores representados por falhas podem ser localizados com base em dados meteorológicos (S_{in} , T, RH, temperatura do solo ou T_{soil} , e DPV). Isso significa que a variável, cujo valor é representado por uma falha, é identificada dentro da faixa de S_{in} , T, RH, T_{soil} e VPD nos dias adjacentes, em uma janela inicial de cinco dias.

Ao longo desse processo de verificação e preenchimento de falhas nos dados observados, também foi identificado que o conjunto de dados de LE, durante o ano de 2006, na área de baixio, apresenta valores muito reduzidos quando comparados aos dados de LE para a área de platô durante o mesmo período (incluindo estação chuvosa e seca) (Figura 2.13 a, b) Durante a estação chuvosa, a soma de $LE + H$ representou apenas 58.1% do Rn no ambiente de baixio, enquanto no platô esse valor foi de 80.1%. Já na estação seca, os valores de $LE + H$ representaram 63,9% e 86,2% de Rn no ambiente de baixio e platô, respectivamente.

Figura 2.13 - Componentes do balanço de energia para as áreas de platô e de baixio, durante as estações chuvosa e seca do ano de 2006.

Estação chuvosa (a) e estação seca (b).
Fonte: Produção do autor.

Esses resultados deixam evidentes o maior resíduo na área de baixio em ambas as estações, advindo principalmente do fluxo de *LE*. A fim de corrigir os valores de *LE* no baixio, optou-se pela aplicação de um fator de ajuste aos dados. Para estimativa desse fator de ajuste, foi adotado o modelo de regressão linear simples, onde os valores diários de *Rn* (eixo das abscissas) foram plotados em função de $LE + H$ (eixo das ordenadas), tanto para o platô como para o baixio (Figura 2.14 a, b). As retas de regressão foram forçadas a passarem pela origem; procedimento que originou os coeficientes angulares do platô e do baixio. Por meio da divisão do coeficiente angular da reta obtida dos dados do platô (0,83) pelo coeficiente da reta do baixio (0,64), obteve-se por final o fator de ajuste, estimado em 1,29, o qual foi aplicado aos dados de fluxo de *LE* referente ao baixio.

Figura 2.14 - Gráfico de dispersão entre as variáveis $LE + H$ e Rn, para as áreas de platô e de baixio, durante o ano de 2006.

Platô (a) e baixio (b). Foram selecionados e utilizados apenas os dias com pelo menos 20 horas de dados.
Fonte: Produção do autor.

- **Análise do fechamento do balanço de energia**

O fechamento do balanço de energia é frequentemente analisado com a finalidade de aumentar a confiabilidade nas medidas de fluxos realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos (MONCRIEFF et al., 1997; TWINE et al., 2000). Para avaliar o fechamento do balanço de energia em ambas as áreas (platô e baixio), dois métodos diferentes foram propostos neste trabalho (WILSON et al., 2002). Em ambos os métodos, foi utilizado o conjunto de dados corrigidos de fluxo de LE para a área de baixio. O primeiro deles consta da obtenção dos coeficientes linear (ponto de interceptação do eixo das ordenadas), angular (inclinação da reta) e de determinação (R^2), de regressões lineares entre a soma dos fluxos turbulentos ($LE + H$) e a energia disponível ($Rn - G$) (valores a cada 30 min). O fechamento ideal é representado pelo coeficiente linear nulo e coeficientes angular e de determinação unitários. O segundo método para avaliar o fechamento do balanço de energia inclui o cálculo da razão do balanço de energia ou RBE (*Energy Balance Ratio* - EBR, em inglês) entre a soma cumulativa de ($LE + H$) e ($Rn - G$) para períodos especificados:

$$EBR = \frac{\sum(LE + H)}{\sum(Rn - G)} \tag{2.35}$$

O segundo método é mais consistente com a conservação de energia, pois força o fechamento do balanço de energia. Por meio desse método foi possível obter a percentagem de desbalanço ou resíduo de energia ($|1 - EBR|.100$). No entanto, o primeiro método fornece estimativas separadas de *H* e *LE* e, quando combinado com medições de *Rn* e *G*, todos os componentes principais do balanço energético podem ser medidos independentemente. O fluxo de calor no solo (*G*), utilizado para esta análise, foi estimado a partir de dados meteorológicos, sendo aproximadamente 5,7% de *Rn*, de acordo com Rocha et al. (2004).

- **Umidade do solo**

Para análise dos dados de umidade por meio da sonda de nêutrons, na área de platô, considerou-se a média dos três tubos (T1, T2 e T3) que estão distribuídos próximos à torre K34. O estoque ou armazenamento de água no solo (*S*), em cada camada, foi estimado de acordo com a equação de Libardi (1995), por meio do cálculo do produto da umidade média da camada (média entre dois sensores θ_1 e θ_2 instalados no perfil de solo) pela espessura da camada, ou seja:

$$S_i = \bar{\theta}_i . \Delta z \tag{2.36}$$

Onde S_i é o estoque de água na camada *i* (mm), $\bar{\theta}_i$ é a umidade média na camada *i* (m^3 m^{-3}) e

Δz é a espessura da camada (mm). O estoque ou armazenamento de água em todo o perfil do solo foi obtido por meio da integração dos valores do estoque de água ao longo de todas as camadas:

$$S_{Total} = \sum_{i=1}^{n} S_i \tag{2.37}$$

Onde, S_{Total} é o estoque total de água no perfil de solo analisado e n é o número de camadas existentes no perfil de solo. Dessa forma, o estoque de água abrangeu desde a superfície até o solo profundo, por meio dos dados de umidade da sonda (0-4 m) e do TDR (4-8 m), respectivamente. Como a escala espaço temporal entre ambos os métodos é distinta, o estoque de água obtido para os dados do TDR foram transformados para escala semanal ou quinzenal para coincidir com os dados da sonda de nêutrons.

- **Precipitação**

A série temporal da precipitação, utilizada neste trabalho foi analisada por meio de quantidades totais acumuladas por dia e/ou por mês, durante o período de dezembro de 2001 a dezembro de 2006. Além disso, também foi considerada a média climatológica para a cidade de Manaus (1901-1999), por meio dos totais acumulados mensais.

2.3.4.5 Análise estatística dos resultados

A análise dos resultados englobou a escala anual, sazonal e diária. Por meio da análise anual foi possível conhecer a variabilidade dos fluxos ao longo de cada ano, influenciado, por exemplo, pela precipitação. Por meio da análise sazonal será possível detectar diferenças entre a estação seca e chuvosa para os diferentes fluxos, uma vez que a dinâmica de precipitação também é diferenciada em cada estação. Já a análise diurna permitiu conhecer a variação horária dos fluxos em cada ambiente, sendo possível diferenciar o período diurno e noturno que apresentam comportamento diferente em função da radiação solar. Além disso, por meio das análises acima, espera-se conhecer os diferentes processos envolvidos nas variabilidades (anual, sazonal e diurna). A análise sazonal dos dados observados e simulados foi realizada considerando o intervalo menos chuvoso (junho a outubro) e o mais chuvoso (novembro a maio) como estação seca e chuvosa, respectivamente.

O desempenho do modelo INLAND foi avaliado comparando-se as simulações com os dados observados tanto do ambiente de platô como do vale, incluindo *LE, H, Rn, NEE, ET*, escoamento superficial, drenagem profunda, umidade do solo e nível de lençol

freático. Foram utilizados três índices de estatísticas de erro que quantificam o grau de semelhança entre a simulação e a observação (AMBROSE; ROESCH, 1982): o erro médio (viés); raiz quadrada do erro quadrático médio - REQM (*Root Mean Square Error* - RMSE, em inglês); e, coeficiente de determinação (R^2), representados respectivamente pelas equações:

$$Viés = \frac{1}{n}\sum(X_{sim} - X_{obs}) \tag{2.38}$$

$$REQM = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(X_{sim} - X_{obs})^2} \tag{2.39}$$

$$R^2 = \left\{\frac{\sum_{i=1}^{n}(X_{obs} - \bar{X}_{obs})(X_{sim} - \bar{X}_{sim})}{[\sum_{i=1}^{n}(|X_{obs} - \bar{X}_{obs}|)^2]^{0.5} \quad [\sum_{i=1}^{n}(|X_{sim} - \bar{X}_{sim}|)^2]^{0.5}}\right\} \tag{2.40}$$

Onde X_{obs} é o valor observado, X_{sim} é o valor simulado e *n* é o número de dados no evento considerado. A barra superior denota os valores médios da variável ao longo de todo o período de avaliação. O índice estatístico viés fornece uma medida da subestimativa (viés negativo) ou superestimativa (viés positivo) dos valores simulados em relação aos valores observados, expressando a acurácia dos resultados simulados em relação aos observados, com a vantagem de apresentar os valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada. O REQM é uma medida de precisão, pois, ao elevar ao quadrado a diferença entre os valores previstos e observados, é mais sensível a erros. Terá sempre um valor positivo, sendo que o valor zero indica uma simulação perfeita. Este valor aumenta conforme aumenta a diferença entre os valores simulados e observados. Já o coeficiente de determinação, é uma medida descritiva da qualidade do ajuste obtido (variando de 0 a 1), que indica, em percentagem, quanto o modelo foi capaz de explicar os dados observados. Quanto maior o valor de R^2, mais explicativo é o modelo e melhor se ajusta aos dados observados. Esses índices são amplamente

utilizados nos estudos de modelagem climática para avaliar o desempenho dos modelos, incluindo a região Amazônica (SHRESTHA et al., 2016).

2.4 Resultados e discussão

Nesta seção, serão introduzidos primeiramente os resultados da análise observacional referente ao fechamento do balanço de energia para as áreas de platô e de baixio. Em seguida, será discutido a implementação do aquífero confinado que foi acoplado ao modelo INLAND para representação da dinâmica do lençol freático na área de baixio e da dinâmica de água no solo na área de platô, desde a superfície até oito metros de profundidade (destacando a importância da correta representação dos parâmetros do solo para a simulação da dinâmica de água no solo, nas regiões tropicais). Posteriormente, serão apresentados os resultados das simulações referentes aos fluxos de água, energia e C, na área de platô e de baixio. Por fim, serão analisados os resultados dos fluxos de C e estoque de biomassa, entre platô e baixio, após 100 anos de simulações, utilizando o módulo de vegetação dinâmica do INLAND.

2.4.1 Análise observacional: fechamento do balanço de energia entre platô e baixio

Para melhor compreender a relação entre dados observados e simulados, referentes aos fluxos de energia, primeiramente foi efetuada uma análise observacional do fechamento do balanço de energia (FBE) para as áreas de platô e de baixio. Essa análise não considerou o estoque de energia armazenada na floresta (S). Os resultados da análise de regressão linear entre a soma dos fluxos turbulentos ($LE + H$) e a energia disponível no sistema ($Rn - G$), para o ano de 2006, são mostrados na Figura 2.15. Essa análise compreendeu 10.734 e 3.652 valores para o platô (Figura 2.15 a) e para o baixio (Figura 2.15 b), respectivamente, com uma frequência de 30 min. Na área de baixio, o total de valores é menor devido a falhas nas medições durante o período analisado.

Considerando que o FBE não dependesse do valor de S e que a medição dos fluxos pelo método de "*eddy covariance*" estivesse totalmente correta, a relação entre a soma dos

fluxos de calor sensível e latente ($LE + H$), medidas pelo "*eddy covariance*", pela diferença entre radiação líquida e fluxo de calor no solo ($Rn - G$) seria unitária $\{(LE + H)/(Rn - G) = 1)\}$, e a inclinação da reta obtida através da regressão linear interceptaria o eixo vertical na origem. No entanto, conforme esperado, o balanço de energia para ambas as áreas não exibiu um fechamento satisfatório. A análise de RBE indicou que existe um desbalanço, para ambas as áreas, caracterizado pela subestimativa dos fluxos de $LE + H$ quando comparado à energia disponível do sistema ($Rn - G$). Em geral, a soma dos fluxos turbulentos foi 17% menor que a energia disponível no platô, ou seja, ($LE + H$) = 0,83 ($Rn - G$), enquanto no baixio, esta diferença foi de 23%, isto é, ($LE + H$) = 0,77 ($Rn - G$), sugerindo um maior resíduo no fundo do vale (cerca de 35,3% superior ao platô).

Figura 2.15 - Soma dos fluxos de calor sensível e latente ($LE + H$, variável dependente) em função da energia disponível ($Rn - G$, variável independente) para medições realizadas em 2006 entre platô e baixio.

Platô (a) e baixio (b). Foram consideradas as medidas na frequência temporal de 30 min. Também são mostrados os resultados da regressão linear simples incluindo o coeficiente linear, angular e de determinação (R^2) e a razão do balanço de energia (RBE). A linha pontilhada indica $x = y$.
Fonte: Produção do autor.

A falta do fechamento do balanço de energia dos dados apresentados nesta análise é consistente com vários outros estudos na Amazônia, todos em florestas de Terra Firme e áreas de platô. Por exemplo, a avaliação de FBE (entre fevereiro de 1999 e setembro de

2002) por Von Randow et al. (2004) na Reserva Biológica (Rebio) do Jaru, localizada no sudoeste da Amazônia, resultou em um grande resíduo (28%) e R^2 de 0,88. Adicionalmente, da Rocha et al. (2004), utilizando dados da Floresta Nacional do Tapajós (FLONA) no leste da Amazônia, também baseado no método "*eddy covariance*", mostrou por meio da análise do FBE um desbalanço de cerca de 13%, com R^2 de 0,86.

Araújo et al. (2002) também analisaram o FBE entre $LE + H$ e Rn, na mesma área do presente estudo, baseado no mesmo método, durante o período de julho de 1999 a setembro de 2000, encontrando um FBE resultante em torno de 84% (R^2 de 0,86). Além desses estudos, o trabalho de Wilson et al. (2002) apresenta uma avaliação do FBE para 22 áeras (utilizando base de dados global FLUXNET) com diversos tipos de vegetação e micro-climas, dentre os quais, alguns com florestas de grande porte. Os resultados obtidos, de acordo com os métodos aplicados, indicaram o não-fechamento do balanço de energia na maioria das áreas, com um desbalanço médio da ordem de 20% e RBE de 0,80. Em todos os estudos citados, foram empregados os valores de S para a análise do FBE.

Essa desigualdade entre $(LE + H)$ e $(Rn - G)$, nas florestas tropicais, é bastante conhecida na micrometeorologia e denominada de "problema do fechamento do balanço de energia". De acordo com Wilson et al. (2002), os fluxos $(LE + H)$ são frequentemente subestimados entre 10 e 30% em relação às estimativas da energia disponível no sistema $(Rn - G)$. É importante estudar tal desequilíbrio, pois gera implicações sobre a forma de interpretação das medições de fluxo de energia e como essas estimativas devem ser comparadas com simulações dos modelos de superfície (TWINE et al., 2000). Isso ocorre porque um desequilíbrio do balanço de energia reduz a utilidade dos dados obtidos por meio de "*eddy covariance*", para validação de modelos ou calibrações de parâmetros. Dessa forma, uma análise cuidadosa das possíveis fontes de incertezas no FBE é necessária. Existem várias justificativas para a falta do fechamento do balanço de energia e muitas já foram discutidas na literatura (TWINE et al., 2000; WILSON et al., 2002; VON RANDOW et al., 2004; FOKEN, 2008; STOY et al., 2013; GEORG et al., 2016).

De acordo com Von Randow et al. (2004), a razão para o pobre fechamento do balanço de energia nas florestas tropicais está relacionada à subestimação dos fluxos de *LE* e *H*, como resultado de vários fatores distintos que contribuem para a variabilidade nos processos de troca entre a superfície e a atmosfera e que complicam a estimativa destes fluxos usando o método de "*eddy covariance*".

Estes fatores, além dos erros relacionados à limitação dos instrumentos, incluem: (1) movimentos de mesoescala (circulação térmica) induzida pela heterogeneidade horizontal do terreno, o qual é uma das principais razões pela falta do FBE, segundo Folken (2008). Isso acontece porque, de acordo com a literatura, a heterogeneidade horizontal do terreno é causadora desses movimentos de mesoescala. No entanto, o transporte de energia que ocorre por meio desses movimentos (caracterizados por grandes vórtices) não pode ser medido com o método de "*eddy covariance*". Von Randow et al. (2002), por exemplo, mostraram que uma quantidade substancial de trocas de massa e de energia entre a floresta e a atmosfera ocorre devido a movimentos de mesoescala; (2) condições não-estacionárias e distúrbios na camada limite associada com fortes eventos convectivos presentes na Amazônia; e (3) efeitos das mudanças lentas da direção do vento nos terrenos com topografia complexa podem introduzir uma componente de baixa frequência que não pode ser capturada usando medições com escalas curtas de tempo. O estudo de Malhi et al. (2002) na região central , por exemplo, mostou que foi possível obter um FBE próximo a 100%, utilizando uma metodologia para o tratamento dos dados obtidos, por meio do método de "*eddy covariance*", que considera o transporte turbulento em escalas de tempo entre uma e quatro horas.

2.4.2 Simulação da dinâmica do lençol freático no baixio

Depois de identificado o melhor conjunto de parâmetros referente à vegetação e ao solo para a simulação de ambas as áreas de platô e de baixio (Tabela 2.2), e de incorporar ao INLAND o modelo de aquífero confinado para a correta representação da condição hidrológica da área localizada no fundo do vale, primeiramente avaliou-se a

Profundidade do Lençol Freático (PLF) simulada pelo modelo entre o período de 2002 a 2006.

Em geral, o modelo INLAND foi capaz de representar tanto a variabilidade sazonal quanto interanual da PLF ao longo dos anos, evidenciando um ambiente sempre muito próximo à saturação, durante todo o período analisado (Figura 2.16 a). Tanto a variabilidade ao longo dos anos quanto a sazonal da PLF, na área de estudo, é uma resposta direta à variação da precipitação (Figura 2.16 b). Assim que se inicia a estação chuvosa, em novembro/dezembro de cada ano, a PLF simulada exibe uma redução (ficando mais próximo à superfície), com valores mínimos geralmente registrados em maio. No entanto, a partir do mês de junho, a precipitação na área de estudo começa a reduzir lentamente e a PLF simulada acompanha esse ciclo sazonal, exibindo máximos valores (mais distante da superfície) entre o intervalo do final da estação seca (setembro/outubro) e início da estação chuvosa do próximo ano, quando são observados os mínimos valores de precipitação durante todo o ano.

A análise dos dados de precipitação na área de estudo, durante o período de julho de 2002 a dezembro de 2006, revelou dois eventos severos de secas, com redução máxima do nível do lençol freático em relação à superfície. Entre o intervalo do final da estação seca de 2003 e início da estação chuvosa de 2004, por exemplo, os dados observados mostram uma redução da PLF, cerca de 0,61 m abaixo da superfície (Tabela 2.3). Esta redução ocorreu em resposta à menor precipitação anual (cerca de 33% menos que em 2002, conforme Figura 2.16 b), associada à ocorrência de um evento de *El Niño* moderado, que influenciou a região Amazônica entre o final de 2002 e início de 2003 (CLIMANÁLISE, 2003). Durante a estação seca de 2003, a PLF observada foi representada de forma satisfatória pelo INLAND, exibindo uma ligeira subestimativa de 8,2%.

O modelo INLAND também foi capaz de representar eficientemente o evento de seca que ocorreu dois anos depois, quando um significativo déficit pluviométrico resultou em um evento excepcional de seca durante o ano de 2005 (Marengo et al., 2008), 55% abaixo da média climatológica em agosto (Figura 2.16 b). Durante este período, os

dados observados mostraram um aumento da profundidade máxima do lençol freático, por volta de 0,54 m abaixo da superfície, valor que foi superestimado pelo INLAND em cerca de 40%. No entanto, a PLF simulada parece indicar uma melhor correspondência com os dados observados de precipitação, cujo valor acumulado no trimestre mais seco foi de apenas 207,4 mm, ou seja, 38% menor quando comparado ao ano de 2003.

Figura 2.16 – Variação semanal e/ou quinzenal da profundidade do lençol freático observado e simulado no baixio (a) e da precipitação total mensal na área de estudo (b).

As medidas da PLF e precipitação são referentes ao período de julho de 2002 a dezembro de 2006. A precipitação média climatológica da cidade de Manaus, para o período entre 1901 e 1999, também foi representada juntamente com a precipitação (linha contínua).
Fonte: Produção do autor.

Tabela 2.2 - Parâmetros físicos da vegetação e do solo para a área de estudo, nos ambientes de platô e de baixio.

Parâmetro	Descrição	Unidade	Inicial	Platô	Baixio
Vegetação					
fl	Fração de cobertura da vegetação - dossel inferior	-	1,0	1,0	0,9
fu	Fração de cobertura da vegetação - dossel superior	-	0,5	0,5	0,6
dispuhf	Altura de deslocamento do plano zero para a vegetação - dossel superior	m	0,7	0,7	0,6
rhoeveg_NIR	Reflectância da vegetação no infravermelho próximo - dossel superior	-	0,4	0,31	0,26
plaievgr	LAI total inicial para a vegetação	$m^2\ m^{-2}$	5,0	4,6	4,3
beta1	Parâmetro relacionado à distribuição das raízes finas - dossel inferior	-	0,950	0,950	0,940
beta2	Parâmetro relacionado à distribuição das raízes finas - dossel superior	-	0,975	0,970	0,965
V_{max}_TFP	Capacidade de atividade máxima da enzima Rubisco a 15ºC	mol $CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$	$80x10^{-6}$	$80x10^{-6}$	$70x10^{-6}$
coefm	Coeficiente m relacionado à condutância estomática	-	8,0	9,0	7,5
tauleaf	Constante do tempo de retorno da biomassa da vegetação - folhas	anos	1,01	1,02	1,01
tauwood0	Constante do tempo de retorno da biomassa da vegetação - tronco	anos	25,0	45,0	35,0
tempvm_coef	Parâmetro de estresse máximo do Vmax	-	3.500	6.000	4500
tdripu	Tempo de decaimento da água interceptada nas folhas - dossel superior	s	7.200	16.200	10.800
tdrips	Tempo de decaimento da água interceptada nos galhos - dossel superior	s	7.200	16.200	10.800
tdripl	Tempo de decaimento água interceptada nas folhas e galhos - dossel inferior	s	7.200	16.200	10.800
Solo					
swilt	Umidade no ponto de murcha permanente do solo	$m^3\ m^{-3}$	0,272	0,37	0,03
suction	Potencial matricial saturado do solo	m_H_2O	0,37	0,1	0,05
sfield	Umidade na capacidade de campo do solo	$m^3\ m^{-3}$	0,369	0,43	0,09
poros	Porosidade do solo	$m^3\ m^{-3}$	0,475	0,48; 0,52; 0,52; 0,575; 0,59; 0,595	0,40; 0,41; 0,42; 0,43; 0,44; 0,45
bex	Expoente "b" da equação de Campbell	-	7,6	7,6; 8,0; 10,0; 11,3; 13,1; 16,5	10,0
hydraul	Condutividade hidráulica saturada do solo	$m\ s^{-1}$	$1,66x10^{-7}$	$9,99x10^{-6}$	$9,99x10^{-5}$; $9,99x10^{-5}$; $9,99x10^{-5}$; $9,99x10^{-6}$; $9,99x10^{-7}$; $9,99x10^{-8}$

Os valores iniciais são referentes aos propostos pela calibração de Imbuzeiro (2005).
Fonte: Produção do autor.

Tabela 2.3 - Profundidade máxima e mínima do lençol freático durante o período de 2002 a 2006, na área de baixio.

	Profundidade do lençol freático (m)					
	Observado			Simulado		
	Média	Máximo	Mínimo	Média	Máximo	Mínimo
Estação chuvosa 2002-2003	0,25	0,49	0,12	0,20	0,43	0,10
Estação chuvosa 2003-2004	0,22	0,61	0,01	0,25	0,58	0,09
Estação chuvosa 2004-2005	0,20	0,48	0,01	0,21	0,43	0,08
Estação chuvosa 2005-2006	0,16	0,54	0,04	0,23	0,76	0,09
Estação seca 2002	0,26	0,41	0,16	0,31	0,48	0,18
Estação seca 2003	0,33	0,53	0,12	0,33	0,55	0,09
Estação seca 2004	0,22	0,34	0,12	0,23	0,30	0,10
Estação seca 2005	0,29	0,51	0,14	0,40	0,71	0,10
Estação seca 2006	0,22	0,45	0,04	0,29	0,51	0,10

Fonte: Produção do autor.

Apesar dos dados observados exibirem uma maior queda da PLF durante a estação seca de 2003 quando comparado ao ano de 2005 (por volta de 19,6%), a precipitação acumulada na estação seca de 2003 (577 mm) foi 35% maior em relação à estação seca do ano de 2005 (426 mm). Isso mostra que a condição de umidade do solo antecedente é tão importante quanto a precipitação na modulação de uma condição anômala extrema de seca sobre a área de floresta, sugerindo que, apesar da boa distribuição pluviométrica, na estação chuvosa de 2003 não houve o completo restabelecimento do estoque de água do solo, em parte devido à severa estação seca do ano anterior. Esse efeito regulador (ou efeito memória) do sistema hídrico subterrâneo na Amazônia central foi observado no trabalho de Tomasella et al. (2008), para a mesma área de estudo. De acordo com Hodnett et al. (1996) e Tomasela et al. (2008), esse efeito memória mostrou-se importante e capaz de carrear efeitos de anomalias climáticas sazonais de um ano para outro, com impacto direto na recarga da estação chuvosa seguinte.

Nos anos de 2003 e 2005, além de ser possível observar os máximos valores para a PLF na estação seca, também foram os anos onde mínimos valores foram encontrados ao longo da estação chuvosa. Durante a estação chuvosa de 2003/2004 e 2004/2005, os valores mínimos observados para PLF foi 0,01 m, caracterizando um ambiente saturado na área de baixio. O modelo INLAND representou de forma satisfatória a condição do

ambiente de baixio. Na estação chuvosa de 2003/2004, por exemplo, o valor mínimo simulado da PLF foi aproximadamente 0,09 m, enquanto na estação chuvosa de 2004/2005 foi de cerca de 0,08 m.

Os valores médios observados da PLF foram ligeiramente superestimados pelo INLAND ao longo dos anos, revelando um solo mais seco do que os dados observados mostram (exceto para a estação chuvosa de 2002/2003 e estação seca de 2003, períodos em os dados observados foram subestimados) (Tabela 2.4). O melhor desempenho do modelo INLAND na representação da PLF, na área de estudo, ocorreu durante a estação chuvosa de 2004/2005, bem como na estação seca de 2003. Durante a estação chuvosa de 2004/2005, o modelo superestimou os dados observados em apenas 5%, com um viés de 0,01 m, REQM de 0,07 m e R^2 de 0,71. Na estação seca de 2003, esse viés foi ainda menor, porém negativo, o que caracterizou uma subestimativa menor que 1%, com um REQM de 0,06 m e um elevado R^2 de 0,79 (Tabela 2.4).

Tabela 2.4 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da profundidade do lençol freático na área baixio, durante o período de 2002 a 2006.

	Profundidade do lençol freático (m)		
	Viés	**REQM**	**R^2**
Estação chuvosa - total	**0,02**	**0,11**	**0,46**
Estação chuvosa 2002-2003	-0,05	0,08	0,65
Estação chuvosa 2003-2004	0,03	0,09	0,68
Estação chuvosa 2004-2005	0,01	0,07	0,71
Estação chuvosa 2005-2006	0,07	0,18	0,52
Estação seca - total	**0,05**	**0,11**	**0,54**
Estação seca 2002	0,04	0,07	0,66
Estação seca 2003	-0,003	0,06	0,79
Estação seca 2004	0,01	0,04	0,57
Estação seca 2005	0,11	0,18	0,52
Estação seca 2006	0,07	0,10	0,58

Os valores dos íncices estatísticos viés e REQM estão na unidade de m. Os valores de R^2 são admensionais.
Fonte: Produção do autor.

Em contrapartida, o pior desempenho do modelo ocorreu na estação chuvosa de 2005/2006 e na estação seca de 2005. Na estação chuvosa de 2005/2006, por exemplo, os dados observados foram superestimados em cerca de 44%, com um viés de 0,07 m,

REQM de 0,18 m e R^2 de 0,52. O mesmo valor de R^2 foi encontrado durante a estação seca de 2005, além de um viés de 0,18 m e REQM de 0,11 m, o que caracteriza uma superestimativa de 39,7% dos dados observados.

A superestimativa das simulações obtidas nesse estudo, em ambas às estações, foi menor em comparação com o modelo CLM apresentado por Fan e Miguez-Macho (2010) no mesmo local de estudo. Segundo esses autores, a PLF simulada pelo CLM variou até 2,5 m, muito superior ao valor máximo representado pelo INLAND (0,76 m). Cuartas et al. (2012) também verificaram uma superestimativa da PLF durante o processo de calibração do modelo hidrológico *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* - DHSVM (WIGMOSTA et al., 1994), no mesmo local de estudo, durante o intervalo entre 2002-2004, com um REQM de 0,25 m e 0,24 m na estação chuvosa e seca, respectivamente. Adicionalmente, Cuartas e colaboradores encontram um R^2 variando entre 0,58 e 0,68 na estação chuvosa e seca, respectivamente.

2.4.3 Os impactos das propriedades físicas do solo na umidade do solo no platô

O conteúdo volumétrico de água no solo foi simulado pelo modelo INLAND desde a superície até 8 m de profundidade, distribuído em seis camadas ao longo do perfil de solo na área de platô. Os dados observados das primeiras cinco camadas (0-4 m), monitoradas de dezembro de 2001 a dezembro de 2006, são oriundos do sistema de medição da sonda de neutrôns. Já os dados observados da sexta e última camada (4-8 m) foram obtidos por meio de sensores TDR, durante o período de janeiro de 2003 a fevereiro de 2006. Esses dados, que originalmente tinham uma frequência temporal horária, são aqui representados usando frequência semanal ou quinzenal para fins de comparação com os dados observacionais das demais camadas.

A variação da umidade do solo tanto ao longo do tempo quanto por toda a extenção do perfil de solo é evidente nas simulações do INLAND e está diretamente ligada à variabilidade sazonal e interanual da precipitação (Figura 2.17). Além disso, a variação da umidade do solo também está relacionada com os processos de extração de água e perda por transpiração, regulando o conteúdo de água no solo durante as épocas com

excedente e escassez de chuvas, o que está de acordo com os dados observados, o que também pode ser constatado na Figura 2.17.

Para a representação da dinâmica de água no perfil de solo, maior ênfase foi dada ao ajuste das propriedades físicas do solo ao longo das seis camadas, de acordo com dados da literatura da região de estudo (TOMASELLA; HODNETT, 1996; FERREIRA et al., 2002; MARQUES, 2009). Adicionalmente, o ajuste de distribuição das raízes ao longo do perfil de solo também recebeu especial atenção, cujos valores iniciais e finais são apresentados na Tabela 2.2, assim como os parâmetros do solo. O ajuste de tais parâmetros foi realizado por meio do estudo de sensibilidade do modelo, com o objetivo de melhorar a proximidade entre as curvas de umidade do solo simulada e observada, em todo o perfil do solo. Com base nessas simulações, foi possível identificar os quatro parâmetros mais sensíveis na simulação da dinâmica da umidade do solo: a porosidade, o parâmetro da equação de Campbell, a condutividade hidráulica e a fração de distribuição de raízes finas (Figura 2.18).

De acordo com a literarura de Chauvel et al. (1992) e de Broedel et al. (2017), é sabido que as raízes das plantas estão concentradas mais próximo à superfície na área de estudo. Isso acontece, pois na região central, diferentemente do leste da bacia, por exemplo, as plantas não precisam investir extração de água de camadas profunda para manutenção da taxa fotossintética da floresta durante a estação seca (BROEDEL et al., 2017), devido a menor sazonalidade da precipitação nessa região (CASTRO, 2017). Na região leste da bacia, em contrapartida, evidencia de enraizamento e extração de água em camadas profundas (acima de 10 m de profundidade) foi dectado por vários autores, como Bruno et al. (2006), Davidson et al. (2009) e Markewitz et al. (2010). Além disso, de acordo com Oliveira et al. (2005), uma alternativa adicional para evitar o estresse hídrico durante a estação seca, nessas florestas, é o processo de redistribuição hidráulica, ou seja, a transferência de água de camadas profundas do solo para camadas superficiais relativamente mais secas, utilizando o sistema radicular da vegetação como meio condutor. Por meio de tal processo, a água liberada através das raízes durante períodos em que a transpiração cessa (usualmente à noite) umedece as camadas

superiores do solo para então ser reabsorvida no dia seguinte e posteriormente transpirada.

Sabendo que na região de estudo existe uma maior área da superfície da raiz próxima à superfície, realizou-se, portanto, uma redução do parâmetro beta2. Adicionalmente, foi preciso aumentar gradualmente o valor de porosidade do solo com a profundidade, com o objetivo de aumentar a capacidade do mesmo de armazenar água. Já a condutividade hidráulica saturada foi reduzida, acompanhando o efeito de aumento da porosidade, de modo a reduzir o fluxo de água para as camadas mais profundas. No entanto, diferentemente dos demais parâmetros, a condutividade manteve-se constante ao longo do perfil de solo (Figura 2.18). Isso aconteceu porque a variabilidade desse parâmetro, apesar de ser importante, não representou grande flutuação da umidade do solo ao longo do perfil.

Além disso, também foi essencialmente importante para melhorar o desempenho do modelo, o correto ajuste do parâmetro da equação de Campbell, determinado por Clapp e Hornberger (1978). O modelo INLAND mostrou-se muito sensível a esse parâmetro, que é definido com base na textura dos solos, sendo tanto maior quanto maior o conteúdo de argila. O valor de referência do modelo para a região de estudo (7,6) não se mostrou eficaz para simular o conteúdo volumétrico de água considerando um perfil de solo não homogêneo, que se caracteriza por maiores teores de argila nas camadas mais profundas (CHAUVEL et al., 1987; TOMASELLA et al., 2008). Portanto, usou-se o valor de referência do modelo apenas na primeira camada de solo. Nas demais camadas foi necessário um aumento gradual. Comportamento semelhante foi observado na calibração do modelo CLM, para a área de estudo, por Broedel (2012).

Figura 2.17- Variabilidade do conteúdo volumétrico de água no solo (m^{-3} m^{-3}), simulado e observado, ao longo das seis camadas do perfil de solo na área de platô.

Primeiras cinco camadas: dez. de 2001 a dez. de 2006. Última camada: jan. de 2003 a fev. de 2006. A frequência temporal das medidas é semanal ou menos (duas vezes por semana).
Fonte: Produção do autor.

Figura 2.18 - Parâmetros mais sensíveis no ajuste do conteúdo volumétrico de água no solo para a área de platô.

Parâmetro de Campbell (a), porosidade (b), condutividade hidráulica saturada (c) e fração de raízes no perfil de solo (d). Os valores de referência do modelo (simulação controle) são indicados pela linha vermelha contínua, equanto os valores modificados nesse estudo estão indicados pela linha preta pontilhada.
Fonte: Produção do autor.

A possibilidade de ajuste desses parâmetros em cada uma das camadas, com base nas propriedades hidráulicas do solo obtidos da literatura, permitiu uma melhor representação da dinâmica da água no solo, principalmente nas últimas quatro camadas, que apresentavam inicialmente uma reduzida umidade do solo, em relação aos dados observados. Isso sugere que os parâmetros hidráulicos do solo (constantes ao longo do perfil), obtidos indiretamente por meio da utilização de um mapa de textura do solo, não foram suficientes para o correto ajuste da umidade do solo nessas camadas. Essa metodologia, bastante comum nos modelos de superfície, é construída com base em funções de pedo-transferência (PTFs), como as funções de Clapp e Hornberger (1978) e Rawls et al. (1982). No entanto, Hodnett e Tomasella (2002) mostraram que essas PTFs, que foram originalmente derivadas com dados de solos de regiões temperadas, não

prevêem com precisão as propriedades dos solos tropicais, particularmente dos Latossolos (encontrados nos platôs). Segundo esses autores, embora os Latossolos tenham um alto teor de argila, eles têm baixa disponibilidade de água e condutividade hidráulica saturada muito elevada. Estas características diferem-os dos solos argilosos de regiões temperadas.

A Figura 2.17 também revela que o modelo INLAND simulou de forma eficiente os ciclos sazonais da umidade do solo ao longo dos anos, com amplitude decrescente em direção às camadas profundas. Esse comportamento está de acordo com os dados observados, como pode ser verificado pelos índices estatísticos correspondentes incluídos na Tabela 2.5. Nas primeiras quatro camadas, a variabilidade na umidade do solo entre a estação seca e a estação chuvosa foi mais pronunciada em comparação com as demais camadas abaixo. Esse comportamento está relacionado a uma rápida resposta à precipitação nas camadas superiores do solo e à maior macroporosidade do solo e maior extração de água pelas raízes (BRUNO et al., 2006; BROEDEL et al., 2017) . Em maiores profundidades, a resposta aos eventos de chuva torna-se mais gradual, particularmente nas duas últimas camadas, que responderam apenas à variabilidade sazonal da precipitação.

Tabela 2.5 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da umidade do solo na floresta de platô, situada na área de estudo, durante o período de dezembro de 2002 a dezembro de 2006.

Camada (m)	**Nº**	**REQM** (m^3m^{-3})	**Viés** (m^3m^{-3})	**R^2** (admensional)
0,0-0,2	1	0,017	-0,004	0,54
0,2-0,5	2	0,014	-0,001	0,65
0,5-1,.0	3	0,012	0,003	0,70
1,0-2,0	4	0,008	-0,002	0,80
2,0-4,0	5	0,007	-0,004	0,71
4,0-8,0	6	0,006	-0,003	0,71

Fonte: Produção do autor.

Em geral, o modelo subestimou o teor de umidade do solo com um REQM de 0,017 m^3 m^{-3} (R^2 = 0,54) para a primeira camada e 0,006 m^3 m^{-3} (R^2 = 0,71) para a sexta camada,

em comparação com os dados observados. A maior magnitude do coeficiente de determinação na quarta camada de solo (R^2 = 0,80) indica uma forte relação linear entre os dados simulados e observados nessa profundidade. Já os valores de REQM diminuiram com a profundidade até a sexta camada, sugerindo que menores erros ocorreram nas últimas camadas do solo, onde foi observada a menor variação da umidade do solo. Esse comportamento pode ser explicado pela alta microporosidade e baixa permeabilidade, que são responsáveis pela lenta percolação da água nas camadas mais profundas desses solos (NORTCLIFF; THORNES, 1981).

Adicionalmente, a menor variação da umidade do solo em uma escala sazonal nas últimas duas camadas pode refletir uma menor presença de raízes nessas profundidades, o que foi verificado por Chauvel et al. (1992), sugerindo uma menor extração de água em função da transpiração (também constatado por BROEDEL et al., 2017). Na sexta camada, por exemplo, é possível observar um conteúdo volumético de água quase constante de 0,57 m^3 m^{-3}. Isso sugere valores bem próximos da porosidade do solo, e, consequentemente, baixíssima ou até mesmo ausência de extração de água pelas raízes.

A variabilidade interanual da umidade do solo simulada pelo INLAND também é marcada por acentuadas variações, em perfeito acordo com os dados observados, os quais revelam que, tanto no evento de seca do ano de 2003 quanto de 2005, ocorre uma maior frente de secamento ao longo das primeiras camadas de solo. Durante a estação seca de 2005 (Figura 2.17), que foi mais severa em toda a bacia (TOMASELLA et al., 2010), essa frente de secamento do solo é observada mesmo nas camadas mais profundas, indicando que a floresta teve que extrair água de maior profundidade para manter as taxas fotossintéticas (BROEDEL et al., 2017). O modelo subestimou a umidade do solo nesse período, em todas as camadas do perfil, indicando um solo mais seco do que mostram os dados observados. As discrepâncias no conteúdo volumétrico de água no final da estação seca de 2005 entre os resultados observados e simulados podem estar associadas a diferenças entre a distribuição de raízes real da floresta versus a ajustada para as simulações. Assumindo-se uma maior concentração de raízes próxima á superfície, por meio do beta2 (dossel superior), maior parte da água é removida pelo

processo de transpiração das plantas, o que pode resultar em um solo mais seco do que mostra os dados observados.

O modelo também foi capaz de simular de forma satisfatória o estoque de água integrado no perfil de solo (Figura 2.19). Apesar do efeito memória do solo não ter influenciado fortes anomalias hidrológicas de um ano para o outro, os resultados indicam uma ligeira redução desse estoque (também indicada pela linha de tendência). Isso pode ter sido desencadeado pelo evento de *El niño* em 2002/2003 e pela variabilidade da precipitação no ano seguinte, que ora favorecia chuvas, ora reduzia-as, acabando por salientar a excepcional seca de 2005, onde a precipitação na área de estudo alcançou valores mínimos.

Figura 2.19 - Estoque de água no solo em mm (simulado e observado), para ambiente de platô, durante o período de dezembro de 2001 a dezembro de 2006.

Valores do estoque de água no solo para o perfil de 4,0 m de profundidade. Os dados observados são referentes às medições da sonda de nêutrons. A linha pontilhada na figura representa a linha de tendência dos dados.
Fonte: Produção do autor.

De modo geral, o INLAND subestimou levemente o estoque de água no solo (viés = -8,29 mm), com um REQM de 22,2 mm e um marcante R^2 (0,89). O valor mais elevado do estoque de água no solo foi identificado em 2002 (observado = 2081 mm; simulado = 2070 mm), associado a uma das maiores taxas anuais de precipitação do período analisado (2980 mm). Por outro lado, no ano de 2003 e de 2005, com precipitação de

2004 mm e 2436 mm respectivamente, foi possível observar claramente os menores valores de estoque (cerca de 2048 mm para ambos). A acentuada subestimativa da umidade do solo durante a estação seca de 2005 também pode ser verificada no estoque de água ao longo do perfil (Figura 2.19), sugerindo um solo mais seco para esse período, em comparação com os dados observados.

2.4.4 Fluxos de água

Nessa seção, foram avaliados os fluxos simulados referentes ao balanço hídrico da floresta entre platô e baixio, englobando a *ET,* o escoamento superficial ou "*surface runoff*" (*R*) e a drenagem profunda (*D*). Para a análise da *ET*, foram selecionados os valores médios diários referentes ao ano de 2006, período em que os dados observados referentes ao baixio e ao platô estão disponíveis. Já os fluxos referentes ao *R* e ao *D* também foram analisados pelos valores médios diários, porém entre o período de janeiro de 2002 a dezembro de 2006. Todos esses fluxos foram representados graficamente junto com a precipitação acumulada média mensal referente ao período em análise. Adicionalmente, também foi avaliada nessa seção a variabilidade interanual dos fluxos hidrológicos, entre platô e baixio, durante todo o período de simulação, ou seja, de 2000 a 2011.

- **Evapotranspiração**

O INLAND reproduziu de maneira eficiente as diferenças no fluxo de *ET* entre o platô e o baixio, especificamente exibindo maiores valores de *ET* na área de platô quando comparado ao baixio (Figura 2.20). Esses distintos valores em ambas as áreas sugerem que as diferenças de altura, estrutura, *LAI* e composição da vegetação entre os dois locais afetaram a taxa de *ET* da floresta. Essa variabilidade da *ET* ao longo do perfil topográfico também foi verificada por Hodnett et al. (1997a), que estimou a *ET* em uma área de platô e de vertente em uma floresta de Terra Firme na Amazônia central. Hodnett e coautores, utilizando o método do balanço hídrico, encontraram valores para a *ET* da floresta de 3,8 mm dia^{-1} e 3,6 mm dia^{-1} para platô e vertente, respectivamente. De acordo com Zanchi (2013), a extração de água pelas raízes das plantas nas áreas

mais baixas e mal drenadas dessas florestas, é menor quando comparada com as áreas mais altas e, além disso, ocorre em uma profundidade menor do que no platô. O estudo de Zanchi (2013) é corroborado com o experimento de Hodnett et al. (1997a), cujo resultado mostrou que a extração de água do solo quando o lençol freático está próximo à superfície é menor (0,5 a 1 mm dia^{-1}) em comparação com o valor obtido quando o lençol freático está abaixo de 1 m de profundidade (3 mm dia^{-1}).

Figura 2.20 - Fluxos médios diários de *ET* simulado e observado nas áreas de platô e de baixio para o período de janeiro de 2006 a dezembro de 2006.

A barra de erros foi adicionada aos dados observados de *ET*. A precipitação média mensal, durante o período de 2006, é representada pelas barras verticais em cinza.
Fonte: Produção do autor.

Adicionalmente, a dinâmica hidrológica em ambas as áreas também influenciou fortemente os valores de *ET* ao longo do perfil topográfico, na área de estudo. Dessa forma, o modelo de aquífero confinado, adicionado ao INLAND, foi essencial para representar corretamente o fluxo de *ET* no baixio, uma vez que este ambiente está próximo à saturação na maior parte do ano. É sabido que, na Amazônia central, os solos estão fortemente relacionados à altitude local (CHAUVEL et al., 1987) e que os tipos florestais são definidos pela topografia e pelo solo, que afetam a dinâmica da composição de espécies vegetacionais e determinam as restrições fisiológicas (CASTILHO et al., 2006). Nas áreas de baixio, dominadas por solos arenosos e mal drenados, as espécies são adaptadas às condições de hipóxia episódica, conforme

indicado pela presença de uma grande quantidade de raízes adventícia e muito próximas à superfície (BRITO, 2010). A condição hipóxica episódica nesses solos, e consequentemente no sistema radicular, pode induzir uma diminuição na condutância estomática e na taxa fotossintética, limitando o crescimento das plantas (PEZHESHKI, 2001; LI et al., 2007), afetando, portanto, os fluxos de ET da floresta.

A comparação entre os fluxos simulados na área de platô e de baixio, com os dados observados correspondentes mostram que, em termos de magnitude de *ET*, os fluxos simulados são superiores às observações, o que indica que o modelo superestimou a *ET* em ambas as áreas. A *ET* média simulada para o ano de 2006 foi de 3,7 mm dia^{-1} e 3,2 mm dia^{-1} para o platô e o baixio, respectivamente, enquanto os dados observados exibiram valores de 3,0 mm dia^{-1} para o platô e de 2,9 mm dia^{-1} para o baixio. De acordo com o índice estatístico viés (Tabela 2.6), a maior superestimativa pode ser observada na área de platô quando comparado ao baixio.

Tabela 2.6 - Desempenho do modelo INLAND para a representação da *ET* para o platô e para o baixio, durante ano de 2006.

	Estação Chuvosa			**Estação seca**		
	REQM	**Viés**	**R^2**	**REQM**	**Viés**	**R^2**
	(mm dia^{-1})	(mm dia^{-1})	-	(mm dia^{-1})	(mm dia^{-1})	-
Platô	1,1	0,9	0,71	1,0	0,7	0,64
Baixio	1,1	0,2	0,63	0,8	0,4	0,56

Fonte: Produção do autor.

Em ambas as áreas a superestimativa variou de menores valores na estação seca, cerca de 19,4% e 12,5% no platô e no baixio, respectivamente, para valores superiores na estação chuvosa, cerca de 32% no platô e de 25% no baixio. Em contrapartida, os maiores valores R^2 foram encontrados na área de platô tanto na estação chuvosa (platô = 0,71; baixio = 0,63) quanto na estação seca (platô = 0,64; baixio = 0,56), indicando que nessa área a correspondência entre os dados observados e simulados foi superior ao baixio. Adicionalmente, os valores de REQM para o platô durante a estação seca e chuvosa foram 1,1 mm dia^{-1} e 1,0 mm dia^{-1}, respectivamente, os quais são similares aos

encontrados para a área de baixio durante a estação seca (0,8 mm dia^{-1}) e chuvosa (1,1 mm dia^{-1}).

Uma explicação provável para as discrepâncias entre os dados simulados e observados poderia estar relacionada à falta do fechamento do balanço de energia, devido ao método de "*eddy covariance",* como já discutido anteriormente. As análises revelaram que, em média, existe um desbalanço de 17% e de 23%, entre os valores de $LE + H$ e $Rn - G$, para o platô e baixio, respectivamente. Além disso, um estudo recente de Martínez-Cob e Suvocarev (2015) mostrou que o *LE* obtido por meio do analisador de gás infravermelho (IRGA LICOR, modelo LI-7500), o mesmo instrumento utilizado neste estudo, pode gerar erros durante os períodos chuvosos, uma vez que esses instrumentos estão susceptíveis a falhas causadas por gotas de água que ficam sobre os sensores. Portanto, a interferência potencial das chuvas também pode ser responsável pela subestimação da *ET* na área de estudo, tanto no platô como no fundo do vale.

Além dos fatores citamos acima, parte da superestimativa de *LE* também pode estar relacionada à subestivativa das resistências aerodinâmica e estomática. De acordo com Varejão (2009), o parâmetro que representa a distribuição das raízes finas referente ao dossel superior (*beta2*) é o principal responsável pela modificação de *LE*, atuando diretamente no controle das respostas ao estresse hídrico da planta. Apesar de esse parâmetro exibir uma redução (de 0,5% no platô e 1,5% no baixio) em relação ao ajuste inicial, pode estar superestimado para a área de estudo, o que causaria elevação dos valores de *LE*. Por fim, parte da superestimativa também pode estar associada à ligeira superestimativa do saldo de radiação pelo modelo (*Rn*), como será visto na seção sobre balanço de energia.

O resultado da *ET* simulada pelo INLAND na área de platô corrobora com o valor encontrado por Broedel (2012) utilizando o CLM, na mesma área de estudo. De acordo com o autor, a *ET* média para o período de 2000 a 2008 foi de 3,6 mm dia^{-1}, resultado semelhante ao encontrado por Assunção (2008) na mesma área de estudo (3,5 mm dia^{-1}), utilizando o modelo IBIS para o mesmo período. Além disso, a *ET* média encontrada nesse estudo para a área de platô utilizando o INLAND também corrobora tanto com o

valor de 3,8 mm dia^{-1} estimado por Tomasella et al. (2008), para um subconjunto de quatro anos da série de dados observados pelo método de Penman-Monteith, quanto com o valor de 3,7 mm dia^{-1}, reportado por Shuttleworth (1988), para a Reserva Ducke que está localizada próximo à área de estudo. No entanto, esses valores são superiores às estimativas de 3,0 mm dia^{-1} por Malhi et al. (2002) e Araújo et al. (2002).

O modelo INLAND também reproduziu satisfatorimanete os padrões sazonais da *ET* observada no platô e no baixio. Em ambas as áreas, os menores valores da *ET* média simulada foram constatados na estação chuvosa (platô 3,3 mm dia^{-1} e baixio 3,0 mm dia^{-1}), aumentando durante a estação seca (platô 4,3 mm dia^{-1}, baixio 3,6 mm dia^{-1}), de acordo com os dados observados na estação seca (platô 3,6 mm dia^{-1}, baixio 3,2 mm dia^{-1}) e na estação chuvosa (platô 2,5 mm dia^{-1}; baixio 2,4 mm dia $^{-1}$). Da Rocha et al. (2009), na Amazônia central (área de platô), também descreveram um aumento progressivo (em 10%) da *ET* durante a estação seca quando comparado à estação chuvosa (2,8 mm dia $^{-1}$). De acordo com da Rocha e colaboradores, esse aumento da *ET* na estação seca é controlado tanto pelo déficit de radiação líquida na superfície (*Rn*) quanto pelo DPV. Durante a estação seca, as maiores diferenças entre platô e baixio podem ser notadas nos dados observados, como mostra a barra de erros adicionada aos dados na Figura 2.20.

- **Escoamento superficial e dreganem profunda**

Considerando que os dados observados referentes ao escoamento superficial ou "*surface runoff*" (*R*) e drenagem profunda (*D*) foram derivados da vazão da bacia, que agrega às contribuições de ambas as áreas (platô e baixio), os fluxos simulados de *R* e *D* foram estimados pela ponderação da fração de cada uma das áreas na região de estudo (platô = 0,569; baixio = 0,431), de acordo com Nobre et al. (2011). Dessa forma, a análise dos resultados permitiu tanto a comparação dos valores simulados de *R* e *D* entre as distintas áreas de platô e de baixio, quanto à avaliação do desempenho do modelo INLAND na simulação dos fluxos de *R* e *D* para a área de estudo (platô+baixio).

O modelo INLAND reproduziu satisfatoriamente as diferenças no *R* entre o platô e o baixio, indicando valores superiores na área de baixio ao longo de todo o ano (Figura 2.21 a). Embora os dados observados de *R* não estejam disponíveis para cada área separadamente, estudos anteriores mostraram que o *R* na área de platô da região de estudo é próximo de zero (TOMASELLA et al., 2008). Isso se deve ao maior *LAI* da vegetação nessa área, que contribui para uma maior taxa de água interceptada pelo dossel da vegetação. Parte dessa água retida na vegetação escorre em direção à superfície de forma lenta e amortecida, o que contribui para uma menor taxa de escoamento superficial. Já na área de baixio, onde o lençol freático está muito próximo à superfície, ocorre o favorecimento da saturação do solo devido ao alto teor de umidade, originando-se assim o escoamento superficial.

Adicionalmente, o modelo foi capaz também de reproduzir adequadamente a variabilidade sazonal dos fluxos de *R* em ambas as áreas (Figura 2.21 a): maiores valores simulados de *R* foram verificados durante a estação chuvosa (platô = 0,4 mm dia^{-1}, baixio = 2,7 mm dia^{-1}); Enquanto que na estação seca esses valores caíram para 0,1 mm dia^{-1} no platô e 0,4 mm dia^{-1} no baixio. A sensibilidade do modelo INLAND à precipitação também pode ser notada durante a estação seca: um pico nos fluxos de *R* ocorreu durante o mês de setembro, particularmente na área de baixio (0,62 mm dia^{-1}), em resposta a uma maior precipitação acumulada nesse mês (154,9 mm). Isso sugere que o raso lençol freático nessa área contribuiu fortemente para geração do escoamento superficial pela saturação do solo.

O fluxo de *R* na área de estudo (platô+baixio) foi reproduzido de forma eficiente pelo INLAND (Figura 2.21 a), com uma pequena superestimativa na estação chuvosa (viés = 0,4 mm dia^{-1}), principalmente nos primeiros meses do ano, período em que a precipitação é elevada. Em contrapartida, durante a estação seca, o modelo subestimou ligeiramente os dados observados (viés = -0,3 mm dia^{-1}), mas em geral mostrou-se concordante (Tabela 2.7). Nesse período, o índice estatístico R^2 foi cerca de 0,53, valor ligeiramente inferior quando comparado ao valor obtido na estação chuvosa (0,60), o que sugere uma menor correspondência entre os dados de *R* simulados e observados.

Por outro lado, o menor valor de REQM na estação seca (0,3 mm dia^{-1}) indica menores erros associados entre dados observados e simulados.

Os dados observados de *D* exibem um ciclo sazonal bem definido, com elevados valores durante a estação chuvosa, de acordo com a variabilidade da precipitação na área de estudo. Essa variabilidade sazonal média (2002-2006) foi corretamente representada pelo modelo INLAND (Figura 2.21 b). Durante a estação chuvosa, o fluxo médio de *D* foi de 4,3 mm dia^{-1} e 2,9 mm dia^{-1} no platô e no baixio, respectivamente, reduzindo para 0,8 mm dia^{-1} no platô e 0,9 mm dia^{-1} na área do baixio durante a estação seca. Adicionalmente, durante a estação chuvosa o modelo INLAND simulou uma maior taxa de *D* no platô quando comparado à área de baixio. Isso acontece porque, na área de platô, além dos fluxos serem predominantemente verticais (BROEDEL et al., 2017), o lençol freático está localizado cerca de 35 m de profundidade, fazendo com que o solo seja mais espesso (CUARTAS et al., 2012), o que favorece o maior fluxo de *D*. Já no fundo do vale, a profundidade máxima do lençol freático, durante o período analisado, não ultrapassou mais que 1 m, fazendo com que o escoamento superficial no período chuvoso tornasse-se dominante.

O INLAND simulou adequadamente o comportamento sazonal do fluxo de *D* na área de estudo (platô+baixio), exibindo valores de 3,7 mm dia^{-1} e 0,9 mm dia^{-1} durante a estação chuvosa e seca, respectivamente. Já as observações indicaram 2,4 mm dia^{-1} na estação chuvosa e 1,5 mm dia^{-1} na estação seca (Figura 2.21 b). Isso sugere que, em geral, o modelo superestimou *D* durante a estação chuvosa (viés = 1,3 mm dia^{-1}) e subestimou levemente na estação seca (viés = - 0,6 mm dia^{-1}) (Tabela 2.7). A explicação mais provável para essas discrepâncias sazonais está relacionada ao fato de que o fluxo de *D* simulado pelo INLAND não considerou o tempo de viagem ou translado da água da zona saturada do platô para o Igarapé da bacia, que amortece o ciclo sazonal, uma vez que a água é liberada lentamente. Além disso, a falta de consideração desse tempo de translado também salienta a redução de *D* na estação seca.

Figura 2.21 - Fluxos médios diários, de escoamento superficial e drenagem profunda, simulados e observados nas áreas de platô e de baixio para o período janeiro de 2002 a dezembro de 2006

Escoamento superficial ou *R* (a) e drenagem profunda ou *D* (b). Esses valores foram representados juntamente com a precipitação acumulada mensal no mesmo período, identificada pela barra vertical cinza.
Fonte: Produção do autor.

Tabela 2.7- Desempenho do modelo INLAND para a representação da *ET* para o platô e para o baixio, durante o ano de 2006.

		Estação Chuvosa			**Estação seca**		
	Fluxo	**REQM**	**Viés**	**R^2**	**REQM**	**Viés**	**R^2**
		(mm dia^{-1})	(mm dia^{-1})	-	(mm dia^{-1})	(mm dia^{-1})	-
Platô+Baixio	R	0,6	0,4	0,60	0,3	-0,3	0,53
Platô+Baixio	D	1,7	1,3	0,79	0,8	-0,6	0,97

Fonte: Produção do autor.

O índice estatístico REQM, que também pode ser observado na Tabela 2.7, apresentou valores de 1,7 mm dia-1 e 0,8 mm dia-1 na estação chuvosa e seca, respectivamente, sugerindo um melhor desempenho do INLAND durante a chuvosa. Por outro lado, o coeficiente de determinação R^2 de 0,79 e 0,97 na estação chuvosa e seca, respectivamente, indicou melhor concordância entre dados observados e simulados durante os meses mais secos.

- **Análise interanual dos componentes do balanço hídrico**

A *ET* média entre o período de 2000 a 2011 correspondeu a 55,2% e 48,4% da precipitação nas áreas de platô e de baixio, respectivamente (Tabela 2.8). Esses valores são próximos ao encontrado por Cuartas et al. (2012) (56,9%), por meio do modelo hidrológico DHSVM, na mesma área de estudo. Adicionalmente, também são similares aos valores de 50% encontrado por Assunção (2011) na calibração do IBIS e ao valor de 53% obtido por Tomasella et al. (2008) na área de estudo, durante período de 2001 a 2004. Além disso, as simulações nesse estudo indicam que da perda total por *ET*, cerca de 75,7% foram devido à transpiração em ambas as áreas ao longo do perfil topográfico na floresta.

A evaporação da água interceptada correspondeu a 11,9% e 9,8% da precipitação, na área de platô e de baixio, respectivamente. Estes valores são comparáveis em magnitude à estimativa de 11% obtida por Tomasella et al. (2008) para o período de 2001-2004, na mesma área experimental. O mesmo comportamento foi ainda observado na estimativa feita por Shuttleworth (1988), de 12,4%, realizado na floresta da Reserva Ducke. Porém, é maior que o valor reportado tanto por Lloyd et al. (1988), de 8,9%, no experimento de campo também na Reserva Ducke, quanto ao encontrado por Assunção (2011), de 8,2%. Em contrapartida, os valores obtidos para platô e baixio são menores quando comparados ao valor de 16,5% encontrado por Cuartas et al. (2007), na mesma área de estudo. A variabilidade da chuva influencia fortemente as taxas de interceptação (SHUTTLEWORTH, 1988; CUARTAS et al., 2007), o que justifica valores bem abaixo da média, encontrados no período entre 2002-2003, que corresponde ao ano do evento de *El Niño*.

Já a evaporação do solo, representou uma pequena parte da precipitação total como já era esperado (LUIZÃO, 1989), apenas cerca de 1,5% no platô e 1,9% no baixio, valores inferiores ao encontrado por Drucker (2001), de 2,2%, em um estudo de modelagem hidrológica na região central da Amazônia, na Estação Experimental de Silvicultura do INPA, região vizinha à área de estudo. Os baixos valores de evaporação do solo, sob as florestas de Terra Firme intocadas, fazem com que esse fluxo seja desconsiderado em muitos estudos sobre modelagem hidrológica na Amazônia, como em Tomasella et al. (2008).

Tabela 2.8 - Valores médios anuais simulados dos componentes do balanço hídrico, durante período de janeiro de 2000 a dezembro de 2011.

		Platô						**Baixio**					
		(mm ano $^{-1}$)						(mm ano $^{-1}$)					
Ano	**P (mm)**	**ET**	**Et**	**Ei**	**Es**	**R**	**D**	**ET**	**Et**	**Ei**	**Es**	**R**	**D**
2000	2627,7	1452,5	966,0	453,9	32,6	138,4	1009,9	1282,9	865,9	373,5	43,5	648,4	769,5
2001	2166,7	1340,4	1003,4	301,3	35,7	9,1	687,1	1184,9	887,0	250,7	47,2	324,3	703,4
2002	2980,4	1438,7	1121,3	278,7	38,7	156,4	1430,1	1249,4	964,3	230,3	54,8	1037,2	760,4
2003	2004,0	1403,4	1110,7	249,6	43,1	90,0	599,0	1213,3	962,0	204,0	47,3	366,5	482,1
2004	2495,2	1317,8	1065,3	213,2	39,2	90,6	1075,8	1134,6	920,3	170,0	44,3	717,2	694,1
2005	2436,2	1370,1	1025,5	309,3	35,4	93,0	845,4	1209,0	907,5	253,4	48,2	480,3	720,7
2006	2590,6	1365,2	1040,3	290,0	34,8	57,3	1216,7	1175,2	896,7	234,1	44,4	560,8	744,3
2007	2813,4	1343,4	997,7	310,2	35,5	149,0	1218,2	1191,5	885,5	258,6	47,5	819,6	803,7
2008	2692,7	1313,1	964,5	314,3	34,3	70,6	1317,1	1180,8	872,1	262,0	46,7	684,1	656,7
2009	2508,8	1465,2	1108,6	312,4	44,2	85,7	1181,0	1317,9	994,5	260,0	63,4	591,1	537,2
2010	2276,2	1463,3	1143,3	279,9	40,1	93,9	659,8	1272,9	990,3	231,0	51,6	483,8	568,3
2011	2711,1	1449,5	1108,7	303,9	36,,9	67,1	1249,1	1261,5	963,9	247,8	49,9	696,7	645,0
Média	**2525,2**	**1393,5**	**1054,6**	**301.4**	**37,,5**	**91,8**	**1040,8**	**1222,8**	**925,8**	**247,9**	**49,1**	**617,5**	**673,8**

Evaporação total (*ET*), transpiração (*Et)*, interceptação (*Ei*), escoamento superficial (*R*) e drenagem profunda (*D*). Os valores de precipitação são referentes aos dados observados na área de estudo.
Fonte: Produção do autor.

Adicionalmente, o escoamento superficial representou um valor médio de 3,6% da precipitação total, durante 2000 a 2011, na área de platô (Tabela 2.8). Esse valor está de

acordo com outros estudos em diferentes regiões da Amazônia. O escoamento superficial médio estimado por Leopoldo et al. (1995) na Reserva Ducke, no centro da Amazônia, indicou que apenas 3% da precipitação foi diretamente perdida durante eventos de tempestade por meio de escoamento superficial. Germer et al. (2009) identificaram um escoamento superficial de apenas 1% da precipitação observada no sudoeste da Amazônia, enquanto que no leste da bacia, Moraes et al. (2006) relataram um coeficiente de escoamento de apenas 2,7%.

Por outro lado, os valores de *D* representaram uma grande fração da precipitação total, correspondendo a uma porcentagem média de 41,3% e 27,2% na área de platô e baixio, respectivamente, durante 2002-2006. Os valores de *D* simulados no platô estão de acordo com o valor de 40% encontrado por Broedel et al. (*em preparação*) na calibração do modelo CLM, na mesma área de estudo durante 2000-2008. No entanto, é consideravelmente inferior ao valor de 29,8% reportado pela Assunção (2011). O menor valor da drenagem profunda nas simulações de Assunção (2011) pode ser devido ao elevado valor de escoamento superficial encontrado nas simulações (19,5% da precipitação total), o que pode ter causado a subestimativa da *ET*.

A drenagem profunda adicionada ao escoamento superficial resulta no escoamento total (*R_total*). O fluxo de *R_total* médio simulado durante o período de 2002 a 2006 representou 45,2% e 52,5% da precipitação total, para platô e baixio, respectivamente. A menor percentagem de *R_total* em relação à precipitação no ambiente do platô é uma consequência da *ET* mais elevada nesta área quando comparado com o baixio (Tabela 2.8). Os valores médios de *R_total* em relação à precipitação encontrada neste estudo, em ambas as áreas, apresentaram boa correspondência com os valores de 47,5% obtidos por Cuartas et al. (2012) entre 2002 a 2004 e de 49,3% encontrado no estudo de Broedel et al. (*em preparação*) entre 2000 e 2008, usando o CLM.

2.4.5 Fluxos de energia

Os fluxos que compõem o balanço de energia na área de platô e de baixio, simulados pelo INLAND, foram avaliados usando duas aborgadens diferentes: (1) comparação

com os dados observados para avaliar o desempenho do modelo; e (2) comparação entre platô e baixio para ilustrar as diferenças relacionadas à divisão da energia disponível (*Rn*) entre os componentes de fluxo de calor latente (*LE*) e fluxo de calor sensível (*H*). A avaliação abarcou a análise do ciclo diurno dos componentes do balanço de energia simulado e observado, tanto na estação chuvosa quanto seca (Figura 2.22). Além disso, na Figura 2.22 também estão incluídos os valores simulados do fluxo de calor no solo (*G*).

Figura 2.22 - Ciclo médio diurno dos componentes do balanço de energia entre platô e baixio em ambas as estações chuvosa e seca.

Saldo de energia ou *Rn* (a, b), fluxo de calor latente ou *LE* (b, c), fluxo de calor sensível ou *H* (e, f) e fluxo de calor no solo ou *G* (g, h). O fluxo de calor no solo é referente apenas aos valores simulados.
Fonte: Produção do autor.

- **A energia disponível no sistema (*Rn*)**

O modelo INLAND teve um desempenho satisfatório na reprodução do ciclo diurno da energia disponível ou *Rn* em ambas as áreas, que é controlado principalmente pela entrada da radiação solar, com valores positivos durante o dia (06:00-18:00) e negativos a noite (18:00-06:00), de acordo com os dados observados. Os valores negativos de *Rn* ocorrem porque a entrada de radiação solar cessa à noite e a principal contribuição para *Rn* é advinda da radiação térmica ou infravermelho da superfície.

Os resultados mostram que os valores simulados de *Rn*, tanto durante o dia quanto a noite, foram muito próximos entre platô e baixio, em ambas as estações (Figura 2.22 a, b). Durante a estação chuvosa, por exemplo, valores médios de 115,6 W m^{-2} e 116,3 W m^{-2} foram encontrados para o platô e o baixio, respectivamente, enquanto na estação seca, cerca de 145,1 W m^{-2} e 145,2 W m^{-2} foram revelados para o platô e baixio, respectivamente. Essa similaridade entre os dados modelados de *Rn* deve-se principalmente ao fato das simulações, tanto do platô quanto do baixio, usarem as mesmas forçantes meteorológicas. Já os dados observados, apesar de apresentarem semelhança entre platô (143 W m^{-2}) e baixio (147 W m^{-2}) durante a estação seca (platô =143 W m^{-2}; baixio = 147 W m^{-2}), exibiu valores 21,5% superiores no baixio quando comparado ao platô (11,3 W m^{-2}).

A sazonalidade de *Rn* foi reproduzida de forma adequada pelo modelo, com valores superiores na estação seca, cerca de 25,5% e 24,8% no platô e baixio, respectivamente, similarmente aos dados observados (platô = 28,3% e baixio = 8,8%). Essa diferença dos valores encontrados para o *Rn* simulado entre as estações chuvosa e seca deve-se às pequenas mudanças no balanço de radiação solar causadas por diferenças sazonais no albedo da superfície, com valores superiores ocorrendo na estação seca. O albedo simulado pelo INLAND na área de platô foi de 12% e 12,3% na estação chuvosa e seca, respectivamente, enquanto para o baixio, foram encontrados 10,5% na estação chuvosa e 10,8% na estação seca. A variação sazonal do albedo nas florestas tropicais, que foi simulada corretamente pelo INLAND foi verificada por vários estudos (MALHI et al.,

1998; ARAÚJO, 2009; OLIVEIRA, 2010). De acordo com Malhi et al. (1998), durante a estação chuvosa, o dossel da floresta é mais escuro em virtude da sazonalidade da precipitação, favorecendo maior absorção de radiação e, consequentemente, menor valor de albedo.

Por sua vez, as diferenças do albedo entre as áreas de platô e de baixio, segundo estudo de Leitão (1994), são causadas pela estrutura do dossel da vegetação nessas áreas. Na área de baixio, como a folhagem da vegetação agrupada na copa exibe maiores picos e depressões organizados nas superfícies dos dosséis, grande quantidade de radiação solar incidente penetra no dossel antes de ser refletida (SHUTTLEWORTH, 1989). Isso resulta numa acentuada captura de radiação solar e, portanto baixo albedo. Na área de platô, contrariamente ao baixio, a vegetação é mais densa, o que favorece uma maior homogeneidade da vegetação, resultando em valores superiores de refletividade da radiação solar. A maior absorção da radiação solar pela vegetação na área de baixio, caracterizado pelos menores valores de albedo em ambas as estações, pode ser fudamental para a justificativa dos maiores valores de *Rn* observado no baixio ao longo do ano, quando comparado ao platô.

O modelo INLAND reproduziu satisfatoriamente os valores máximos de *Rn* ao longo do dia, entre as 12:00 e 13:00 horas. Na área de platô, por exemplo, os valores máximos simulados de *Rn* foram de 463,4 W m^{-2} para estação chuvosa e 586,6 W m^{-2} para estação seca, enquanto os dados observados exibem valores correspondentes de 464,5 W m^{-2} e 594,2 W m^{-2} para estação chuvosa e seca, respectivamente. Adicionalmente, os valores máximos de *Rn* simulados para a área de baixio foram de 463,1 W m^{-2} e 584,1 W m^{-2} para estação chuvosa e seca, respectivamente, ao passo que os dados observados foram de 491,2 W m^{-2} para estação chuvosa e 600,9 W m^{-2} para estação seca.

O desempenho do modelo INLAND na simulação de *Rn*, bem como dos demais componentes do balanço de energia, pode ser analisado por meio dos índices estatísticos na Tabela 2.9. O R^2 para a área de platô foi de 0,99 tanto na estação chuvosa (REQM = 11,7 W m^{-2}) quanto na estação seca (REQM = 11,3 W m^{-2}). No baixio, R^2 foi 0,99 na estação seca (REQM = 29,8 W m^{-2}) e 0,97 (REQM = 44,7 W m^{-2}) na estação chuvosa,

indicando uma ótima correspondência entre os dados simulados e observados em ambas as áreas. Em geral, o *Rn* médio observado para região de platô foi ligeiramente superestimado em ambas as estações: chuvosa (viés = 4,3 W m^{-2}) e seca (viés = 2,2 W m^{-2}). Comportamento contrário pode ser observado no baixio, onde os valores observados de *Rn* foram subestimados tanto na estação chuvosa (Viés = -15 W m^{-2}) quanto na seca (Viés = -10,8 W m^{-2}).

Uma possível explicação para essa subestimativa no baixio pode ser devido ao albedo simulado ter sido superior aos valores observados, em ambas as estações chuvosa e seca. Isso pode ser notado nos valores encontrados por Oliveira (2010) para área de baixio, que foram cerca de 5 e 3% inferiores ao albedo simulado, na estação chuvosa e seca, respectivamente. Adicionalmente, a subestimativa de *Rn* no baixio também pode ser devido à redução da radiação de onda longa incidente (L_{in}) na superfície, causado pelo uso do conjunto de forçantes meteorológicas da torre K34 referente ao platô. De acordo com Araújo (2008), a radiação de onda longa incidente é superior no baixio quando comparada ao platô.

- **Calor latente (*LE*) e sensível (*H*)**

O INLAND reproduziu satosfatoriamente o particionamento da energia disponível (*Rn*) entre os fluxos de *LE* e *H* para o platô e o baixio, com maior porcentagem de Rn destinado ao fluxo de *LE*, como consta na literatura (por exemplo: ARAÚJO et al., 2002; MALHI et al., 2002; RANDOW et al., 2004). Para isso, foi essencial o ajuste dos parâmetros da vegetação e solo para cada área (Tabela 2.2), bem como a representação da dinâmica do lençol freático na área de baixio. As médias anuais de *LE* e *H*, para a área de platô, corresponderam a 84,9 e 14,8% de *Rn*, respectivamente. Os valores correspondentes no baixio foram de 72,9 e 26,5%. Estes valores estão de acordo com as observações, em ambas as áreas, indicando desempenho satisfatório do modelo. No platô, por exemplo, os dados observados de *LE* e *H* corresponderam respectivamente a 60,4 e 21,3% de *Rn*, enquanto no baixio esses valores foram de 50 e 21,9%.

O fluxo de *LE* simulado em ambas as áreas seguiu um ciclo diurno bem definido, semelhante ao *Rn*, porém com menor magnitude (Figura 2.22 c, d). Em geral, o modelo simulou de forma satisfatória o fluxo de *LE* da floresta, exibindo maiores valores no platô quando comparado ao baixio, concordante com os dados observados. A sazonalidade também foi corretamente reproduzida pelo modelo em ambas às áreas, com valores médios de *LE* superior na estação seca (platô = 124,6 W m^{-2}; baixio = 103,6 W m^{-2}), em comparação com a estação chuvosa (platô = 97,2 W m^{-2}; baixio = 86,3 W m^{-2}), o que também pode ser claramente visualizado nos dados observados. Na estação chuvosa, por exemplo, os valores observados de LE corresponderam a 63,2 e 61,3 W m^{-2}, respectivamente para o platô e o baixio. Já na estação seca, um considerável aumento nesses fluxos pode ser notado, os quais apresentaram valores médios de 92 W m^{-2} no platô e 78 W m^{-2} no baixio.

Em geral, os valores de *LE* foram superestimados pelo modelo, principalmente na área de platô, tanto na estação chuvosa (platô = 34 W m^{-2}; baixio = 16,5 W m^{-2}) quanto na estação seca (platô = 32,6 W m^{-2}; baixio = 20,8 W m^{-2}). No platô também foram encontrados os maiores valores de R^2 (estação chuvosa = 0,85; estação seca = 0,88) indicando melhor correspondência entre os dados simulados e observados (Tabela 2.9). No baixio o R^2 foi cerca de 0,72 e 0,81 na estação chuvosa e seca, respectivamente.Tanto no platô quando no baixio maiores valores de R^2 foram exibidos durante a estação seca. Por sua vez, os valores referentes ao REQM foram similares em ambas às áreas na estação chuvosa (platô = 63,8 W m^{-2}; baixio = 63,6 W m^{-2}) e seca (platô = 66,8 W m^{-2}; baixio = 59,6 W m^{-2}). As possíveis causas da superestimativa de *LE* já foram discutidas nos resultados referentes à ET.

Assim como o *LE*, o ciclo dirno do fluxo de *H* entre platô e baixio também foi reproduzido de forma eficiente pelo INLAND (Figura 2.22 e, f), especificamente exibindo maiores valores na área de baixio quando comparado ao platô, tanto na estação chuvosa (baixio = 29,8 W m^{-2}; platô = 18,6 W m^{-2}), quanto na estação seca (baixio = 39,8 W m^{-2}; platô = 19,5 W m^{-2}). Esses resultados estão de acordo com os dados observados, especialmente na estação seca, onde o *H* foi cerca de 33,6 W m^{-2} no platô e 36,7 W m^{-2} no baixio. Os maiores valores de *H* no baixio, em comparação ao platô,

sugerem que mais energia disponível (*Rn*) foi utilizada para o fluxo de *H* no baixio durante os meses secos (consequentemente menos energia para o fluxo de *LE*). Esse comportamento pode ser devido à menor biomassa viva acima do solo nas áreas de baixio (CASTILHO et al., 2006), caracterizando menores valores de *LAI*, por exemplo.

Tabela 2.9 - Desempenho do modelo INLAND para a representação dos componentes do balanço de energia para o platô e para o baixio, durante o ano de 2006, para ambas as estações.

		Estação chuvosa			**Estação seca**		
		REQM	**Viés**	**R^2**	**REQM**	**Viés**	**R^2**
		(W m^{-2})	(W m^{-2})	-	(W m^{-2})	(W m^{-2})	-
Platô	Rn	11,7	4,3	0,99	11,3	2,2	0,99
	LE	63,8	34,0	0,85	66,8	32,6	0,88
	H	26,4	-2,8	0,75	33,4	-14,2	0,78
Baixio	Rn	44,7	-15,0	0,97	29,8	-10,8	0,99
	LE	63,6	16,5	0,72	59,6	20,8	0,81
	H	34,3	11,0	0,66	34,9	2,0	0,78

Os valores de REQM, viés e R^2 foram calculados a partir de valores horários dos fluxos simulados e observados.
Fonte: Produção do autor.

Quanto à sazonalidade de H simulada pelo modelo, foi caracterizada por maiores valores durante a estação seca tanto na área de platô quanto na área de baixio, de perfeito acordo com os dados observados (Figura 2.22 e, f). Isso pode ser explicado pelos valores superiores de radiação solar incidente (S_{in}) na Amazônia nesse período, decorrente da menor nebulosidade na região (ARAÚJO, 2009). Os valores médios de radiação incidente encontrado por Araújo (2009) para a área baixio, durante o ano de 2006, foram 44,6% superiores na estação seca.

Durante a estação chuvosa, o fluxo observado de *H* foi ligeiramente subestimado no platô (estação chuvosa = -2,8 W m^{-2}; estação seca = -14,2 W m^{-2}), enquanto que no baixio nota-se uma superestimativa (estação chuvosa = 11 W m^{-2}; estação seca = 2 W m^{-2}) (Tabela 2.9). A subestimativa de *H*, no platô, é acompanhada por um REQM mais elevado durante a estação seca (33,4 W m^{-2}). Nesse mesmo período, é possível observar

o maior valor de R^2 (0,78), sugerindo melhor concordância entre os dados simulados e observados. Esse mesmo valor também foi encontrado na área de baixio.

A superestimativa do fluxo de H na área de baixio pode estar associada a fatores importantes no cálculo de H, como a subestimativa de ra (resistência aerodinâmica), ou devido ao maior valor do fluxo de calor no solo (G) no baixio quando comparado ao platô (Figura 2.22 g, h). De acordo com os resultados, o fluxo de G na área de baixio é 29,6 e 30,5% superior ao platô para estação chuvosa e seca, respectivamente. Além disso, essa superestimativa pode estar relacionada com o parâmetro *rhoveg_NIR*. No modelo INLAND, o fluxo de H na direção da vegetação para o ar é função das temperaturas das folhas e dos galhos, as quais são dependentes da radiação solar absorvida pelo dossel e pelo solo, bem como do saldo dos fluxos absorvidos da radiação infravermelha (diferença entre radiação infravermelha incidente e refletida). O parâmetro *rhoveg_NIR* foi reduzido cerca de 35% na área de baixio em relação ao valor inical (Tabela 2.2), para o correto ajuste do albedo. A redução da radiação infravermelha refletida, por meio do parâmetro *rhoveg_NIR,* foi responsável pelo maior saldo dos fluxos absorvidos da radiação infravermelha, e consequentemente das temperaturas das folhas e dos galhos, o que pode ter contribuído para o aumento de H. Esse mesmo comportamento foi verificado por Cunha et al. (2013) na calibração do modelo IBIS para uma área de Caatinga na região semiárida do país.

2.4.6 Fluxos de CO_2

Para a análise da troca líquida de CO_2 entre a floresta e a atmosfera ou *NEE*, foi abarcada a análise do ciclo diurno para o ano de 2006, utilizando as mesmas abordagens do item anterior: (1) comparação com os dados observados para avaliar o desempenho do modelo; e (2) comparação entre platô e baixio para ilustrar as diferenças relacionadas ao fluxo de CO_2 entre estas áreas. O ciclo diurno de *NEE* apresentou um padrão típico de áreas vegetadas no ambiente de platô e de baixio, tanto na estação chuvosa (Figura 2.23 a) quanto na estação seca (Figura 2.23 b). Durante o dia, os valores negativos representam a assimilação de CO_2 pela vegetação (atividade de fotossíntese superior à

respiração), enquanto que o fluxo positivo a noite está associado à emissão de CO_2 da floresta para a atmosfera (apenas atividade respiratória).

Figura 2.23 - Ciclo médio diurno simulado e observado do *NEE* no ano de 2006, para áreas de platô e de baixio.

Estação chuvosa (a) e estação seca (b).
Fonte: Produção do autor.

- **Assimilação de CO_2 pela vegetação**

O modelo INLAND simulou de forma satisfatória as diferenças referentes à assimilação entre platô e baixio. Isto é, o *NEE* simulado no platô, durante o dia, foi superior ao encontrado na área de baixio, tanto na estação chuvosa quanto na estação seca. De acordo com os resultados, as taxas médias de *NEE* no platô foram cerca de -8,5 e -10,2 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e seca, respectivamente, o que corresponde a um aumento de 13,3% e 30,8% aos valores encontrados na área de baixio durante a estação chuvosa e seca, respectivamente (Tabela 2.10). Esses valores são corroborados com os dados observados para o mesmo período. O *NEE* no platô, por exemplo, apresentou média de -9,1 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e -8,8 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação seca, valores superiores aos de -6,8 e -6,1 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} encontrados no baixio, na estação chuvosa e seca, respectivamente, o que corresponde a uma redução de 25,3% na estação chuvosa e 30,7% na estação seca. Essa diferença encontrada nos valores de *NEE*

ao longo do dia, entre ambas as áreas, sugerem maiores taxas de assimilação de C pela floresta na área de platô.

Tabela 2.10 – Valores médios de *NEE* simulado e observado nas áreas de platô e de baixio, durante o ano de 2006.

	Estação chuvosa				**Estação seca**			
	μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}				μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}			
	Dia	**Noite**	**Total**	**Máx dia**	**Dia**	**Noite**	**Total**	**Máx dia**
Platô_obs	-9,1	5,4	-2,4	-21,5	-8,8	4,5	-2,8	-21,9
Platô_sim	-8,5	3,2	-3,2	-16,7	-10,2	2,9	-4,2	-20,3
Baixio_obs	-6,8	4,1	-1,8	-15,1	-6,1	3,9	-1,5	-19,9
Baixio_sim	-7,5	2,6	-2,9	-14,3	-7,8	2,4	-3,1	-15,3

Estão incluídos à tabela: a média total; a média durante o dia (assimulação), a média durante a noite (respiração) e o valor máximo médio observado durante o dia.
Fonte: Produção do autor.

As maiores taxas de assimilação de CO_2 encontradas no ambiente de platô corroboram com os maiores valores de biomassa viva acima do solo nessa área se comparadas ao baixio (CASTILHO et al., 2006). Castilho et al. (2006) verificaram que a biomassa acima do solo tende a aumentar em solos ricos em argila (localizados nas áreas de platôs), enquanto os solos mais arenosos (localizados nas áreas de baixio) caracterizam-se por menor produtividade. Segundo Malhi et al. (2004), os solos mais férteis tendem a favorecer um crescimento mais rápido das plantas, alocando mais energia para a produção de madeira e folhas e menos para as defesas estruturais e químicas associadas aos custos metabólicos (MALHI et al., 2009).

De acordo com Laurance et al. (1999), a variação da biomassa entre platô e baixio está principalmente associado com a disponibilidade de N em ambas as áreas. É sabido de Luizão et al. (2004) que as áreas de platô possuem maior quantidade de N tanto no solo quanto nas folhas das plantas, quando comparado com o baixio, o que indica maior quantidade de recursos disponíveis para o crescimento das plantas nesse ambiente.

Luizão (1989) também mostrou em um experimento realizado cerca de dez quilômetros a noroeste da área de estudo, que a queda média de liteira durante três anos foi consideravelmente maior na área de platô, 8,3 ton C ha^{-1}, enquanto no baixio esse valor foi um pouco menor, 7,4 ton C ha^{-1}, indicando uma maior produtividade na área de platô quando comparado ao baixio. Adicionalmente, segundo estudo de Zarin et al. (2001), os solos arenosos são caracterizados por uma limitação do acúmulo de biomassa, sugerindo, portanto, menor produtividade nessas áreas.

Além disso, os distintos valores de produtividade no platô e no baixio podem estar ligados às diferenças entre o período de duração da fotossíntese em ambas as áreas. Usando dados de fluxo de seiva (*sapflow,* em inglês*)* oriundos de Zanchi (2013) para a mesma área deste presente estudo, Stijnman (2015) mostrou que o processo de fotossíntese da floresta começa ligeiramente mais tarde e termina mais cedo no fundo do vale. De acordo com Stijnman (2015) o início e o fim do período de fluxo de seiva na área de estudo podem estar relacionados com a quantidade de horas de luz em cada área da floresta, sugerindo que as plantas localizadas no fundo do vale recebem uma menor quantidade de luz durante o dia.

Este resultado foi corroborado com medidas de radiação realizadas recentemente e simultaneamente no sub-bosque de áreas de platô e de baixio na área de estudo (Figura 2.24). Apesar de a radiação solar incidente ser maior nas áreas mais baixas da floresta (acima de 500 $\mu mol\ m^{-2}\ s^{-1}$), o que também foi confirmado no estudo de Leitão (1994), ela está concentrada em um menor intervalo do dia quando comparado ao platô. A floresta de sub-bosque, localizada na área de platô recebe radiação acima de 10 $\mu mol\ CO_2\ m^{-2}\ s^{-1}$ entre os intervalos de 10:00-13:00 horas e entre 13:30-15:00 horas, enquanto na floresta de sub-bosque na área de baixio a radiação está limitada entre o intervalo de 10:00-12:30 horas. Isso ocorre porque as áreas de floresta localizadas no platô sombreiam as plantas no baixio, dependendo do azimute e da declinação do sol, em diferentes momentos do dia, influenciado na radiação que incide nas áreas baixas (RICARDO MARENCO, *comunicação pessoal*). Conclui-se que a limitação por luz nessas áreas mais baixas parece ser determinante para a menor taxa de fotossíntese e,

portanto, menor acumulo de biomassa nas áreas baixas, associado a condições de saturação do solo mais recorrentes.

Figura 2.24 - Radiação PAR medida na área de estudo para as florestas de sub-bosque localizadas nos ambientes de platô e de baixio.

As medidas foram realizadas para o intervalo de 06:00 às 18:00 horas, durante o período de 01 a 15 de junho de 2016. Consideraram-se apenas os valores relevantes, ou seja, acima de10 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}.
Fonte: Produção do autor.

O modelo INLAND não conseguiu reproduzir de forma satisfatória a variabilidade sazonal de *NEE*, durante o dia, para as áreas de platô e de baixio. As simulações apontaram maiores valores médios de *NEE* na estação seca, provavelmente devido à maior disponibilidade de radiação solar durante esse período, comportamento similar ao encontrado no trabalho de Assunção (2011). No platô, o valor médio simulado de *NEE* foi cerca de 20% superior na estação seca, enquanto no baixio aproximadamente 4%, revelando uma maior taxa de assimilação de CO_2 para a floresta no período de menor volume pluviométrico.

Os dados observados, por outro lado, mostraram valores médios de assimilação próximos durante as estações seca e chuvosa (similar ao reportado por ARAÚJO, 2009), sugerindo baixa sazonalidade da assimilação principalmente no platô. A análise estatística revelou valores de apenas 3,3% e 10,2% superiores durante a estação chuvosa, para platô e baixio, respectivamente. De acordo com estudos observacionais

realizados em diferentes sítios na bacia, nota-se que, em geral, as taxas de assimilação parecem indicar valores superiores durante a estação chuvosa. Malhi et al. (1998), por exemplo, na região central da bacia, encontrou valor para o *NEE*, de -21 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, valor esse 23,5% superior ao encontrado pelos autores durante a estação seca. No leste da bacia, Von Randow et al. (2004) também mostraram que, durante os meses mais chuvosos, o *NEE* médio é maior (-14,4 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) quando comparado aos meses secos (-10,5 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}). Ainda no leste, Aguiar (2005) encontrou um maior valor médio de *NEE* durante a estação chuvosa, cerca de -15 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, valor este que sofreu uma redução de 23,3% na estação seca.

Os valores máximos (picos) de *NEE* durante o dia foram simulados de forma satisfatória pelo INLAND, com valores superiores durante a estação seca, de acordo com os dados observados. No platô, por exemplo, os valores máximos encontrados entre 11:00 e 12:00 h foi de -20,3 e -16,7 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, na estação seca e chuvosa, respectivamente. Esses valores estão próximos aos dados observados, na área de platô, cujos picos ocorreram entre 10:00 - 11:00 h, de -21,9 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação seca e -21,5 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa. Já na área de baixio, valores de -15,3 e -14,3 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} foram encontrados na estação seca e chuvosa, respectivamente (entre 11:00 - 12:00 h), valores comparáveis aos observados de -19,9 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação seca (às 11:00 h) e -17 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa (às 10:00 h). As taxas de assimilação máxima de CO_2 durante o dia simulada pelo INLAND, em ambas as áreas, também são equiparáveis aos valores obtidos nos estudos de Goulden et al. (2004), Miller et al. (2004) e Assunção (2011).

- **O processo de respiração**

Durante a noite, as áreas de florestas transformam-se em fontes de CO_2 para a atmosfera, por meio do processo de respiração das plantas. Nesse período, os valores médios de *NEE* mostraram-se bastante inferiores aos valores exibidos ao longo do dia. Os resultados das simulações indicaram que os fluxos de *NEE* foram superiores na área de platô em ambas as estações, com média de 3,2 e 2,9 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e seca, respectivamente, enquanto no baixio os dados indicam apenas 2,6 e 2,4

μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e seca, respectivamente (Tabela 2.10). Essa redução correspondeu a 18,8% na estação chuvosa e 17,2% na estação seca, mostrando boa correspondência com dados observados de 24% e 13,3% nas estações chuvosa e seca, respectivamente.

Os menores valores de *NEE* no baixio durante a noite podem ser explicados devido à condição dinamicamente estável da atmosfera e o fluxo laminar acima do dossel, que, em contraste com a condição instável ou neutra da atmosfera e do fluxo turbulento no platô, torna menos eficiente o transporte vertical e a mistura acima do dossel, nessa área (ARAÚJO, 2009). Adicionalmente, os menores valores de respiração no baixio podem estar associados à menor taxa de decomposição da matéria orgânica. Segundo Luizão et al. (2004), o dossel da vegetação na área de baixio apresenta menor taxa de C:N, o que confere baixa qualidade às folhas das plantas nessa área, e consequentemente leva a uma redução do processo de decomposição da biomassa. Além disso, a quantidade de biomassa de raízes pode ser reduzida em solos limitados pela hipóxia associada aos altos níveis do lençol freático em relação à superfície (MALHI et al., 2009). Uma menor quantidade de biomassa abaixo do solo, nessas áreas, sugere menor valor de respiração das raízes e consequentemente um menor valor na repiração total, em relação ao platô.

Em geral, os valores de *NEE* simulados na estação chuvosa (Figura 2.23 a) foram ligeiramente superiores aos encontrados na estação seca (Figura 2.23 b) em ambas as áreas, de acordo com os dados observados, sugerindo uma maior taxa de respiração das plantas para a floresta, durante os meses com maior índice pluviométrico. Esse aumento da respiração da floresta durante a estação chuvosa, simulada pelo INLAND, correspondeu a 10,3% e 8,3% no platô e baixio, respectivamente. Esses valores são comparáveis aos dados observados, de 20% no platô e 5,1% no baixio (Tabela 2.10), o que pode estar relacionado com o aumento da umidade do ar que favorece uma intensa atividade de decomposição pelos microorganismos decompositores da matéria orgânica (LUIZÃO; SCHUBART, 1987).

Adicionalmente, durante a estação chuvosa uma maior nebulosidade e concentração de vapor d'água são observadas na atmosfera, contribuindo para uma menor perda da

radiação de onda longa (L_{in}) e menor resfriamento do dossel da vegetação. Isso influencia a estabilidade da atmosfera, que se torna dinamicamente instável e consequentemente favorece o transporte vertical e a mistura acima do dossel, o que em geral leva a um aumento dos fluxos de emissão de CO_2 pela floresta, nas áreas de platô e de baixio, durante a estação chuvosa (MILLER et al., 2004; ARAÚJO, 2009). De acordo com estudo de Miller et al. (2004), por exemplo, a velocidade de fricção do ar durante a noite foi menor que 0,2 m s^{-1} em 77% do período analisado durante a estação seca e de apenas 70% durante a estação chuvosa, sugerindo uma condição mais instável durante a estação chuvosa.

- **Análise estatística de *NEE***

Os índices estatísticos que indicam o desempenho do modelo podem ser visualizados na Tabela 2.11, incluindo o REQM, viés e R^2. Em geral, os valores observados de *NEE* foram subestimados pelo modelo tanto durante o dia quanto a noite, na área de platô e de baixio, durante ambas as estações. Na estação seca foram encontrados os maiores viés médios, de -1,5 no platô e de -1,7 no baixio, enquanto na estação chuvosa, esses valores foram de -0,7 e -0,8 no platô e baixio, respectivamente. Acredita-se que essa subestimativa, no entanto, também relatada no estudo de Assunção (2011), esteja associada ao valor superestimado de *NEE* obtido por meio do método de "*eddy covaraince*" (medida observada), sendo um problema verificado desde os primeiros testes realizados com essa metodologia (ONTAKI, 1985).

Isso acontece porque o método de "*eddy covariance*" subestima o fluxo de CO_2 em condições estáveis da atmosfera, que se estabalece especialmente durante a noite (MILLER et al., 2004), quando o fluxo de CO_2 é caracterizado pela respiração autotrófica e pela decomposição de material orgânico do solo. Esse problema tem sido relatado em diferentes ecossistemas, incluindo as áreas de floresta tropical (GRACE et al., 1996; LOESCHER et al., 2006), de forma que praticamente em todos os sítios experimentais foi necessário a aplicação de adequada correção ao erro associado ao fluxo noturno de CO_2. Além disso, já foi demostrado por Tóta et al. (2008) e Araújo et al. (2010) que também existe uma drenagem de CO_2 das áreas mais altas, como é o caso

do local da torre K34, para as partes mais baixas, localizadas no fundo do vale. Isso contribui para a subestimativa do fluxo de CO_2 da floresta durante a noite.

Tabela 2.11 - Desempenho do modelo INLAND para a representação do *NEE* tanto para o platô quanto para o baixio, durante ano de 2006, para ambas as estações.

	Platô		**Baixio**	
	Estação chuvosa	Estação seca	Estação chuvosa	Estação seca
REQM (μmol CO2 m^{-2} s^{-1})	6,6	7,2	6,4	7,5
Viés (μmol CO2 m^{-2} s^{-1})	-0,7	-1,5	-0,8	-1,7
R^2	0,76	0,66	0,63	0,55

Os valores de REQM, viés e R^2 foram calculados a partir de valores horários dos fluxos simulados e observados.
Fonte: Produção do autor.

Os resultados também sugerem que os maiores erros entre os dados simulados e observados de *NEE* foram encontrados na área de baixio, o que causou maior distanciamento entre as curvas observadas e simuladas nessa área. Além disso, na área de baixio também foram encontrados os menores valores de R^2, sugerindo menor concordância entre os valores de *NEE* observados e simulados, especialmente durante a estação seca (0,55), que foi inferior ao valor encontrado durante a estação chuvosa (0,63) (Tabela 2.11). No platô, o R^2 exibiu valores de 0,76 na estação chuvosa e de 0,66 na estação seca. Esses valores de R^2 no platô são ligeiramente superiores aos encontrados por Assunção (2011), de 0,54, e por Imbuzeiro (2005), de 0,41, ambos na mesma área de estudo. Os maiores valores do viés e do R^2 encontrados na área de baixio, em relação ao platô, podem estar associados à menor quantidade de dados coletada no ambiente de baixio, devido às falhas ocorridas.

Os valores de REQM foram bastante próximos entre as duas áreas. No platô, por exemplo, foi de 6,6 e 7,2 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e seca, respectivamente, enquanto no baixio, os valores correspondentes foram 6,4 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação chuvosa e 7,5 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} na estação seca. Esses valores são próximos em magnitude ao reportado por Imbuzeiro (2005), de 4,2 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1} , porém bem

acima dos encontrados por Assunção, de aproximadamente 1,1 μmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. De modo geral, os resultados dos fluxos de NEE simulados durante o dia e a noite sugerem que os padrões e magnitudes estavam basicamente de acordo com as observações para o platô e baixio, tanto na estação chuvosa quanto na estação seca. Isso indica que as diferenças principais entre as duas áreas foram bem capturadas pelo INLAND.

2.4.7 Estoque de biomassa e fluxos de carbono

Para avaliar as mudanças transitórias na cobertura vegetacional (estoques de biomassa) e fluxos de C (*GPP*, *NPP*, *Ra*, *Rh*) após 100 anos de simulação, entre as áreas de platô e de baixio, foi empregada a rotina de vegetação dinâmica do modelo INLAND. Esta abordagem é consistída por dois conjuntos distintos de simulações para cada área: simulação da dinâmica de vegetação, considerando a existência de vegetação inicial de floresta tropical ou "*tropical broadleaf evergreen trees*" (vegetação dinâmica 1 ou VD1); e simulação da dinâmica de vegetação, considerando o solo nu (também chamado de "*cold-start"*), permitindo que o modelo construa a cobertura vegetal de acordo com as condições climáticas (vegetação dinâmica 2 ou VD2). O crescimento das plantas, resultante da assimilação de C por meio da fotossíntese, contribui para a formação do dossel e é moderado pela mortalidade relacionada à competição. Os reservatórios de C tanto na biomassa viva e morta quanto no solo são continuamente atualizadas e fornecem uma "memória" do estado do sistema ao longo de uma série de anos (KUCHARIK et al., 2000). Os valores simulados pelo modelo foram comparados com diferentes dados na área de estudo e em outras regiões. Em todos esses estudos, as estimativas de estoque de biomassa e fluxos de C consideraram a média no transecto que engloba as áreas de platô e de baixio.

- **Estoque de biomassa da floresta**

O modelo INLAND reproduziu de forma satisfatória os estoques de biomassa, entre ambas as áreas, ao final da simulação (Tabela 2.12). Os resultados da análise mostram que os estoques de biomassa foram maiores na área de platô quando comparado ao

baixio. O estoque de biomassa acima do solo (formado pelas folhas e troncos) na simulação VD1, por exemplo, foi de 172,6 tons C ha^{-1} para a área de platô e de 124,3 tons C ha^{-1} para o baixio. Esses mesmos valores sofreram uma redução de cerca de 28% no platô e de 38% no baixio, para o segundo conjunto de simulação ou VD2. Isso já era esperado, uma vez que na simulação VD1 havia biomassa inicial, ao contrário da simulação VD2.

O valor de biomassa acima do solo simulada pelo INLAND, tanto para área de platô quanto de baixio foi semelhante ao valor obtido por Higuchi et al. (2016), isto é, 188 tons C ha^{-1} em uma área de 3 ha de floresta localizada próxima à área de estudo. Já o valor identificado por Malhi et al. (2006), na mesma região (10 ha), foi inferior ao obtido por Higuchi e colaboradores, sendo cerca de 148 tons C ha^{-1}. De acordo com esses autores, a biomassa acima do solo na Amazônia oriental é equivalente a 150-175 tons C ha^{-1}. Além disso, os resultados obtidos nesse trabalho também corroboram com o valor de 167 tons C ha^{-1} estimado por Pyle et al. (2008) para a Amazônia central em 20 ha de floresta, que é o mesmo valor de estimativa de Johnson (2016) para a Amazônia central. As diferenças no estoque de biomassa acima do solo, entre as áreas de platô e de baixio, estão de acordo com vários estudos na região (ZARIN et al., 2001; LAURENCE et al., 2001; LUIZÃO et al., 2004; CASTILHO et al., 2006), indicando correto desempenho do INLAND.

Em relação ao estoque de biomassa abaixo do solo, ele é composto por raízes grossas e finas de árvores vivas. No entanto, a biomassa abaixo do solo simulada pelo modelo INLAND é definida apenas pelo estoque de raízes finas, que inclui material com diâmetro inferior a dois milímetros. De acordo com Malhi et al. (2009), as raízes finas representam um componente muito pequeno do estoque de biomassa total abaixo do solo (cerca de 9%), significativamente menor que as estimativas de 40% de Silva (2007). Os valores simulados para VD1 e VD2 foram mais elevados na área de platô em comparação com o baixio. A biomassa de raízes finas simulada em VD1, por exemplo, foi de 1,9 e 1,6 ton C ha^{-1} no platô e baixio, respectivamente. Na simulação VD2 foi possível observar uma redução desses valores, de 26% no platô e de aproximadamente 37% no baixio.

Em geral, o modelo simulou corretamente o estoque de biomassa de raizes finas entre o platô e o baixio. Os resultados simulados pelo INLAND em ambos os ambientes foram subestimados quando comparados a alguns estudos na região central e leste da bacia (realizados ao longo de um perfil topográfico em um metro de profundidade de solo). Malhi et al. (2009), por exemplo, encontrou 4 tons C ha^{-1} de biomassa de raízes finas tanto em uma floresta na região central da bacia, quanto em duas áreas de floresta no leste da bacia. No entanto, os resultados do presente trabalho estão próximos ao valor de 2 tons C ha^{-1} obtido no estudo de Metcalfe et al. (2007), também no leste da bacia.

- **Fluxos de carbono da floresta**

O INLAND também simulou de forma satisfatória as particularidades referentes aos fluxos de C da floresta entre ambos os ambientes (Tabela 2.12), exibindo maiores valores na área de platô conforme esperado. O modelo simula separadamente os fluxos de respiração autotrófica (*Ra*) e heterotrófica (*Rh*), que juntos representam a respiração total do ecossistema (*Reco*). O resultado da análise permitiu evidenciar que os valores simulados de *Rh* e *Ra* não apresentaram diferenças significativas entre as simulações VD1 e VD2. O fluxo de *Ra*, para a simulação VD1, variou de aproximadamente 24,9 a 20,1 tons C ha^{-1} ano^{-1} no platô e no baixio, respectivamente.

Estes resultados são semelhantes às estimativas relatadas por Malhi et al. (2009) e Chambers et al. (2004) na mesma região, de respectivamente 19,8 e 21 tons C ha^{-1} ano^{-1}. Além disso, também corroboram com as estimativas de 21,4 tons C ha^{-1} ano^{-1} por Malhi et al. (2009) na Amazônia Oriental. Joetzjer et al. (2015) encontraram valores mais altos, variando entre 25 - 32 tons C ha^{-1} ano^{-1} na Amazônia central, utilizando o modelo de superfície terrestre ISBACC (*Interaction Soil Biosphere Atmosphere Carbon Cycle*), de Noilhan e Mahfouf (1996). De acordo com as simulações, o *Rh* foi significativamente menor que *Ra*, com valores variando de 9,4 tons C ha^{-1} ano^{-1} no platô e 9,1 tons C ha^{-1} ano^{-1} no baixio, para o conjunto de simulações VD1. As estimativas de *Rh* deste estudo foram comparáveis às estimativas previamente relatadas por Malhi et al. (2009), de 9,6 tons C ha^{-1} ano^{-1}, e Chambers et al. (2004), de 8,5 tons C ha^{-1} ano^{-1}.

Tabela 2.12 - Fluxos médios de carbono e de biomassa da floresta, ao final de 100 anos de simulação, para as áreas de platô e de baixio.

Variável	Unidade	Platô		Baixio	
		VD1	VD2	VD1	VD2
GPP	ton ha^{-1} ano^{-1}	35,5	35,4	29,9	29,9
NPP	ton ha^{-1} ano^{-1}	10,6	10,6	9,9	9,8
NEE	ton ha^{-1} ano^{-1}	-1,2	-1,0	-0,7	-0,6
Ra	ton ha^{-1} ano^{-1}	24,9	24,8	20,1	20,0
Rh	ton ha^{-1} ano^{-1}	9,4	9,5	9,1	9,2
Biomassa das folhas	ton ha^{-1}	2,9	2,2	2,4	1,5
Biomassa dos troncos	ton ha^{-1}	169,7	122,5	121,9	75,8
Biomassa das raízes	ton ha^{-1}	1,9	1,4	1,6	1,0

GPP (produtividade primária bruta), *NPP* (produtividade primária líquida), *NEE* (troca líquida de CO_2 entre o ecossistema e atmosfera), *Rh* (respiração heterotrófica), *Ra* (respiração autotrófica) e estoque de biomassa das folhas, galhos e raízes finas. Os valores VD1 e VD2 correspondem às simulações com e sem vegetação inical, respectivamente. Para realização da média, foram considerados os valores dos últimos 10 anos de simulação, quando os fluxos já haviam se estabilizados.
Fonte: Produção do autor.

A eficiência do modelo INLAND na simulação de ambos *Rh* e *Ra* entre as áreas de platô e de baixio também pode ser notada quando são analisados os valores de fluxo de CO_2 do solo ou respiração do solo (*Rsolo*), contidos em literatura, o qual é composto pelo *Rh* (respiração microbiana e fúngica) juntamente com *Ra* (respiração das raízes das plantas). De acordo com Chambers et al. (2004), existe uma forte correlação entre o *Rsolo* e a textura do solo, a qual já se sabe que varia ao longo da topografia, nas florestas de Terra Firme da Amazônia. A respiração das raízes, por exemplo, que representa cerca de 45% do *Rsolo* na área de estudo de acordo com Chambers et al. (2004), é maior no platô (7,4 tons C ha^{-1} ano^{-1}) quando comparada ao baixio (5,8 tons C ha^{-1} ano^{-1}) (MATCALFE et al., 2007). As estimativas realizadas por Chambers et al. (2004) são superiores as de Silver et al. (2005) no leste da bacia (24 - 35%).

Os valores de *Rsolo* relatados por Chambers et al (2004) foram de 14,4 tons C ha^{-1} ano^{-1} para o platô (solo argiloso) e 9,8 tons C ha^{-1} ano^{-1} para o baixio (solos arenosos),

sugerindo que o modelo reproduziu de maneira correta o *Rh* e o *Ra*. A diferença entre platô e baixio pode estar relacionada com as diferentes taxas de decomposição e inibição da produção de CO_2 causado pela condição saturada do solo. Sotta et al. (2004), por exemplo, verificaram uma redução de 30% da *Rsolo* após eventos de precipitação quando comparado aos períodos sem chuva.

Os resultados do *Rsolo* deste trabalho são diferentes daqueles encontrados por Zanchi et al. (2014), que indicam maiores taxas na área de baixio (15, tons C ha^{-1} ano^{-1}) quando comparado ao platô (9,8 tons C ha^{-1} ano^{-1}). Entretanto, as medições de Zanchi e colaboradores para a área de platô foram realizados em dois intervalos de tempos, diferente do que utilizaram no baixio: 3 de agosto até 6 de novembro de 2006; e 21 de fevereiro até 26 de fevereiro 2008. Durante ambos os intervalos de tempo, , a precipitação foi cerca de 45,6% e 50,4% superior à média climatológica de Manaus, respectivamente. Isso indica uma maior substituição dos poros do solo cheios de ar por água, que pode formar um tampão e impedir a difusão de CO_2 através do solo em direção à atmosfera. No ano de 2006 (período em que foi realizada parte das medições de ZANCHI et al., 2014), é possível notar que a precipitação na área de estudo foi maior em quase todos os meses do que a média climatológica na cidade de Manaus. A precipitação acumulada total durante este período foi de 2.591 mm, cerca de 20% superior à média climatológica. Devido ao maior volume de chuvas na área de estudo, o nível do lençol freático mais próximo à superfície e a exfiltração da drenagem profunda, na área de baixio, provocaram uma lenta difusão do O_2 no solo, presumivelmente permitindo apenas a decomposição anaeróbica com vias enzimáticas de degradação geralmente mais lentas.

O menor valor de *Rh* simulado na área de baixio também deve produzir um menor *NEE* neste ambiente. O *NEE* simulado pelo INLAND na área de baixio, após 100 anos, variou de -0,6 a -0,7 toneladas tons C ha^{-1} ano^{-1} para as simulações VD2 e VD1, respectivamente. Isso equivale a aproximadamente 40% menos que o valor simulado no platô, indicando um menor fluxo de CO_2 na área de floresta sobre o baixio (Tabela 2.12). Os valores de *NEE* simulados pelo INLAND em ambas as áreas são muito semelhantes aos valores encontrados por Malhi et al. (1999) de -1,1 tons C ha^{-1} ano^{-1}.

Os valores de *NEE* também foram influenciados pelas mudanças no *NPP* ao longo do tempo, pela absorção de CO_2 atmosférico, e pelo fornecimento de material orgânico para *Rh*. O valor de *NPP* simulado no presente estudo para a área de platô, de aproximadamente 10,6 tons C ha^{-1} ano^{-1} (para ambos VD1 e VD2), foi ligeiramente maior ao valor para a área de baixio. As reduções de *NPP* no baixio representaram cerca de 7% e 8% para VD1 e VD2, respectivamente, e foram semelhantes à estimativa fornecida por Malhi et al. (2009) para a Amazônia central usando dados de torre de fluxo (10,1 tons C ha^{-1} ano^{-1}). Além disso, os valores de *NPP* simulados também são comparáveis à média observada de 9,0 tons C ha^{-1} ano^{-1} de uma floresta na mesma região de estudo (MALHI et al., 2009). De acordo com Aragão et al. (2009), o *NPP* total tende a aumentar com o teor de N foliar. Pelo estudo de Ferraz et al. (1998) e Luizão et al (2004) sabe-se que o N foliar é maior em áreas de platô, onde o solo apresenta maior teor de argila.

A simulação do *NPP* em conjunto com o *GPP* nos ecossistemas florestais é fundamental para o estudo do balanço de C regional e global mais realista, e para projetar como esses fluxos são afetados por um cenário de mudança climática (ZHA et al., 2013). Como esperado, o *GPP* na área de platô foi maior que no baixio, sem diferença significativa entre as simulações VD1 e VD2. Os valores de *GPP* no platô e no baixio foram de 36 e 30 tons C ha^{-1} ano^{-1}, respectivamente, de acordo com a estimativa de 30,4 tons C ha^{-1} ano^{-1} fornecida por Malhi et al. (1998) perto do local do estudo. Valores semelhantes também foram relatados por Malhi et al. (2009) para a mesma área de estudo, cerca de 29,9 tons C ha^{-1} ano^{-1}, e por Fisher et al. (2007) em uma floresta localizada no leste da Amazônia, com um valor médio de 31,2 tons C ha^{-1} ano^{-1}.

2.5 Conclusões

Na primeira etapa da tese, foi demonstrado que a inclusão de um modelo de aquífero confinado ao INLAND para representar a dinâmica hidrológica na área de baixio, em conjunto com parâmetros específicos de solo e vegetação, tanto para o platô quanto para o baixio, permitiu que o modelo simulasse, com maior precisão, as diferenças sazonais e

interanuais no particionamento dos balanços de energia, água e carbono de ambos os ambientes ao longo de um perfil topográfico, em uma floresta de Terra Firme na Amazônia central, confirmando a hipótese inicial.

O modelo INLAND capturou muito bem a diferença no particionamento dos balanços de energia e de carbono, principalmente dos fluxos *LE, H* e *NEE* em escalas de tempo sazonais e diurnas. Na área de platô, por exemplo, os fluxos médios de *LE* e *NEE*, durante o ano de 2006, foram respectivamente 14% e 23,3% superiores aos valores encontrados no baixio. Por outro lado, o fluxo de *H* foi marcantemente superior na área de baixio. A sazonalidade desses fluxos foi representada de forma satisfatória pelo modelo, o qual revelou superiores valores de *LE* e *H* durante a estação seca, em ambas as áreas da floresta, quando mais radiação solar incidente chega à superfície. Na estação seca, o aumento de *LE* em relação à estação chuvosa foi de 28,2 e 20% no platô e no baixio, respectivamente, enquanto que para *H* esses valores foram de 4,8% no platô e de 33,5% no baixio. A sazonalidade do fluxo de *NEE* também foi capturada pelo INLAND, principalmente durante a noite (processo de respiração), quando maiores valores foram observados durante a estação chuvosa. O modelo também reproduziu eficientemente a biomassa e a variabilidade do fluxo de carbono entre o platô e baixio. Tanto os valores de estoque de biomassa (abaixo e acima do solo) quanto os fluxos de carbono foram menores no baixio quando comparado ao platô, sugerindo uma maior produtividade da floresta na área de platô e corroborando com os estudos disponíveis na região central e leste da bacia.

Além disso, o modelo INLAND também representou de forma satisfatória as diferenças relacionadas aos fluxos hidrológicos, em ambas as áreas, principalmente relacionadas a *ET* e ao escoamento superficial. O escoamento superficial médio no platô foi significativamente menor durante a estação chuvosa, representando uma pequena porção (3%) da precipitação total durante todo o período de simulação (2000-2011) quando comparado ao baixio (25%). Além de o modelo reproduzir corretamente a sazonalidade da *ET* em ambas as áreas, com valores de 30% e 20% superiores na estação seca, na área de platô e de baixio, respectivamente, também revelou que a *ET* média no platô foi 14% maior que no baixio, com amplitude máxima em agosto, quando

o índice pluviométrico na região, geralmente é mínimo. Considerando que a área de estudo é representada por cerca de 56,9% de áreas do platô e de 43,1% de áreas de baixio (NOBRE et al., 2011), e que os modelos de superfície terrestre em estudos anteriores (por exemplo, HARRIS et al., 2004) foram parametrizados considerando somente uma superfície homogênea (geralmente áreas de platô), com base nos resultados aqui apresentados, conclui-se que os valores de *ET* simulados por tais estudos podem estar superestimando a *ET*. No caso de Harris et al., (2004), essa superestimava poderia variar entre 8 a 16%.

A partir desses resultados, esse estudo sugere que, apesar da heterogeneidade da superfície ocorrer em escalas muito mais refinadas do que geralmente podem ser explicitamente representadas pelos modelos de superfície terrestre, o INLAND é capaz de capturar eficientemente as particularidades da escala de subgrade, nas florestas de Terra Firma na Amazônia. Tais particularidades surgem principalmente devido ao diferenciado comportamento da floresta localizada na área de baixio em relação à dinâmica hidrológica, aos solos e à vegetação quando comparado ao dos outros ambientes ao longo do perfil topográfico, como a área de platô. A representação dessa heterogeneidade topográfica, associada aos atributos da vegetação, dos solos e da condição hidrológica em tais modelos, pode ser particularmente importante para melhorar as simulações dos fluxos à superfície na região Amazônica, contribuindo dessa forma para melhorar o fechamento e o entendimento desses balanços na bacia. O desenvolvimento de modelos de superfícies com essa perspectiva contribui para o avanço na representação do bioma amazônico nos modelos climáticos e modelos integrados do sistema terrestre, e melhoram o entendimento dos processos associados à interação entre o solo, a vegetação e a atmosfera, impulsionando não apenas o avanço do modelo INLAND, mas também dos modelos de superfície continental de modo geral.

3 CONTABILIZAÇÃO DOS EFEITOS DA HETEROGENEIDADE TOPOGRÁFICA NA ESCALA DE SUBGRADE EM NÍVEL DE BACIA, E RESPOSTAS ÀS MUDANÇAS CLIMÁTICAS GLOBAIS E AO AUMENTO DA CONCENTRAÇÃO DE CO_2 NA ATMOSFERA

3.1 Introdução

Os modelos de superfície terrestre passaram por um longo caminho de evolução desde sua primeira versão, na década de 60, até a sofisticada quarta e atual versão, conhecida como modelos de vegetação dinâmica, conforme discutido no capítulo anterior. No entanto, de modo geral, pode-se verificar que as análises dos experimentos de sensibilidade climática, associadas às mudanças nas características continentais, apontam para a necessidade do aperfeiçoamento de tais modelos, contribuindo, portanto, para criação da quinta geração dos modelos de superfície continental (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Evolução conceitual dos modelos de superfície.

Fonte: Adaptado de Gochis (2004).

De acordo com Goschi et al. (2004), essa nova geração deve incluir uma representação hidrológica mais completa, com o aprimoramento dos processos que ocorrem na zona saturada do solo e sua interação com o ambiente. Entre elas, cabe destacar a representação dos processos de transferência de água no solo (infiltração, percolação,

escoamento superficial e profundo, etc.). Segundo Pitman (2003), os modelos de superfície normalmente usam equações de conservação de massa unidimensionais baseadas na lei de Darcy para representar a dinâmica da água no solo. Assim, processos como drenagem profunda (*D*), escoamento superficial (*R*) e movimento de água no interior do solo ocorrem somente no sentido vertical, excluindo, por exemplo, a consideração da conectividade hidrológica entre elementos da paisagem típicos da microescala. Ainda de acordo com Goschis et al. (2004), a nova geração dos modelos de superfície também deve incluir a representação dos processos biogeoquímicos, tais como o ciclo dos nutrientes chaves do ecossistema, N e fósforo (P). Os nutrientes N e P são os principais limitantes da atividade biológica do ecossistema, influenciando a produtividade da vegetação e alocação de biomassa nos diferentes compartimentos da planta, por meio da fotossíntese.

Outro fator que necessita ser aperfeiçoado na nova geração de modelos é a profundidade e distribuição das raízes. Sabe-se que, em tais modelos, a *ET* é sensível a esses parâmetros (DESBOROUGH, 1997; KLEIDON; HEIMANN, 1998; BROEDEL, 2012), mas poucos são os estudos que têm estabelecido a melhor forma de representá-los (ARORA; BOER, 2003). As raízes são consideradas na maioria dos modelos como uma propriedade invariável ao longo do tempo, independente da idade ou biomassa da vegetação. No entanto, modificações tanto na profundidade quanto na distribuição das raízes podem afetar a disponibilidade de umidade do solo e, portanto, podem causar alterações no processo de transpiração. Dessa forma, são essencialmente importantes para a correta representação do balanço de energia à superfície, principalmente dos ecossistemas tropicais onde já se sabe que as árvores podem extrair água de profundidades superiores a 10 m para manter as taxas fotossintéticas da floresta durante a estação seca (BRUNO et al., 2006; DAVIDSON et al., 2009; MARKEWITZ et al., 2010) Essa distinta característica das florestas tropicais ressalta também a importância de representar a profundidade do solo de foma correta em tais modelos.

Aliado a isso, é necessário também o aprimoramento dos processos físicos que ocorrem na escala de subgrade (CHOI et al., 2007; KE et al., 2013), ou seja, em escalas espaciais menores do que aquelas representadas pela resolução do modelo. Para isso, a

heterogeneidade espacial das características da superfície em nível de subgrade, tais como vegetação, solo, umidade do solo e topografia, que afetam significativamente a estimativa de vários processos à superfície (como escoamento superficial e profundo, *ET*, assimilação de CO_2, albedo da superfície, etc.), precisa ser melhor representada nos modelos de superfície (KOSTER; SUAREZ, 1992b; ROWE, 1993; SETH et al., 1994; GHAN et al., 1996; GIORGI; VISSAR, 1997; HU et al., 1999; CHEN et al., 2004; GIORGI et al., 2003; MAAYAR; CHEN, 2006; WOOD et al., 2011; LI; ARORA, 2012; LI et al., 2013). A principal razão para não se considerar as características na escala de subgrade não é a falta de conhecimento ou importância desse fato, mas sim a baixa resolução espacial ou ''grosseira'' desses modelos, os quais permitem representar apenas as características dominantes da superfície em cada uma das grades, podendo gerar erros nas simulações e consequentemente na estimativa dos fluxos à superfície.

Porém, o aumento da resolução espacial dos modelos de superfície, ou seja, a inclusão de novas grades exige uma elevada demanda computacional. No intuito de tentar resolver essas limitações, alguns modelos de superfície atuais representam os efeitos da heterogeneidade espacial da vegetação, e até dos solos na escala de subgrade, por meio da divisão de um ponto de grade em sub-regiões (HE et al., 2014). Isso significa que, enquanto a grade mais grosseira do modelo é preservada, a simulação é realizada em uma menor grade, o que possibilita a representação das características da vegetação e do solo que ocorrem numa escala de subgrade sem a necessidade de aumentar a resolução espacial. Essa metodologia pode ser executada por meio de duas abordagens diferentes: mosaico e *"tile"*.

Na abordagem mosaico (DICKINSON, 1986), cada célula de grade do modelo é dividida em "n" células menores (homogêneas e do mesmo tamanho), isto é, de resolução maior que a do modelo, onde os processos de superfície são calculados, e o fluxo total de cada grade é a média dos fluxos em cada uma dessas "n" células. Na abordagem *"tile"* (AVISSAR; PIELKE, 1989), a superfície é subdividida em blocos ou classes (*"tile"*, em inglês) dentro de cada célula de grade de acordo com o tipo de vegetação e de solo. Os processos de superfície são calculados em cada bloco separadamente, similar ao método mosaico. No entanto, o fluxo total é dado por meio

da média ponderada pela área fracional de cada bloco. Os benefícios de ambas as abordagens para a estimativa dos fluxos têm sido observados em diversos estudos (SETH et al.,1994; MOLDERS et al.,1996; POLCHER et al.,1996; AMENT; SIMMER, 2006; DECHARME et al., 2007; MANRIQUE-SUÑÉN et al., 2013).

Apesar dos importantes avanços observados na representação da heterogeneidade espacial da superfície terrestre, incluindo principalmente a vegetação, os efeitos da heterogeneidade induzidos pelas características topográficas dentro de um ponto de grade ainda são mal representados ou totalmente desconsiderados na maioria dos modelos de superfície continental. No entanto, sabe-se que a topografia desempenha um importante papel nos diversos processos à superfície, por meio de sua notável influência sobre as forçantes atmosféricas (incluindo precipitação e radiação solar recebida e refletida), as propriedades do solo e da vegetação, e a área de drenagem (CHEN; KUMAR, 2001; DAWS et al., 2002; TESFA; LEUNG, 2017). Dessa forma, as regiões caracterizadas pela variabilidade da topografia exibem diversas condições hidroclimáticas.

Esse é o caso das florestas de Terra Firme, na Amazônia. Conforme discutido no capítulo dois, a topografia é altamente variável nessas florestas, de tal maneira que as medidas realizadas em um espaço de alguns metros podem apresentar diferenças substanciais, desde a umidade, por meio de características do solo relacionadas à textura, quanto o tipo de vegetação. Isso faz com que diferentes ambientes possam ser observados ao longo das topossequências que caracterizam essas florestas, incluindo platô, vertente e baixio. Mesmo sabendo do essencial papel da topografia nesse ambiente, os modelos climáticos continuam supondo a topografia como um meio homogêneo para representar essas florestas na Amazônia.

Isso levanta a suspeita de que a falta de representação da variabilidade topográfica na escala de subgrade nessas florestas pode resultar em erros nos diversos fluxos à superfície e consequentemente nos balanços de água, energia e carbono da floresta Amazônica, assim como as demais características de subgrade, incluindo vegetação e solos. Essa suspeita tem sido corroborada pelos estudos de modelagem em diversas

partes do mundo (por exemplo, LEUNG; GHAN,1995, STIEGLITZ et al.,1997; LEUNG; GHAN ,1998; CHEN; KUMAR, 2001; TESFA; LEUNG 2017). Em síntese, todos esses estudos usaram diferentes técnicas e provaram que a incorporação da topografia em escala de subgrade nos modelos de superfície e hidrológicos é de grande importância para melhorar a representação dos diferentes processos que ocorrem à superfície.

Motivado por essa influência que a heterogeneidade topográfica exerce sobre os diversos processos à superfície, e aliado ao conhecimento de que um modelo de superfície como o INLAND pode captar as características da escala local, a segunda etapa da tese tem o objetivo de avaliar a contribuição do refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade na estimativa e variação espacial nos fluxos de energia, água e carbono entre a floresta Amazônica e a atmosfera. Além disso, nessa segunda etapa, pretende-se também avaliar as respostas da floresta Amazônica aos possíveis impactos das mudanças climáticas e do aumento da concentração de dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera, considerando nas simulações do INLAND o refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade versus a representação da superfície como um meio homogêneo.

A hipótese inicial é de que a representação simplificada dos efeitos da heterogeneidade da topografia, nos modelos de superfície terrestre, possa originar erros na simulação dessas trocas entre a floresta e a atmosfera acima, principalmente devido à existência dos ambientes de baixios. Uma vez que essas áreas são dominadas por lençóis freáticos rasos, os fluxos hidrológicos verticais e horizontais do ecossistema são definidos por esta condição contrastante, que juntamente com os demais elementos da paisagem, na microescala, definem um ambiente totalmente distinto dos demais ambientes, dentro dessas florestas. Além disso, devido a essas distintas características dos ambientes de baixio, suspeita-se que o refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade possa atenuar os impactos das mudanças climáticas nos diversos fluxos à superfície, principalmente devido à condição hidrológica, a qual favorece um ambiente mais úmido que as áreas de platôs.

3.2 Fundamentação teórica

3.2.1 O Modelo Normalizado de Terrenos - HAND

No Brasil, esforços têm sido direcionados para o mapeamento da heterogeneidade topográfica nas áreas de floresta de terra firme na Amazônia, destacando-se o Modelo Normalizado de Terrenos HAND (*Height Above the Nearest Drainage Normalized Terrain Model*, em inglês) (NOBRE et al., 2011). O modelo HAND foi desenvolvido por uma colaboração entre o grupo do INPA, atuante na microbacia instrumentada do Igarapé Asu, em Manaus (Projeto LBA), o grupo de modelagem de terrenos do CCST/INPE, que descobriram e estruturam o conceito com base em dados topográficos e hidrológicos, mostrando existir uma forte correlação entre as condições da água no solo, nível do lençol freático e a variabilidade topográfica (NOBRE et al., 2011), e o grupo da OBT (Observação da Terra)/INPE, que escreveu o programa computacional em ENVI/IDL (*Environment for Visualizing Images/ Interactive Data Language*, em inglês) para representar o novo conceito (RENNÓ et al., 2008).

É amplamente reconhecido na literatura científica que cada encosta, em uma bacia hidrográfica, está submetida à força gravitacional cujo efeito é acelerar o movimento da água que será percolada para o solo ou escoada superficialmente. Dessa forma, os gradientes topográficos são atores fundamentais na definição da dinâmica da água na superfície. Os rios são os pontos do relevo posicionados na cota mais baixa relativa às encostas, de onde confluem os fluxos episódicos do escoamento superficial e os fluxos saturados contínuos do meio poroso. Os terrenos no entorno ao curso d'água perene possuem lençol freático superficial. Esse lençol freático torna-se mais profundo à medida que aumenta o desnível relativo da superfície à drenagem mais próxima. Nobre et al. (2011), utilizando esse conhecimento, definiram como referência de base a altura da rede de drenagem mais próxima para classificar as áreas de acordo com a saturação de água no solo. Isso significa que essa classificação é feita conforme as distâncias verticais relativas aos cursos d'água mais próximos, ao invés da altura em relação ao nível do mar.

O modelo normalizado de terrenos HAND é gerado por meio de um conjunto de procedimentos utilizando exclusivamente um Modelo Digital de Terreno (MDT). Em um primeiro momento, é realizada uma sequência de cálculos para obtenção de um MDT hidrologicamente coerente, obtendo assim a direção do fluxo em cada célula e a trajetória superficial de tal fluxo ("*flowpath*", em inglês). Para isso, o primeiro passo consiste em identificar as depressões ou locais onde o fluxo está obstruído e consequentemente pudesse gerar acúmulos ("*sinks*", em inglês), para posteriormente determinar as cotas que estiverem apresentando obstrução para serem corrigidas, de modo que o fluxo possa prosseguir até a saída (exutório). Esse processo de eliminação das áreas planas e dos "*sinks*" é similar ao sugerido por O'Callaghan e Mark (1984) e Jenson e Domingue (1988). Concluída a etapa de correção do fluxo, determina-se a rede de drenagem, a qual é dependente da área mínima necessária para iniciar o escoamento (MONTGOMERY; DIETRICH, 1998), de tal forma que quanto menor a quantidade de células necessárias para gerar o escoamento, maior será a densidade da rede de drenagem gerada.

Posteriormente, a trajetória superficial dos fluxos, juntamente com a rede de drenagem, é utilizada para encontrar a conexão entre cada pixel da rede de drenagem (ou rede dos rios) e as células de grade que drenam cada um destes pixels via trajetória de fluxo superficial, e também obter a diferencia de nível usando o MDT entre o pixel da drenagem e o pixel do MDT associado (Figura 3.2). O resultado é uma grade que representa a normalização do MDT com relação à drenagem (NOBRE et al., 2011). Nesse caso, todos os pontos ao longo da rede de drenagem, por serem pontos de referencia final de altura, possuem cota zero. Dessa forma, cada um dos pontos pode então ser agrupado em zonas equipotenciais, incluindo platô, vertente e baixio, cuja relevância hidrológica e ecológica pode ser verificada (CUARTAS, 2008; NOBRE et al., 2011; CUARTAS et al., 2012).

Estudo de Nobre et al. (2001) na região central da bacia, por exemplo, revelou uma extraordinária riqueza de ambientes locais nas florestas de Terra Firme. As características que antes não podiam ser percebidas tornaram-se aparentes, como a real extensão das áreas de baixio, que representaram cerca de 43% da área de estudo. A

importância dessas áreas não pode ser ignorada, uma vez que possui uma dinâmica completamente diferenciada dos demais ambientes, devido a sua proximidade com o lençol freático.

Figura 3.2 - Procedimento para o cálculo do HAND.

Fonte: Modificado de Nobre et al. (2011).

Por sua vez, Cuartas et al. (2012), utilizando o modelo HAND, obtiveram os mapas de vegetação e de solo da área de estudo na Amazônia central. Esses mapas foram utilizados no modelo hidrológico DHSVM para simular respostas hidrológicas e representar a distribuição espacial dos fenômenos hidrológicos. De acordo com Cuartas et al. (2012), os bons resultados das simulações da umidade do solo podem ser atribuídos a esses acurados mapas de vegetação e solo, cujos distintos ambientes incluindo platô e baixio, puderam ser revelados por meio do HAND. Outros trabalhos também averiguaram a validade desta classificação em áreas remotas do Brasil como em São Gabriel da Cachoeira, Balbina e Urucu, no Estado do Amazonas, leste do estado de São Paulo, Rio de Janeiro e independentemente por W. Collischonn no alto do Rio Tapajós, no Estado do Pará, e Grande Sertão Veredas, em Minas Gerais (*comunicação pessoal*).

3.2.2 Os cenários climáticos do IPCC

O IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*, em inglês) é o principal órgão científico internacional para as avaliações das alterações climáticas, fornecendo visões científicas claras sobre o estado atual do conhecimento das mudanças climáticas e seus possíveis impactos socioeconômicos e ambientais. Desde a criação do IPCC em 1988, cientistas vinculados aos principais centros de pesquisa em clima do mundo reúnem-se para publicar relatórios (conhecidos como AR ou *Assessment Report,* em inglês) sobre os possíveis cenários de emissão de gases de efeito estufa na atmosfera e os impactos nas diversas variáveis climáticas. Até o momento, foram publicados cinco relatórios, os quais confirmam a projeção de aumento da temperatura média da atmosfera.

Esses relatórios são construídos com base nos dados do CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project,* em inglês), que é o Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (em sua quinta fase atualmente, ou seja, CMIP5) do Programa de Pesquisa Climática Mundial ou WCRP (*World Climate Research Programme,* em inglês). Para isso, diversos centros de modelagem climática no mundo submetem seus resultados para o Programa de Diagnóstico e Intercomparação de Modelos Climáticos ou PCMDI (*Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, em inglês). Na realização das simulações globais, esses modelos do CMIP consideram quatro projeções diferentes para mostrar o que ocorreria com o planeta em diferentes cenários, variando desde o cenário mais otimista até o mais pessimista, conhecidos como Caminhos Representativos de Concentração (RCP - *Representative Concentration Pathways,* em inglês).

Os RCPs são conjuntos consistentes de projeções dos componentes da forçante radiativa que irão servir como entrada para modelagem do clima e da química atmosférica. Assim, RCP X implica em um cenário no qual a forçante radiativa de estabilização em 2100 corresponde a X W m^{-2}. No total, são quatro RCPs disponíveis em literatura, variando de 2.6 a 8.5 W m^2 no ano de 2100. O RCP 8.5, definido como o pior cenário de emissões, é caracterizado pelo aumento das emissões de gases de efeito estufa ao longo do tempo, levando a altos níveis de sua concentração na atmosfera (CO_2, por exemplo,

irá para 1370 W m^{-2}) de acodo com MOSS et al. 2010, e, portanto, ao aumento da forçante radiativa desse cenário para valor superior a 8,5 W m^{-2} (Figura 3.3).

Figura 3.3 - Tendência na forçante radiativa, na emissão de CO_2 acumulada vs. forçante radiativa e na forçante em 2100 por categoria.

Tendência na forçante radiativa (a), emissão de CO_2 acumulada (b) vs. Forçante radiativa (c) e forçante em 2100 por categoria (direita) para cada RCP. As áreas em cinza representam o 98° e 90° percentil da literatura. Os pontos no gráfico do centro representam diversos estudos. A forçante é relativa ao período pré-industrial e não inclui o albedo, poeira e forçamento por aerossol de nitrato.
Fonte: Adaptado de Van Vuuren et al. (2011).

As projeções do AR5 do IPCC indicam, nas próximas décadas, fortes modificações na superfície terrestre e consequentemente do clima global em virtude do aumento da concentração atmosférica de CO_2 e outros gases de efeito estufa advindos de atividades antrópicas (IPCC, 2007). Nesse contexto, a Amazônia tem recebido especial atenção, pois a grande extensão territorial dessa área e a sua diversidade de ambientes devido à interação de múltiplos fatores físicos e biológicos resultam em um ecossistema altamente complexo, onde os processos de superfícies continentais podem apresentar efeitos substanciais sobre as condições de clima e tempo. Isso significa que os efeitos das mudanças climáticas sobre a floresta Amazônica podem afetar não só o clima regional, mas também global. De acordo com o AR5, a Amazônia deve experimentar um aumento nas temperaturas que variam de 0,6°C a 2°C no cenário RCP 2.6, e de

3,6°C a 5,2°C no cenário RCP 8.5. As mudanças na precipitação (P) podem variar de +10 a –25% com amplo espalhamento entre os modelos (MAGRIN et al., 2014).

Diversos estudos foram desenvolvidos para melhor compreender os efeitos das mudanças climáticas na Amazônia. Por exemplo, Malhi et al. (2009) e Settele et al. (2014) quantificaram os fatores que mais afetam a conversão de floresta Amazônica para outro bioma. Já Galbraith et al. (2010) e Huntingford et al. (2013) estudaram como os fatores, incluindo a temperatura, as secas e o CO_2, controlam a fotossíntese no contexto das mudanças climáticas. Geralmente supõe-se que existe uma relação direta entre a fotossíntese, a taxa de crescimento das árvores e a biomassa. Por exemplo, o aumento do déficit de água leva a redução na fotossíntese, que por sua vez conduz a um crescimento mais lento e menor produção de biomassa (NEPSTAD et al., 2002).

Por outro lado, o aumento do CO_2 na atmosfera pode estimular a fotossíntese, que por sua vez pode impulsionar as taxas de crescimento das árvores e levar a um aumento na biomassa florestal e aumento no estoque de C, em um processo conhecido como fertilização por CO_2 (LEWIS et al., 2004). No entanto, o processo de fertilização pode ser suprimido pela limitação por N, mesmo em situações onde ocorra aumento na razão C:N da vegetação (HUNGATE et al., 2003). Estudo de Coe et al. (2016) também verificou a ocorrência de possíveis impactos das mudanças climáticas no balanço de água da bacia, decorrente do aumento na temperatura e redução na precipitação até o final do século, de acordo com as projeções (MALHI et al. 2008). Adicionalmente, estudo de Phillips et al. (2009) detectou que o aumento das secas projetadas ao longo do século pode alterar o balanço de C na floresta, fazendo com que o bioma passe de sumidouro a fonte. Esse decréscimo da capacidade de armazenamento de carbono ao longo dos anos também foi verificado no estudo de Brienen et al. (2015). De acordo com Brienen et al. (2015), as taxas de aumento líquido na biomassa acima do solo diminuíram um terço durante a última década em comparação com a década de 1990. Esta é uma consequência do aumento do nivelamento da taxa de crescimento da vegetação recentemente, enquanto a mortalidade por biomassa aumentou persistentemente ao longo do tempo, levando a um encurtamento dos tempos de residência de carbono.

No entanto, nenhum desses estudos investigou como a heterogeneidade espacial de subgrade, particularmente da topografia, compreendendo as áreas de platô e de baixio, poderá determinar os padrões de resposta destes ambientes às mudanças climáticas que afetarão a floresta Amazônica no futuro. A variabilidade topográfica, juntamente com os elementos da paisagem, produz características muito distintas entre o platô e o baixio. Essas características podem determinar o comportamento de ambas as áreas, considerando, por exemplo, um cenário de aumento da frequência e da intensidade dos eventos extremos, como as secas, revelando seu papel na determinação dos fluxos de C e na biomassa da floresta.

3.3 Materiais e métodos

A seguir, apresenta-se a descrição da área de estudo da segunda etapa deste trabalho (item 3.3.1), abordando aspectos como localização, clima, vegetação, relevo, solos e hidrologia. No item seguinte, 3.3.2, descreve-se o conjunto de dados utilizados para efetivação dos objetivos propostos. Por fim, no item 3.3.3, é apresentada a metodologia, incluindo a descrição das simulações, a configuração do modelo INLAND que foi utilizada no trabalho e também a análise estatística adotada para os dados observados e simulados.

3.3.1 Área de estudo

Para a realização da segunda etapa da tese, foi utilizada toda a imensidão da bacia Amazônica (Figura 3.4), que ocupa uma vasta área na América do Sul, com extensão total de 6,8 milhões de quilômetros quadrados, sendo que aproximadamente cinco milhões estão em território brasileiro (Amazônia Legal) e o restante dividido entre Bolívia, Colômbia, Equador e Peru. A bacia é limitada a oeste pela Cordilheira dos Andes, a norte pelo Planalto das Guianas, a sul pelo Planalto Central e a leste pelo Oceano Atlântico, por onde toda a água captada na bacia escoa para o mar com uma vazão de aproximadamente 209.000 m^3s^{-1} (FISCH et al., 1998). O rio Amazonas nasce nos Andes peruanos a uma altitude de 4.000 m onde recebe o nome de Ucayali. Após a confluência com o rio Marañon, ainda no Peru, passa a ser chamado de Amazonas.

Depois que entra no Brasil, é chamado de Solimões e recebe afluentes que nascem na Colômbia (rios Içá, Japurá e Negro), no Peru (rios Juruá e Purus) e Bolívia (rio Madeira). Após a confluência com o rio Negro em Manaus, o Solimões volta a se chamar Amazonas.

Figura 3.4 - Localização da área de estudo representada pela área em verde.

Fonte: Produção do autor.

- **Clima**

A posição geográfica da bacia favorece uma forte entrada de energia solar, acompanhada de um abastecimento quase permanente de massa de ar úmido, alta nebulosidade, baixa amplitude térmica anual e ausência de estações secas pronunciadas em quase todos os seus subespaços regionais (AB' SÁBER, 2003). O clima da região é caracterizado como quente e úmido (clima equatorial), apresentando temperatura média entre 24ºC a 26ºC na planície Amazônica. Nos planaltos e nos Andes a temperatura média é mais baixa. Nos Andes, verifica-se inclusive precipitação em forma de neve. A precipitação média anual da bacia é cerca de 2.300 mm (FISCH et al., 1998), com duas estações bem definidas que são caracterizadas pela variabilidade da precipitação: estação chuvosa e estação menos chuvosa, chamada de estação seca para fins de estudo.

Essa variabilidade sazonal da precipitação na Amazônia apresenta dinâmica diferenciada de acordo com a posição na bacia (CASTRO, 2017; CASTRO et al., *em*

preparação). A estação chuvosa no sul da Amazônia, por exemplo, inicia-se em setembro/novembro e os máximos ocorrem entre dezembro e fevereiro. Nessa área, a variabilidade sazonal da precipitação é bastante acentuada, assim como no leste da bacia. Na porção localizada ao leste, os máximos de precipitação ocorrem nos primeiros meses do ano, diferentemente da porção norte, cujos valores máximos são exibidos entre maio a julho. Já na região central, desde o oeste até a foz do rio Amazonas, os máximos de chuva ocorrem de março a maio e ciclo sazonal bem suave quando comparado ao sul e leste da bacia. Comportamento semelhante ao apresentado pela porção a oeste da bacia, que exibe baixa sazonalidade, com período mais chuvoso concentrado entre os meses de fevereiro a abril.

A ET da floresta possui importante papel sobre o balanço hídrico da bacia. Esse valor pode chegar a 55% do total de água precipitada na bacia, variando entre 1.146 a 1.260 mm ano^{-1} (MARQUES et al., 1980; NOBRE et al., 2009).

- **Geomorfologia**

A bacia Amazônica divide-se em três unidades morfo-estruturais: os escudos da Guiana e Brasileiro (44% da bacia); a cordilheira dos Andes (11%); e a planície Amazônica (45%) (GUYOT, 1993). A planície Amazônica é caracterizada pela presença de baixas declividades, que varia de 1 a 2 cm km^{-1}. Nessa região, é possível verificar a ocorrência das áreas de inundação e das áreas não inundadas (fora do pulso de inundação). As áreas de inundação, formada por sedimentos do holoceno, podem ocorrer tanto nos rios de águas brancas quanto de águas pretas. As áreas de inundação nos rios de água branca, com alta carga de sedimentos em suspensão, são chamadas de Várzeas, enquanto nos rios de água preta como o rio Negro, com baixa carga de sedimentos em suspensão, são chamadas de Igapós. Já as áreas não inundadas (formadas por sedimentos do cenozóico) são aquelas que se elevam acima da planície de aluvião, nas terras altas do interior, em cota superior ao nível das enchentes. Nessas áreas, são encontrados diferentes ambientes que compõem as florestas de Terra Firme, caracterizados por ambientes de platô, vertente e baixio.

- **Vegetação e solo**

Embora a bacia esteja totalmente inserida dentro da região tropical, a cobertura vegetacional inclui uma flora com faciações muito diversificadas. Compondo a vegetação florestal, destaca-se a floresta de Terra Firme (localizadas nas áreas não inundadas), a floresta de Várzea e a floresta de Igapó. Já a vegetação não florestal na bacia, é composta por cerrado, campina de areia branca, restinga e manguezal (RIZZINI, 1988). Segundo Loureiro et al. (1979), apesar dessa diversificação vegetacional, a maior parte da vegetação na bacia é de Terra Firme, onde se concentra a maior riqueza madeireira da região Amazônica, uma vez que a sua extensão e a sua diversidade florística superam a de qualquer outro ambiente natural amazônico. De acordo com Braga (1979), essas áreas correspondem a cerca de 70% dos cinco milhões de quilômetros pertencentes ao Brasil, valor inferior ao encontrado por Pires e Prance, (1985), de aproximadamente 80%.

Essa porcentagem é significativamente inferior para as áreas alagáveis, de apenas cerca de 6% (PRANCE, 1980). Diferentemente da vegetação encontrada nas florestas de Terra Firme, a Várzea é um tipo de vegetação periodicamente inundada. Essas áreas possuem um potencial agrícola mais elevado quando comparado com as áreas de floresta de Terra Firme, uma vez que a fertilidade do solo da Várzea é renovada periodicamente pelos sedimentos depositados na época das chuvas (RIZZINI, 1988). Essa deposição de sedimentos faz com que as Várzeas também sejam mais férteis do que as áreas de Igapós, que permanecem alagadas cerca de seis meses ao longo do ano. A vegetação das áreas de Igapós é de baixo porte e muitas vezes tortuosas, com árvores espaçadamente distribuídas, o que caracteriza uma maior entrada de luminosidade (RIZZINI, 1997).

Por outro lado, os solos da Amazônia apresentam características relacionadas com a história natural, principalmente geológica, dessa região, com as altas temperaturas e com os altos índices pluviométricos encontrados em toda a bacia. Devido à elevada quantidades de chuva, esses solos apresentam grande lixiviação, retirando deles elevada quantidade de seus nutrientes, deixando-os pobres quimicamente, porém bem

desenvolvidos fisicamente. Cerca de três quartos dos solos da bacia correspondem às classes Latossolo e Argissolo. Em geral, esses solos são profundos, bem drenados e possuem excelente estrutura granular (argila ligada a agregados estáveis) (JORDAN, 1985). Os solos das florestas de Terra Firme são constituídos geralmente por Latossolos que, juntamente com os Podzólicos vermelhos, constituem os solos mais representativos da região.

3.3.2 Base de dados

- **Forçantes atmosféricas de Zhang et al. (2015)**

Para a realização das simulações foi utilizado um conjunto de forçantes climáticas entre o período de 01 de janeiro de 1970 a 31 de dezembro de 2008, descrito por Zhang et al. (2015), em uma frequência temporal horária. Esses dados, incluindo radiação solar, velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, além de precipitação e radiação de onda longa emitida pela atmosfera, foram desenvolvidos originalmente por Sheffield et al. (2006), porém em uma frequência temporal a cada três horas.

Sheffield et al. (2006) utilizaram o mais recente conjunto de dados globais observados, advindos tanto de estações meteorológicas de superfície quanto informações de sensoriamento remoto (de *Climatic Research Unit* ou CRU, Global *Precipitation Climatology Project* ou GPCP, *Tropical Rainfall Measuring Mission* ou TRMM e *Langley Research Center* ou LRC), ambos combinados com dados de reanálises atmosféricas do NCEP-NCAR (*National Centers for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research*, em inglês) para formar um conjunto de dados consistente e de alta qualidade, com resolução espacial de 1° x 1° (latitude x longitude). De acordo com os autores, esse conjunto de dados fornece uma melhoria significativa em relação aos dados originais de reanálise do NCEP-NCAR e podem ser usados para uma ampla variedade de aplicações e estudos de diagnósticos nas ciências climatológicas, hidrológicas e ecológicas.

Esses dados representam uma grande vantagem em relação aos dados originalmente utilizados pelo modelo INLAND advindos do CRU (cobertura de nuvem, temperatura, umidade específica, precipitação e velocidade do vento). Isso ocorre porque, além de apresentar uma resolução temporal muito mais refinada que os dados utilizados pelo INLAND (mensais e diários), eles também fornecem os dados de radiação de forma direta, o que pode melhorar a estimativa dos fluxos de ET, como verificado por Castro (2017). No modelo INLAND, os dados de radiação são obtidos indiretamente por meio das informações de cobertura de nuvens, utilizando o modelo estatístico WGEN (*Weather Generation*, em inglês) desenvolvido de acordo com os procedimentos descritos por Richardson (1981).

- **Forçantes atmosféricas dos modelos globais referentes ao CMIP5**

Um conjunto de forçantes climáticas adicionais, para o período entre 1961 a 2098, também foi utilizado nas simulações do INLAND para desenvolvimento da segunda etapa da tese. Essa série de dados meteorológicos, composto por precipitação, nebulosidade, umidade relativa, temperatura à superfície, variação da temperatura (temperatura máxima menos temperatura mínima), velocidade do vento, e número de dias chuvosos, foram geradas por dois distintos modelos globais do IPCC, que compõem o projeto CMIP5: o modelo inglês HadGEM2-ES (*Hadley Center Global Environment Model 2 - Earth System,* em inglês*)* e o modelo francês IPSL-CM5A-LR *(Institut Pierre-Simon Laplace - Coupled Model version 5 - Low Resolution*, em inglês), com resolução espacial global de 1,25º x 1,87º e 1,89º x 3,7º, respectivamente.No entanto, os dados foram padronizados para resolução espacial global de 0,5º x 0,5º, para sua utilização no modelo INLAND.

O intervalo de anos entre 1961 a 2005 compreende período histórico de referência para o clima atual. Já o intervalo de 2006 a 2098 é referente às projeções do clima futuro, gerado a partir do cenário RCP 8.5, para ambos os modelos. Foi priorizado o cenário RCP 8.5, uma vez que se trata do cenário de mais altas emissões e consequentemente maiores impactos aos ecossistemas (VAN VUUREN et al., 2011). Tanto a base de dados referente ao período histórico quanto projeções futuras do cenário RCP 8.5 foram

obtidas no "*website*" do CMIP5: http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/. Por simplicidade, ao longo desse capítulo esses modelos serão referenciados apenas como HadGEM e IPSL.

- **Mapa de topografia da bacia Amazônica**

Para desenvolvimento da tese, também foi utilizado o mapa de topografia da bacia, derivado do Modelo Normalizado de Terrenos HAND. Para composição desse mapa, duas classes topográficas foram empregadas: platô e vertente (HAND > 15 m) e baixio e ecótono - áreas de transição entre baixio e vertente - (HAND ≤ 15 m), baseados em literatura (CUARTAS, 2008; NOBRE et al., 2011; CUARTAS et al., 2012). O mapa HAND foi originalmente obtido na resolução espacial de 250 m x 250 m, e foi degradado para uma menor resolução, de 1º x 1º e de 0,5º x 0,5º, de forma a concordar com as resoluções das forçantes climatológicas do modelo INLAND. O resultado é um mapa caracterizado pelas frações de baixio (0) e de platô (1), ao longo da área de estudo (Figura 3.5).

Figura 3.5 - Mapa de classificação da topografia na bacia Amazônica.

O mapa inclui a fração de áreas de platô (1) e de baixio (0), obtidos pelo modelo descritor de terrenos HAND, numa resolução espacial de 0,5º x 0,5º.
Fonte: Produção do autor.

O mapa HAND revela uma maior concentração de ambientes de baixio na parte central da bacia estendendo-se até o norte. Adicionalmente, é possível notar uma grande área de mínima elevação, no sul da bacia, compreendendo grande parte da Bolívia. Nessa área, existe uma vasta planície de inundação (savana), com extensão total de 150.000 km^2, conhecida como *Llanos de Moxos*. Essa região está localizada na parte superior da bacia hidrográfica do rio Madeira (um dos principais afluente do rio Amazonas), no nordeste da Bolívia, entre os rios Beni, Mamoré e Guaporé (HAMILTON et al., 2004; OVANDO et al., 2016). As áreas de máxima elevação, assim como esperado, estão localizadas na região dos Andes. Além disso, é possível notar uma presença característica de maiores elevações, platôs, no sudeste da bacia Amazônica.

- **Evapotranspiração e Produtividade Primária Bruta**

Também foram empregados dois conjuntos de dados na bacia, *ET* e *GPP*, os quais foram comparados com as simulações a fim de verificar o desempenho do modelo. Os dados de *ET* (em mm dia^{-1}) são procedentes do LandFlux-EVAL (*Global Land Surface Flux Product Data Set*, em inglês), uma iniciativa coordenada pela GEWEX (*Global Energy and Water Exchange*, em inglês). Esses dados foram produzidos em uma resolução espacial de 0,5º x 0,5º e frequência temporal mensal, para o período entre 01 de janeiro de 1989 a 31 de dezembro de 2005 (MUELLER et al., 2013). Para composição dessa base de dados, Mueller e colaboradores sintetizaram 14 conjuntos de dados de *ET* disponíveis em escala global, advindas de dados observados, de informações de satélite e de modelos de superfície terrestre forçados com dados de reanálise atmosférica. Originou-se, dessa forma, um banco de dados global que pode ser utilizado para diferentes estudos e finalidades. Esses dados podem ser encontrados no "*website*" do LandFlux-EVAL (http://www.iac.ethz.ch/group/land-climate-dynamics/research/landflux-eval.html).

Em contrapartida, o conjunto de dados de *GPP* (em gC m^2 mes^{-1}) para a bacia Amazônica foi advindo de uma combinação de dados de torres do programa FLUXNET com uma técnica de aprendizado de máquina (JUNG et al., 2009), para o período de 01

de janeiro de 1989 a dezembro de 2005. A FLUXNET, criada em 1997, é uma rede que coordena e analisa, de forma regional e global, as trocas de CO_2, vapor de água e energia entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera, a partir das torres micrometeorológicas pelo sistema de "*eddy covariance*". O banco de dados da FLUXNET, advindos de cerca de 800 diferentes locais no globo, contém informações sobre a localização e características de cada local, bem como a disponibilidade de dados. Na bacia Amazônica, por exemplo, as torres de fluxos pertencentes ao programa FLUXNET são em grande parte formadas pelas torres micrometeorológicas do projeto LBA. A partir das informações sofre o fluxo de CO_2 dessas torres de monitoramento ao longo de todo planeta, combinado com as informações advindas de satélites, Jung e colaboradores produziram um mapa global de *GPP* em 2009, em uma escala espacial de 0,5º x 0,5º e frequência temporal mensal. Esse mapa foi utilizado para desenvolvimento da tese, e pode ser encontrado no "*website*" da FLUXNET (https://fluxnet.ornl.gov/).

3.3.3 Metodologia

3.3.3.1 Configuração do modelo INLAND

Para a realização das simulações numéricas, o modelo INLAND foi configurado separadamente para um ambiente de platô e de baixio, considerando os ajustes realizados na primeira etapa da tese. O conjunto de parâmetros da vegetação, por exemplo, que foi empregado nessa etapa, pode ser visualizado na Tabela 2.2 (capítulo II). Adicionalmente, também foi utilizado nas simulações o modelo de aquífero confinado desenvolvido na primeira etapa da tese, para representar a dinâmica do lençol freático na área de baixio. No entanto, diferentemente da primeira etapa, foi aplicado aqui o mapa de textura de solo (porcentagem de areia, silte e argila) original do INLAND, que é derivado do conjunto de dados do IGBP-DIS.

Isso significa que os parâmetros do solo, incluindo porosidade, condutividade hidráulica, difusividade hidráulica e condutividade térmica, foram determinados a partir desse mapa de textura, que varia ao longo da área de estudo tanto horizontalmente quanto verticalmente (perfil de solo contendo seis camadas). A espessura de cada uma

dessas camadas de solo utilizadas nas simulações também foi definida na primeira etapa, totalizando quatro metros na área de baixio (0,10; 0,20; 0,30; 0,40; 1,0; 2,0 m, respectivamente) e oito metros na área de platô (0,20; 0,30; 0,50; 1,0; 2,0; 4,0 m, respectivamente). Por sua vez, o mapa de cobertura vegetal utilizado nas simulações, foi derivado do mapa de vegetação potencial global obtido por Ramankutty and Folley (1999), assim como na primeira etapa da tese.

3.3.3.2 Resumo das simulações numéricas

Na segunda etapa da tese, todas as simulações foram desenvolvidas em modo desacoplado ou *"offline"*, usando a versão distribuída (2D) ou *GRID* do modelo INLAND, no domínio da área de estudo. Essa etapa foi dividida em duas principais fases, com o objetivo de avaliar a contribuição do refinamento da representação da topografia na escala de subgrade na estimativa e variação espacial nos fluxos de energia, água e carbono entre a floresta Amazônica e a atmosfera. Em ambas as fases, dois conjuntos de simulações foram realizados: (1) considerando toda a extensão da região de estudo como uma área de floresta de platô; (2) considerando toda a extensão da região de estudo como uma área de floresta de baixio. A metodologia aplicada em cada fase será descrita em detalhes a seguir.

- **Fase 1: Forçamento meteorológico de Zhang et al. (2015)**

Na primeira fase, o modelo INLAND foi forçado com a base de dados meteorológicos de Zhang et al. (2015), em frequência horária, entre período de 1970 a 2008. Nessa etapa, para evitar complexidade adicional, o módulo de vegetação dinâmica do modelo foi mantido desligado. Para remover os efeitos da inicialização de variáveis como temperatura e umidade do solo, o modelo foi integrado continuamente com as mesmas forçantes por vários ciclos, procedimento denominado de "*spin-up*". Para isso, a série de forçantes meteorológicas foi repetida em ciclos, compondo uma sequência de 78 anos de dados, entre o período de 1 de janeiro de 1931 a 31 de dezembro de 2008. Para fins de análises, foi considerado apenas o intervalo entre 1 de janeiro de 1989 a 31 de dezembro de 2005, período em que os dados observados de *ET* e *GPP* também estão

disponíveis. Na fase 1, todos os mapas de superfície do modelo INLAND, incluindo, as classes de cobertura vegetal e de textura do solo, originalmente disponíveis em resolução espacial de 0,5º x 0,5º, foram degradadas para a mesma resolução das forçantes atmosféricas, ou seja, resolução espacial de 1º x 1º.

- **Fase 2: Forçamento meteorológico do CMIP5**

Na segunda fase, o objetivo é investigar como as florestas em ambientes de platô e de baixio devem responder, por meio das alterações nos fluxos à superfície, às possíveis mudanças nos elementos climáticos chaves, considerando um potencial cenário para a floresta Amazônica até o final do século. Para isso, o modelo INLAND foi forçado com uma série de 138 anos de dados, obtidos por ambos os modelos globais HadGEM e IPSL, incluindo o clima atual ou período histórico (1961 até 2005) e projeções climáticas, considerando a trajetória de incremento da forçante radiativa do RCP 8.5 (2006 a 2098). Para desenvolvimento dessa fase, utilizou-se o conjunto de forçantes, bem como os mapas de vegetação e de textura do solo, na resolução espacial original do modelo INLAND, ou seja, de 0,5º x 0,5º.

Devido aos erros sistemáticos dos modelos globais em simular a precipitação para a região Amazônica, foi realizada uma correção estatística para o conjunto de dados, de ambos os modelos. Esse método, conhecido como correção de viés ("*Bias Correction*", em inglês) é um procedimento usual e recomendado pelo IPCC para remover as diferenças entre os campos projetados e observados, supondo-se que as estatísticas destes erros sejam mantidas no futuro. Esse procedimento atenua as incertezas relativas aos erros dos modelos globais nas forçantes que serão usadas no modelo de superfície terrestre, que nesse caso é o INLAND. Existem várias técnicas de correção das variáveis climáticas resultantes dos modelos globais (THEMEBL et al., 2012). Para desenvolvimento deste trabalho, optou-se pelo método de correção considerando as diferenças observadas entre as simulações no período histórico e os dados observados provenientes do CRU, seguindo os passos:

a) obtenção da média climatológica de cada variável referente aos períodos históricos (1961 a 2005) e futuros (2006 a 2098);
b) cálculo do erro médio associado a cada variável climática; e
c) cálculo dos valores corrigidos para cada variável por meio da soma do viés com a climatologia dos dados do CRU (para período correspondente, histórico e futuro).

O resumo das simulações dessa fase é apresentado na Tabela 3.1. Dois experimentos foram realizados para cada conjunto de forçantes (HadGEM e IPSL): (1) com CO_2 fixo, valor de referência pré-revolução industrial, ou seja, 280 ppm (partes por milhão), também conhecida como simulação "*piContol*" (EYRING et al., 2016). Nesse caso, foi possível avaliar como seria a resposta do sistema como um todo em um cenário de mudança climática, sem fertilização de CO_2; (2) com CO_2 variável, ou simulação com fertilização da floresta por CO_2. Nesse experimento, o CO_2 foi aumentando no decorrer do século, seguindo as concentrações no cenário RCP 8.5, atingindo 936 ppm em 2100.

Em ambos os experimentos, foi empregado o módulo de vegetação dinâmica do modelo INLAND (VD1, ou seja, considerando vegetação inicial nas simulações) para representar as mudanças transitórias nos diversos fluxos à superfície e na estrutura da vegetação, ao longo do tempo. Todos os quatros experimentos foram realizados para as simulações considerando a região de estudo como uma área de platô e como uma área de baixio.

Tabela 3.1 - Resumo das simulações numéricas realizadas na fase 2.

Experimento	**Forçante**	**CO_2**	**Veg.Dinâmica**
1	HadGEM	Fixo	VD1
2	HadGEM	Variável	VD1
3	IPSL	Fixo	VD1
4	IPSL	Variável	VD1

Os experimentos com CO_2 fixo e CO_2 variável significam simulações sem e com fertilização de CO_2, respectivamente.
Fonte: Produção do autor.

3.3.3.3 Obtenção dos fluxos resultantes na área de estudo

Para contabilizar os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio ao longo de toda a bacia Amazônica, utilizou-se o mapa de topografia originado pelo Modelo Normalizado de Terrenos HAND. Esse mapa permitiu revelar as frações dos ambientes de platô e de baixio em cada célula de grade do INLAND. Dessa forma, os fluxos de energia, água e carbono foram contabilizados em cada célula de grade por meio da média ponderada pela área fracional de cada ambiente:

$$\bar{X} = \left(X_{platô} . F_{platô}\right) + \left(X_{baixio} . F_{baixio}\right) \tag{3.3}$$

Onde $\bar{X}$ é o fluxo resultante em cada ponto de grade; $X_{platô}$ é o fluxo médio calculado pelo modelo INLAND considerando a área de estudo como um platô; X_{baixio} é o fluxo médio calculado pelo modelo INLAND considerando a área de estudo como um baixio; $F_{platô}$ é a fração de área correspondente ao platô; e F_{baixio} é a fração de área correspondente ao baixio. O fluxo total da bacia foi obtido por meio da média de todas as células de grade que compõem a bacia:

$$\bar{X}_{total} = \sum_{i}^{n} \bar{X}_i \tag{3.4}$$

Onde $\bar{X}_{total}$ é o fluxo resultante na área de estudo; $\bar{X}_i$ é o fluxo resultante na grade "*i*"; e "*n*" é número total de grades do modelo, para a área de estudo. Esse procedimento permitiu comparar os fluxos à superfície entre a simulação considerando a bacia como uma superfície horizontal homogênea e a simulação considerando as características encontradas na escala de subgrade.

3.3.3.4 Seleção dos modelos climáticos globais do IPCC

A seleção dos modelos climáticos globais utilizados na fase 2 foi realizada por meio da análise da variação relativa da precipitação (ΔP, em %) para o período de projeções ou período futuro (definido como o intervalo entre 2069 a 2098, ou seja últimos 30 anos do século) em relação ao clima atual ou período histórico (definido como o intervalo entre

1976 a 2005, ou seja, os últimos 30 anos do clima atual), como mostra a equação a seguir:

$$\Delta P = \left[\frac{P_{futuro} - P_{histórico}}{P_{histórico}}\right].100 \tag{3.5}$$

Onde P_{futuro} é a precipitação referente à projeção futura relativa ao cenário RCP 8.5, em mm ano^{-1}, e $P_{histórico}$ é a precicipatação do clima atual, em mm ano^{-1}.

Para desenvolvimento dessa análise, primeiramente foram selecionados quatro modelos climáticos globais constituintes do CMIP5 (Tabela 3.2), amplamente utilizados para simular a precipitação na América do Sul (YIN et al., 2013). Em seguida, elegeram-se apenas os dois modelos que representaram maior contraste em relação às projeções da precipitação para o cenário mais pessimista (ou seja, maior e menor redução da das chuvas). Os resultados indicaram que o HadGEM apresentou maior redução da precipitação no final do século (11%) quando comparado aos demais modelos (Figura 3.6). Diferentemente do HadGEM, o modelo IPSL mostrou um possível cenário de menor impacto para o futuro, exibindo aumento de 3,1% da precipitação no final do século.

Tabela 3.2 - Modelos climáticos globais do CMIP5 utilizados na análise da variação relativa da precipitação.

Modelo	**Centro**	**Resolução Global**
The Community - Climate System Model version 4 (CCSM4)	NCAR (Estados Unidos)	Lat: 0,9424º Lon: 1,25º
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model version 2 (GFDL-ESM2M)	GFDL (Estados Unidos)	Lat: 2,0225º Lon: 2,5º
Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model version 5 – Low Resolution (IPSL-CM5A-LR)	IPSL (França)	Lat: 1,8947º Lon:3,75º
Hadley Center Global Environment Model 2 - Earth System (HadGEM2-ES)	Met Office Hadley Center (Reino Unido)	Lat: 1,25º Lon:1,875º

As siglas Lat e Lon referem-se à latitude e longitude, respectivamente.
Fonte: Produção do autor.

Figura 3.6 - Variação relativa da precipitação (%) projetada considerando o cenário mais pessimista (RCP 8.5) em relação ao clima atual.

A variação relativa da precipitação foi calculada considerando a média no clima presente ou histórico no período de 1976 a 2005 e projeções futuras entre 2069 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

A evolução temporal média da precipitação (mm ano^{-1}) e da temperatura próximo à superfície (ºC) na área de estudo, de acordo com HadGEM e IPSL, pode ser observada na Figura 3.7. Durante os últimos 30 anos do período histórico (1976-2005), é possível notar que ambos os modelos apresentam valores similares de chuva, com uma média de 2.118,9 (HadGEM) e 2.145,1 (IPSL) mm ano^{-1} (Figura 3.7 a). No final do século (2069-2098), o valor médio da precipitação projetada pelo modelo HadGEM é 14,6% inferior à média do IPSL (2.210,5 mm ano^{-1}). Isso significa que o modelo HadGEM sugere uma região mais seca no futuro, em torno de 11%. Esse resultado corrobora com a literatura, que indica projeções de seca mais intensa para HadGEM quando comparado aos outros modelos (SORRIBAS et al., 2016). O HadGEM também é conhecido por reproduzir de forma eficiente a frequência de eventos ENOS (ROCA et al., 2014). Diferentemente do HadGEM, o modelo IPSL exibe valores muito próximos entre período histórico e futuro, com um aumento de apenas 3,1% no final do século. Essa falta de uma única tendência dos modelos climáticos globais na projeção futura da precipitação para a região da Amazônia é bastante comum (YIN et al., 2012; MAGRIN et al., 2014).

Por outro lado, a temperatura à superfície apresenta um aumento gradual em ambos os modelos ao longo de toda a série analisada, sugerindo uma região mais quente no final do século. A temperatura média no início do século de 25,2 e 25,3 ºC para HadGEM e ISPL respectivamente, sofreu um acréscimo de 22,2% (HadGEM) e 23,7% (IPSL) no final do século (Figura 3.7 b).

Figura 3.7 - Evolução temporal da precipitação e da temperatura, para os modelos HadGEM e IPSL, durante o período de 1961 a 2099.

Precipitação (a) e temperatura à superfície (b). As faixas em azul foram criadas para facilitar a comparação entre os resultados nos últimos 30 anos referentes ao período histórico (1976-2005) e ao período futuro (2069-2098).

Fonte: Produção do autor.

Os valores médios de precipitação e de temperatura para ambos os modelos foram representados graficamente ao longo de toda a extensão da área de estudo, para duas situações diferentes: (1) período histórico (representado pelo intervalo entre 1976-2005); (2) diferença média entre o período futuro (representado pelo intervalo entre 2069-2098) e o período histórico. Dessa forma, foi possível observar o campo médio da precipitação (Figura 3.8) e da temperatura (Figura 3.9) no início e no final do século.

A precipitação durante o período histórico (Figura 3.8 a, c), exibe máximos valores na região sudoeste (valores médios entre 2.500 a 3.500 mm ano^{-1}) e noroeste (chegando até 4.500 mm ano^{-1}) da bacia, em ambos os modelos. Nesse mesmo período, os valores mínimos são observados na região sul, nordeste e Andes (valores mínimos de 500 mm ano^{-1}), de acordo com HadGEM e IPSL. Em contrapartida, no período futuro, é possível

observar um comportamento bastante distinto entre ambos os modelos. Para o modelo HadGEM (Figura 3.8 b), por exemplo, a precipitação em geral foi menor em grande parte da área de estudo. No nordeste, existe uma forte redução caracterizada por uma diferença média superior a 1.000 mm ano^{-1}.

Figura 3.8 - Distribuição espacial da precipitação média (mm ano^{-1}), na área de estudo, para HagGEM e IPSL.

Período histórico (1976 a 2005) (a, c) e período futuro (2069-2098) menos período histórico (b, d).
Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, na região Andina, os dados do HadGEM sugerem valores superiores de precipitação, no final do século, com diferença média de até 1.000 mm ano^{-1}. O modelo IPSL indica para o período futuro (Figura 3.8 d) valores ligeiramente superiores de precipitação em grande parte da bacia oriental (diferença média entre 200 a 400 mm ano^{-1}), bem como na região Andina (diferença média máxima de 1.000 mm ano^{-1}). Por outro lado, na faixa que liga a região sul ao noroeste da área de estudo, o modelo IPSL indica redução da precipitação no final do século (valores entre 200 a 600 mm ano^{-1}).

Os valores médios de temperatura tanto para o HadGEM quanto para o IPSL são similares, entre 24ºC a 26ºC em toda a extensão da bacia, exceto na região dos Andes, onde mínimos de 4ºC podem ser observados (Figura 3.8 a, c). No final do século, o modelo HadGEM exibe maiores valores de temperatura caracterizado por uma diferença máxima de 8ºC no nordeste da área de estudo (Figura 3.9 b). Nessa mesma área, as diferenças médias para IPSL variam entre 4,5 a 5ºC (Figura 3.9 d). Para o IPSL, as máximas diferenças médias estão concentradas na Amazônia Boliviana, subindo ao longo de toda a borda da região dos Andes (8ºC).

Figura 3.9 - Distribuição espacial da temperatura média (ºC), na área de estudo, para HagGEM e IPSL.

Período histórico (1976 a 2005) (a, c) e período futuro (2069-2098) menos período histórico (b, d).

Fonte: Produção do autor.

3.3.3.5 Análise dos resultados

- **Fase 1**

Nessa fase, foi realizada a análise dos fluxos de energia, água e carbono entre a floresta e a atmosfera, simulados pelo modelo INLAND para o período de 1989 a 2005, usando duas abordagens diferentes: (1) comparação entre as simulações considerando uma superfície homogênea (simulação platô) e considerando os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio (simulação platô + baixio), juntamente com os respectivos campos observados, para quantificar os efeitos da heterogeneidade da vegetação com a topográfica de subgrade, ou seja, da combinação dos ambientes de floresta de platô e de baixio, na determinação dos fluxos à superfície. Essa análise foi realizada para os fluxos de *ET* e *GPP*, cujas bases de dados observadas correspondentes estão disponíveis; e (2) comparação entre as simulações de floresta de platô e platô mais baixio, para avaliar as diferenças no particionamento dos fluxos de energia, água e carbono com e sem a representação dos ambientes de floresta de platô e baixio na subgrade. Essa análise englobou os fluxos de evapotranspiração (*ET*), transpiração (*Et*), interceptação da água da chuva pelo dossel da vegetação (*Ei*), evaporação do solo (*Es*), escoamento superficial (*R*), escoamento total (*R_total*), drenagem profunda (*D*), produtividade primária bruta (*GPP*) e o fluxo líquido de CO_2 do ecossistema (*NEE*).

Diferentemente da primeira etapa da tese, cuja modelagem era pontual, aqui os fluxos à superfície, além de variarem ao longo do tempo, variam espacialmente ao longo de toda a bacia Amazônica. Dessa forma, avaliou-se a variabilidade espacial e temporal (interanual, mensal e sazonal) dos fluxos, entre 1989 a 2005. Na escala sazonal, foram analisados os fluxos médios do trimestre seco (julho, agosto e setembro) e chuvoso (janeiro, fevereiro e março), representativos da estação seca e chuvosa, respectivamente. Esses trimestres foram selecionados com base na distribuição sazonal média da precipitação obtida de Zhang et al. (2015), na área de estudo, durante o período analisado.

Três índices estatísticos de erro foram utilizados para quantificar o grau de semelhança entre a simulação e a observação (AMBROSE; ROESCH, 1982): o erro médio (viés);

Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio - REQM; e coeficiente de variação (CV). Os índices estatísticos referentes ao viés e REQM já foram descritos no capítulo II. Já o CV (TRIOLA, 1999) escolhido nessa etapa da tese, frequentemente expresso em %, é uma medida da variabilidade dos dados em relação à média desses dados (Equação 3.6), fornecendo dessa forma uma medida de desempenho do modelo nas simulações. Quanto menor for o CV, mais homogêneo será o conjunto de dados, ou seja, menor será a dispersão em torno da média. Esse índice estatístico tem sido usado nos estudos de modelagem para fornecer uma avaliação dos dados simulados (SHRESTHA et al., 2016).

$$CV = \left(\frac{S}{\bar{X}}\right).100 \tag{3.6}$$

Onde S é a raiz do erro quadrático médio para um determinado conjunto de dados X; e $\bar{X}$ é o valor médio do conjunto de dados avaliado. O coeficiente de variação pode ser classificado em: baixa dispersão (≤ 15); média dispersão (15 a 30%); e alta dispersão (>30). Nesse último caso, os dados em análise são considerados heterogêneos.

- **Fase 2**

Na fase 2, a análise dos fluxos de *ET, GPP, NEE* e Eficiência do Uso da Água (*EUA*, razão entre *GPP* e *Ei* em gC m^{-2} mm^{-1}) entre as simulações considerando uma superfície homogênea (simulação platô) e considerando os efeitos combinados das área de platô e de baixio (simulação platô + baixio) foi realizada por meio da variação temporal média de 1961 a 2098 e pelos campos de tendência gerados na área de estudo pela diferença entre a projeção futura considerando o RCP 8.5 e o período histórico ou clima atual. Em ambos os casos, foi avaliado tanto o efeito das mudanças climáticas (simulação com CO_2 fixo) quanto da fertilização da floresta por CO_2 (simulação com CO_2 variável), incluindo ambos os modelos HadGEM e IPSL. Para a análise dos campos de tendências ao longo da bacia, foram considerados como período histórico e futuro os intervalos de 1976 a 2005 e 2069 a 2098, respectivamente. Ambos os intervalos, representam os últimos 30 anos de cada um dos períodos.

Por meio dessa metodologia, foi possível determinar quantitativamente as alterações associadas aos impactos das projeções futuras na *ET*, no *GPP*, no *NEE* e na *EUA* da floresta Amazônica, com e sem o efeito combinado das florestas de platô e de baixio. Isso permitiu avaliar se os impactos de uma condição climática de seca extrema foram menores quando considerada, na escala de subgrade, a coexistência de ambientes de baixio e platô.

3.4 Resultados e discussão

Primeiramente, serão apresentados os resultados obtidos na primeira fase (3.4.1), seguido dos resultados referentes à segunda fase (3.4.2). Em ambas as fases, os fluxos médios à superfície foram comparados às distintas situações: floresta de platô (superfície homogênea) e floresta de platô + baixio, esta última considerando a influência combinada dos ambientes de platô e de baixio. Nesse caso, o fator de composição dos fluxos foi ponderado pelas frações de cobertura do terreno por floresta de platô e encosta e floresta de baixio, determinadas a partir do mapa de relevo classificado pelo modelo HAND. Para fins de análise de ambas as condições, as simulações serão denominadas platô (superfície homogênea) e resultante (efeito combinado de platô + baixio), daqui por diante.

3.4.1 Fase 1: Análise do efeito combinado das áreas de platô e de baixio

3.4.1.1 Precipitação

Diversos estudos têm mostrado que a variabilidade interanual e sazonal da precipitação na Amazônia podem influenciar os fluxos à superfície terrestre, principalmente fluxos hidrológicos que se conectam ao balanço de energia por meio do fluxo de *LE*. Dessa forma, uma boa maneira de entender a variação desses fluxos ao longo da área de estudo é caracterizar primeiramente a precipitação e sua variabilidade na escala temporal interanual e sazonal, assim como na escala espacial. A distribuição sazonal e interanual da precipitação média de toda a bacia, assim como a variação espacial nos períodos chuvoso e seco, segundo os dados de Zhang et al. (2015), é apresentada na Figura 3.10.

A precipitação média na área de estudo apresenta variações durante o período de 1989 a 2005, associadas principalmente à influência do fenômeno *El Niño* (Figura 3.10 a). Valores acima de 2.000 mm ano^{-1} foram observados tanto em 1999 quanto em 2002, e valores menores que aproximadamente 1.866 mm ano^{-1}, em 1992. Durante esse último ano, um período de seca prolongado foi observado na Amazônia, em decorrência de um evento de *El niño* de intensidade forte (CAVALCANTE et al., 2013), que se configurou entre os anos de 1991/1992. Ao longo da série de dados analisada, outros dois eventos de extremos atípicos de seca devido à ocorrência do *El niño* impactaram a bacia no ano de 1995 e no ano de 1998, onde os valores médios de precipitação foram, respectivamente, cerca de 1.929,7 mm ano^{-1} e 1.967,1 mm ano^{-1}.

De acordo com Cavalcante et al. (2013), o evento de seca no ano de 1995 apresentou menor intensidade quando comparado ao ano de 1992, e menor severidade que o evento configurado no ano de 1998, quando um evento de *El niño* muito intenso assolou a região. No ano de 2005, um intenso episódio de seca afetou a Amazônia (MARENGO et al., 2008), com valor médio anual de 2.071 mm (Figura 3.10 a). No entanto, de acordo com esses autores, as causas da seca de 2005 não estiveram associadas ao evento de *El Niño*, mas sim a: (a) anomalias de temperatura no oceano Atlântico Tropical Norte; (b) enfraquecimento dos ventos alísios e do transporte de umidade do Atlântico Tropical para a Amazônia durante a estação chuvosa; e (c) enfraquecimento do movimento vertical de ascensão do ar, inibindo o desenvolvimento de convecção e chuva. Em 2013, estudo de Saatchi e colaboradores mostrou que a floresta ainda estava sentindo os efeitos da seca ocorrida em 2005, que atingiu principalmente as árvores mais velhas da floresta.

Os resultados também mostraram um ciclo sazonal médio bem típico da precipitação, com trimestre mais chuvoso nos meses de janeiro, fevereiro e março, e trimestre menos chuvoso em julho, agosto e setembro (Figura 3.10 b). Os trimestres mais chuvosos e menos chuvosos são considerados aqui como estação seca e chuvosa, respectivamente. A precipitação média acumulada para o trimestre mais chuvoso, por exemplo, foi cerca de 737 mm, valor esse bastante superior à precipitação acumulada para o trimestre mais

seco, de apenas 291,4 mm. Essa diferença representa um volume de precipitação cerca de 60% menor no trimestre menos chuvoso.

Figura 3.10 – Precipitação média na área de estudo, em mm ano^{-1}.

A análise inclui a variabilidade interanual entre o período de 1989 a 2005 (a); a variação sazonal média (b); distribuição espacial média (c, d).
Fonte: Produção do autor.

A sazonalidade da precipitação também exibe variações ao longo de toda a extensão da bacia, como mostra os valores médios para o período chuvoso (Figura 3.10 c) e seco (Figura 3.10 d). Os máximos valores de precipitação, acima de 3.600 mm ano^{-1}, são observados no noroeste da bacia na estação chuvosa. Durante a estação seca, é possível notar uma concentração das chuvas no extremo norte, associado ao posicionamento mais para norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), enquanto que na direção sul da bacia as chuvas são escassas. Em geral, os totais de precipitação durante a estação seca variam de 600 a 1.500 mm ano^{-1} em grande parte da bacia (exceto no noroeste).

Esses resultados mostram que, na porção sul da bacia, a sazonalidade é mais acentuada e reduz em direção ao noroeste da área de estudo.

3.4.1.2 Profundidade do lençol freático

Os resultados das simulações mostraram que a distribuição da Profundidade do Lençol Freático (PLF) média obtida pelo modelo INLAND ao longo da bacia, para o período entre 1989 a 2005, corrobora a distribuição da precipitação para esse mesmo período. As áreas de maior PLF (mais distante da superfície) estão localizadas principalmente no sul da bacia (10 m), onde, em geral, os valores de precipitação são menores e apresentam uma forte sazonalidade. Além disso, os maiores valores para PLF também podem ser encontrados na região Andina. Por outro lado, os menores valores da PLF estão concentrados na região norte, estendendo-se em direção à região central e oeste da bacia (Figura 3.11 a). Os resultados aqui obtidos para a PLF são corroborados também com o mapa de topografia derivado do modelo de terrenos HAND (Figura 3.5), que exibe maior ocorrência de áreas de baixio principalmente na região central e noroeste da bacia.

Nessa região, onde nota-se uma concentração das áreas de baixio (indicado pela linha pontilhada em preto na Figura 3.11 a), a profundidade máxima do lençol freático não ultrapassa 2 m (Figura 3.11 b). É possível notar também que a variabilidade da PFL nessa área está intimamente ligada à precipitação. Nos anos em que houve eventos de secas mais severos na bacia, como os de 1992 e 1998, a PLF média é ligeiramente reduzida quando comparado ao demais anos, provavelmente devido ao efeito da depleção do estoque de água subsuperficial dos anos antecedentes, somado ao efeito adicional do menor volume de chuva no ano de ocorrência de eventos *El Niño*.

Esses resultados mostram, assim como vários outros trabalhos realizados na bacia (RENNÓ et al., 2008; NOBRE et al., 2011; CUARTAS et al., 2012), que a área de estudo não é constituída por um plano horizontal único, como se costuma representar na maioria dos modelos de superfície, para simulação dos fluxos na floresta (por exemplo, HARRIS et al., 2004). Diferentemente das imagens homogêneas de satélites e

fotografias aéreas, a Amazônia é composta por amplas áreas de baixio, localizadas no fundo do vale. Considerando a influência que essas áreas possuem sobre os diversos fluxos entre a floresta e a atmosfera (como discutido no capítulo II), esses resultados sugerem, portanto, que a contabilização das áreas de baixio na representação da floresta Amazônica nos modelos de superfície é fundamental para a simulação mais realista dos balanços de água, energia e carbono na bacia.

Figura 3.11 - Profundidade do lençol freático (PLF) na área de estudo (m).

Distribuição espacial média entre 1989 a 2005 (a) e Variabilidade interanual média entre 1989 a 2005 na área pontilhada em preto (Long: -75,75W a 57,75W; Lat: -6,75S a 1,75N) (b).
Fonte: Produção do autor.

3.4.1.3 Fluxos de água referentes ao balanço hídrico

Os fluxos referentes ao balanço hídrico que foram analisados na fase 1, incluem a *ET*, o escoamento superficial (*R*) e o escoamento total (*R_total*). A drenagem profunda (*D*) foi avaliada pela diferença entre *R_total* e *R*. Analisou-se primeiramente a distribuição espacial média de tais fluxos na bacia, considerando a escala temporal média anual (aqui referida como total) e sazonal, para o período de 1989 a 2005. Em seguida, também foi abarcada a análise da variabilidade temporal interanual e mensal média dos fluxos na bacia, para o mesmo período.

3.4.1.3.1 Evapotranspiração

- **Distribuição espacial na área de estudo**

A distribuição espacial média total e sazonal da *ET*, simulada (platô e resultante) e observada (LandFlux) ao longo da bacia entre 1989 a 2005, pode ser visualizada na Figura 3.12. De modo geral, as taxas de *ET* para a simulação platô e resultante, variaram de 2,0 a 4,0 mm dia^{-1}, exceto na região Andina, onde é possível observar tanto valores menores que 2,0 mm dia^{-1} quanto superiores a 4,0 mm dia^{-1} (Figura 3.12 a, b, c). Nessa área, o INLAND superestimou fortemente a *ET*, principalmente na simulação platô, com valores acima de 1,25 mm dia^{-1}.

A *ET* simulada possui um ciclo sazonal marcante na bacia, com maiores valores na estação seca (exceto no extremo sul da bacia), quando os índices pluviométricos são menores e a radiação solar incidente é maior (Figura 3.12 d, e, f). Durante esse período, também ocorreu maior superestimativa dos valores de *ET* quando comparado à estação chuvosa (Figura 3.12 g, h, i), principalmente na porção oriental da bacia (acima de 1,0 mm dia^{-1}). Na estação seca, as taxas de *ET* simuladas (platô e resultante) no extremo sul da bacia variaram entre 0,5 a 2 mm diários, valores inferiores quando comparado às medidas observadas (1,0 - 2,5 mm dia^{-1}), indicando uma ligeira subestimativa da *ET*. A melhor correspondência entre os dados simulados e observados ocorreu durante a estação chuvosa na porção central da bacia, quando a taxa de *ET* em ambas as simulações variou de 2,5 a 3,5 mm dia^{-1}, com valores ligeiramente menores na simulação resultante.

A avaliação do desempenho do modelo INLAND na simulação da *ET* com e sem a composição das áreas de platô e baixio foi realizada inicialmente por meio do índice estatístico viés. O viés médio, ao longo da área de estudo, foi contabilizado pela diferença entre os valores simulados (platô e resultante) e observados, e pode ser visualizado na Figura 3.13.

Figura 3.12 - Distribuição da *ET* média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo entre o período de 1989 a 2005.

Distribuição média anual ou total (a, b, c), distribuição média na estação chuvosa (d, e, f), e distribuição média na estação seca (g, h, i).
Fonte: Produção do autor.

Os resultados indicam que, de modo geral, a simulação resultante, na qual foram considerados os efeitos da variabilidade topográfica juntamente com os atributos da vegetação, profundidade do solo e dinâmica hidrológica, exibiu uma melhor concordância entre os dados simulados e observados quando comparada à simulação platô (que considera a topografia como um plano homogêneo). Essa melhoria é caracterizada pela redução do viés positivo (de até 1,5 mm dia^{-1}) em grande parte da

região oriental da bacia, e ao longo de toda a extensão da região dos Andes (Figura 3.13 a, b). Por outro lado, nota-se, na simulação resultante, que uma maior área no noroeste da bacia, englobando o estado do Amazonas e os países da Colômbia e do Peru, sofreu subestimativa da *ET* (0,25 - 1,0 mm dia^{-1}), quando comparada à simulação platô (0,25 - 0,75 mm dia^{-1}).

Figura 3.13 - Distribuição do viés médio referente à *ET* média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre o período de 1989 a 2005.

Distribuição média total (a, b), distribuição média na estação seca (c, d), e distribuição média na estação chuvosa (e, f).
Fonte: Produção do autor.

Na estação seca, os resultados do modelo considerando apenas floresta de platô (Figura 3.13 c) exibem um viés positivo, variando entre 0,25 mm dia^{-1} a valores superiores a 1,5 mm dia^{-1} em grande parte da Amazônia, com exceção da região no extremo oeste de São Gabriel da Cachoeira, onde o modelo subestima a *ET* com valores médios de viés negativos da ordem de 0,5 mm dia^{-1}. Na simulação considerando a composição de florestas de platô e de baixio, a magnitude do viés positivo em grande parte da bacia diminui, reduzindo o erro sistemático em até 0,75 mm dia^{-1} na região central da Amazônia (Figura 3.13 d). Isto mostra que a inclusão da dinâmica do lençol freático, juntamente com o efeito de saturação do solo nas áreas de floresta de baixio, é fundamental para reduzir os erros sistemáticos nos processos de interação solo-planta-atmosfera e que a consideração apenas de floresta de platô (homogêneo) intensifica o viés na estação seca.

Quanto à estação chuvosa, o viés negativo para a simulação platô domina em parte da Amazônia central, estendendo-se em direção ao noroeste da bacia (Figura 3.13 e). Em contrapartida, na região dos Andes, verifica-se uma clara superestimava da *ET* tanto na simulação platô quanto resultante, caracterizado por valores positivos do viés que vão desde a Colômbia até a Bolívia, efeito esse que também é visualizado em uma pequena área da região sudeste da bacia. Ao considerar a composição de floresta de platô e baixio, a superestimativa da *ET* na região dos Andes e sudeste da bacia exibe redução e consequentemente diminuição do erro sistemático de até 0,25 mm dia^{-1} no sudeste e superior a 0,60 mm dia^{-1} nos Andes (Figura 3.13 f). No entanto, as áreas de viés negativo expandem-se e intensificam em toda a região central e noroeste, indicando subestimativa do fluxo de *ET*, em tais simulações. De acordo com o mapa da altura do lençol freático apresentado anteriormente, grande parte das áreas de baixio da bacia está concentrada nessas áreas. Durante a estação chuvosa, o lençol freático se eleva e fica mais próximo à superfície, o que pode causar uma maior inibição das perdas de água por transpiração das plantas, devido ao estresse por saturação, como discutido no capítulo dois.

Os demais índices estatísticos médios (1989 a 2005) corroboram com a distribuição do viés ao longo da bacia, sugerindo que a os efeitos combinados das florestas de platô e baixio, melhoraram a representação das taxas fotossintéticas da floresta, tanto para valores totais quanto estação seca e chuvosa (Tabela 3.3). Os valores de REQM, por exemplo, sugerem menores erros para a simulação resultante, no período total e na estação seca. Na estação seca, o REQM foi cerca de 0,66 mm dia^{-1} no platô, valor 62% superior ao encontrado para a simulação resultante. Nesse mesmo período, o CV mostrou redução de 15,5% na simulação resultante, indicando que os dados simulados pelo INLAND quando considerado os efeitos combinados de ambas as áreas da floresta estão associados a um menor erro. O viés médio para a bacia no período analisado foi 0,21 mm dia^{-1} na simulação de platô e apenas 0,02 mm dia^{-1} na resultante, evidenciando de forma clara os benefícios das características da escala de subgrade à modelagem de superfície terrestre.

Tabela 3.3 - Desempenho do modelo INLAND na reprodução da *ET* na área de estudo.

Período	**Platô**			**Resultante**		
	REQM	**Viés**	**CV**	**REQM**	**Viés**	**CV**
Total	0,38	0,21	8,00	0,28	0,02	6,70
Estação chuvosa	0,15	0,04	5,70	0,19	-0,13	5,61
Estação seca	0,66	0,64	7,43	0,41	0,39	6,28

Valores médios para simulação platô e resultante, entre 1989 a 2005. O REQM e Viés estão em gC m^{-2} mês^{-1}, enquanto o CV em %. Utilizaram-se os valores na frequência temporal mensal.
Fonte: Produção do autor.

- **Análise em escala temporal interanual e mensal**

A *ET* obtida por meio da simulação que leva em consideração o efeito combinado das áreas de platô e de baixio exibe valores mais próximos dos dados observados durante todos os anos analisados. (Figura 3.14 a). No ano de 1997, o INLAND superestimou a *ET* na simulação platô, em cerca de 12,2%, valor superior aos demais anos. Essa superestimativa também foi verificada na simulação resultante, porém de menor magnitude (5,6%). Isso pode ser explicado pelo pico de radiação solar que ocorreu

nesse ano, de acordo com os dados de Zhang et al. (2015), como será discutido mais adiante. Nesse mesmo ano, os dados observados de *ET* mostram uma ligeira redução, que pode estar relacionada à subestimativa pelas medições por satélite.

Figura 3.14 - Variabilidade da *ET* média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Variabilidade interanual plotada com a precipitação acumulada anual (a) e variabilidade mensal plotada com a precipitação acumulada mensal.
Fonte: Produção do autor.

A *ET* média total, para a área de estudo, foi cerca de 3,45 e 3,26 mm dia^{-1} para o platô e resultante, respectivamente (Tabela 3.4). Ao comparar tais valores com a média observada para o mesmo período, de 3,24 mm dia^{-1}, nota-se uma maior superestimativa na simulação considerando a paisagem como um plano homogêneo (em torno de 7%). Durante a estação seca, essa superestimava na simulação usando a paisagem homogênea torna-se significativamente maior (21,3%). Nesse mesmo período, o erro sistemático associado à *ET* na simulação considerando a composição das áreas de platô e de baixio, reduz para 12,6%.

O ciclo sazonal médio simulado e observado da *ET* mostra que o modelo INLAND representou de forma satisfatória a sazonalidade na área de estudo tanto na simulação platô quanto na resultante, sugerindo maiores valores da *ET* na simulação que não considerou a variação da topografia, principalmente nos meses mais secos. A *ET* durante a estação seca foi 10,3 e 8,0% superiores à estação chuvosa, para simulação platô e resultante, respectivamente (Tabela 3.4). Essa diferença sazonal está em consonância com a literatura (por exemplo, da ROCHA et al., 2004). Durante os meses mais secos, no entanto, é possível notar uma menor correspondência entre os dados observados e simulados, causado por uma condição mais favorável à *ET* nas simulações. Essa superestimativa durante a estação seca pode estar associada a uma menor restrição hídrica da vegetação no modelo INLAND, quando comparado à realidade, determinada pelos parâmetros do solo referentes à umidade na capacidade de campo e ponto de murcha permanente. Além disso, uma vez que os dados observados são oriundos de medições micrometeorológicas, é importante considerar o possível erro associado ao fechamento do balanço de energia presente nas florestas tropicais.

Tabela 3.4- Valores de *ET* média (mm dia^{-1}) na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Período	Platô	Resultante	Observado
Total	3,45	3,26	3,24
Estação chuvosa	3,31	3,14	3,26
Estação seca	3,65	3,39	3,01

Fonte: Produção do autor.

- **Avaliação dos fluxos componentes da *ET***

O modelo INLAND também reproduziu satisfatoriamente o particionamento do fluxo de *ET* entre os componentes, *Et, Ei* e *Es* para ambas as simulações (platô e resultante), evidenciando um distinto ciclo sazonal das componentes (Figura 3.15). O ciclo sazonal da *Et* é idêntico ao da *ET*, porém de menor magnitude. A componente *Ei* apresenta comportamento contrário, apresentando menores valores na estação seca quando são observados os menores índices pluviométricos (CUARTAS et al., 2007). Por fim, a evaporação do solo apresentou baixíssima variabilidade sazonal, conforme esperado.

Tanto a *Et* quanto a *Ei* apresentam valores menores na simulação resultante, refletindo as diferenças estruturais da vegetação nas áreas de platô e baixio, conforme discutido no capítulo dois. A *Et* média para a área de estudo, entre 1989 a 2005, representou 75,6% e 75 % da *ET* para a simulação platô e resultante, respectivamente. Por sua vez, a perda por *Ei* exibiu contribuições de 19,8 e 19% para platô e resultante, respectivamente. A componente *Es* representa uma pequena parte da *ET*, apenas de 4,6% para a simulação platô e 6,0% para a simulação resultante. Essa componente também foi corretamente simulada pelo modelo, exibindo maiores valores na simulação resultante que leva em consideração uma vegetação mais espaçadamente distribuída nas áreas de floresta de baixio, menor *LAI* da vegetação e distribuição de espécies com menor biomassa de caule e folhas.

Figura 3.15 - Particionamento da *ET* média simulada na área de estudo em seus componentes.

Fluxos de transpiração (*Et*), interceptação (*Ei*) e evaporação do solo (*Es*) para simulações platô e resultante, para período de 1989 a 2005.
Fonte: Produção do autor.

O fluxo médio de *ET* para a área de estudo representou 69,9% e 57,6% da precipitação média (2.069,2 mm ano^{-1}), na simulação de floresta de platô e resultante, respectivamente. A menor porcentagem verificada para a simulação resultante é devido ao fato de que no baixio uma maior parcela da chuva é representada pelo escoamento superficial, diferentemente das áreas de platô, onde a alta densidade da vegetação causa um maior amortecimento desse fluxo na floresta. O escoamento superficial (*R*) e o

escoamento total (*R_total*) na área de estudo são descritos em detalhes na próxima seção.

3.4.1.3.2 Escoamento superficial e total

- **Distribuição espacial na área de estudo**

Os fluxos de *R* (Figura 3.16 a, b) e de *R_total* (Figura 3.16 c, d) na bacia, para ambas as simulações, variam de valores mínimos inferiores a 200 mm ano^{-1} para máximos superiores a 1.800 mm ano^{-1}, sendo o *R_total* sempre superior. Os valores mínimos de tais fluxos são verificados na região sul da bacia, enquanto os máximos podem ser visualizados no noroeste, corroborando com a distribuição da precipitação. Além disso, a distribuição do *R* e *R_total* também está de acordo com a variabilidade da profundidade do lençol freático na bacia, sugerindo que as áreas com lençol freático mais próximo à superfície possuem uma maior tendência de apresentar escoamento superficial, confome é reconhecido na literatura.

O modelo reproduziu de forma eficiente as particularidades do fluxo de *R* entre as simulações platô e resultante. Na região central, por exemplo, notam-se valores mais elevados na simulação cuja combinação de platô e baixio foi considerada (Figura 3.16 b). Nessa região, os valores de *R* na simulação resultante variam entre 600 a 1.000 mm ano^{-1}, enquanto na simulação platô as máximas taxas não ultrapassam 600 mm ano^{-1} (Figura 3.16 a).

A distribuição média da drenagem profunda (*D*) na área de estudo pode ser analisada pela diferença entre *R_total* e *R* (Figura 3.16 e, f). Na simulação platô (Figura 3.16 e), os valores da D são superiores quando comparado à simulação resultante (Figura 3.16 f), particularmente no noroeste da bacia, onde a precipitação máxima também ocorre. Em grande parte dessa área, observa-se um aumento médio de 200 mm ano^{-1}, exceto na região de São Gabriel da Cachoeira, que exibe valores superiores a 600 mm ano^{-1}. Esse comportamento entre ambas as simulações ocorre porque os solos localizados nas áreas de platô são mais espessos devido à elevada profundidade do lençol freático em

comparação ao fundo do vale (CUARTAS et al., 2012). A maior espessura do solo no platô, quando comparado ao baixio, favorece uma maior quantidade de água infiltrada e, posteriormente, permeada ao longo de todas as camadas do perfil, antes de chegar à zona saturada.

Figura 3.16 - Distribuição do escoamento médio simulado (platô e resultante) na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Escoamento superficial, *R* (a,b), escoamento total , *R_total* (b, c), e diferença entre *R_total* e *R*, (*R_total* – *R*) (e, f).
Fonte: Produção do autor.

- **Análise em escala temporal interanual e mensal**

A variabilidade interanual de *R* e de *R_total* média para a área de estudo (1989-2005), entre as simulações com e sem os efeitos da variabilidade da topografia de subgrade, está intimamente relacionada com a variabilidade da precipitação, conforme se esperava (Figura 3.17 a, b). Os anos em que os valores mais elevados de *R_total* foram observados (Figura 3.17 c), como em 1993 (platô = 841,4 mm ano^{-1}; resultante = 941,2 mm ano^{-1}), 1999 (platô = 857,6 mm ano^{-1}; resultante = 956,7 mm ano^{-1}) e 2002 (platô = 921,6 mm ano^{-1}; resultante = 995,3 mm ano^{-1}), foram coerentes com maiores volumes de precipitação, mostrando a consistência na representação da variabilidade do fluxo de *R_total*, bem como *R* pelo modelo.

Figura 3.17 – Variabilidade de *R* e *R_total* médios na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Variabilidade interanual plotada juntamente com a precipitação acumulada anual (a, b) e variabilidade mensal plotada com a precipitação acumulada mensal.
Fonte: Produção do autor.

O *R* na simulação resultante representou cerca de 32,5% da precipitação média na área de estudo. Esse valor é 19,5% superior ao encontrado para a simulação cuja

variabilidade topográfica não foi considerada. Isso indica que o fluxo de *R* nas áreas mais baixas da floresta é mais preponderante do que quando comparado às áreas de platô, como já era esperado. Já o fluxo de *R_total* médio apresentou valores próximos entre ambas as simulações. Na simulação platô, o fluxo de *R_total* foi cerca de 42,4% da precipitação, valor esse apenas 9% inferior ao encontrado para a simulação resultante. Por outro lado, o valor médio de *D* na área de estudo representou uma porcentagem ligeiramente menor da precipitação na simulação resultante (9,8%) quando comparada ao platô (11,7%).

A precipitação também exerceu uma marcante influência tanto no ciclo sazonal de *R* quanto de *R_total*, com maiores valores durante os meses mais chuvosos (Figura 3.17 c, d). No trimestre mais chuvoso, por exemplo, o valor médio de *R_total* foi de 214 e 316 mm $mês^{-1}$, para a simulação platô e resultante, respectivamente. Quando esses valores são comparados aos obtidos no trimestre mais seco, nota-se uma redução de 24,1% e 68,5% para a simulação platô e resultante, respectivamente.

Em ambas as estações, o *R* médio na simulação resultante foi superior ao ser comparado ao platô (Figura 3.17 c). Esse aumento correspondeu a cerca de 31% no trimestre mais chuvoso e 10,3% no menos chuvoso, indicando correto desempenho do modelo na reprodução do fluxo adicional referente ao escoamento na superfície gerado pelo excesso de saturação do solo. A análise do *R_total* por outro lado, apesar de indicar maiores valores na simulação resultante durante a estação chuvosa (47,9%), apresentou uma redução em relação ao platô durante os meses mais secos (38,6%). Esse comportamento característico entre ambos deve-se ao fato de que a maior parte da precipitação que chega à superfície na área de baixio escoa superficialmente, diferentemente do platô, que possui uma maior capacidade de armazenamento, fazendo com que a água seja drenada mais lentamente via solo profundo em ambas as estações, e originando, portanto, um ciclo mais amortecido quando comparado à simulação resultante.

3.4.1.4 Produtividade Primária Bruta

- **Distribuição espacial na área de estudo**

A distribuição espacial média anual (total) e sazonal da *GPP*, simulada e observada (JUNG et al., 2009) na área de estudo, entre 1989 a 2005, pode ser observada na Figura 3.18. Os valores médios para a simulação platô e resultante variaram de 100 a 350 gC m^{-2} $mês^{-1}$, exceto na região Andina e regiões no extremo sul da bacia, cujas médias foram inferiores a 100 gC m^{-2} $mês^{-1}$ (Figura 3.18 a, b, c).

No extremo sul, como já visto anteriormente, a precipitação anual, além de ser bastante reduzida em relação ao restante da bacia, possui alta sazonalidade, o que pode contribuir para os valores proeminentemente baixos da *GPP* em relação às demais regiões da bacia. Isso acontece porque o baixo índice pluviométrico associado à forte sazonalidade das chuvas gera um déficit hídrico elevado, contribuindo dessa forma para a limitação da produtividade da floresta. Na região dos Andes, apesar da ocorrência de altas taxas de precipitação, nota-se, contudo, valores reduzidos de radiação solar incidente (Figura 3.19 a), bem como elevada taxa de refletividade da radiação solar incidente ou albedo (Figura 3.19 b, c). Juntos, esses fatores podem estar relacionados aos menores valores de *GPP*, nessa área. Além disso, na região Andina, bem como no extremo sul, observa-se um reduzido valor do LAI da vegetação (inferior a 2 m^2 m^{-2}), o qual também pode ter contribuído para a baixa produtividade em ambas as simulações (Figura 3.19 d, e).

Por outro lado, os máximos valores da *GPP*, segundo o modelo, estão concentrados na região de Óbidos e no estado do Pará, principalmente na simulação platô (Figura 3.18 a), indicando uma alta produtividade da floresta nessa região. Isso pode ser explicado pela taxa de radiação solar incidente mais elevada nessa área (de 210-220 W m^{-2}) quando comparada ao encontrado na região central da bacia, por exemplo, cuja média foi de 180-200 W m^{-2} (Figura 3.19 a). Na região central, os valores do *LAI* em ambas às simulações variam de 5,6 a 5,8 m^2 m^{-2}.

Figura 3.18 - Distribuição da *GPP* média simulada (platô e resultante) e observada na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Distribuição média total (a, b), distribuição média na estação seca (c, d), e distribuição média na estação chuvosa (e, f).
Fonte: Produção do autor.

Figura 3.19 - Distribuição da radiação solar incidente e refletida, e *LAI* na área de estudo, para as simulações platô e resultante.

Radiação solar incidente (a), radiação solar refletida ou albedo (b, c) e *LAI* (d, f). O valor do fluxo de radiação solar incidente, que é uma forçante meteorológica, é o mesmo para as simulações platô e resultante.
Fonte: Produção do autor.

De modo geral, a sazonalidade da *GPP* simulada (platô e resultante) e observada na bacia durante o período em análise é baixa, exceto no extremo sul da bacia. Nessa região, ambas as simulações indicaram uma marcante sazonalidade associado a precipitação, com maiores valores da *GPP* na estação seca, corroborando com os dados observados (Figura 3.18 d, e, f). Na simulação platô, por exemplo, o fluxo de *GPP* variou de mínimos inferiores a 100 até valores máximos de 250 gC m^{-2} $mês^{-1}$. Essa taxa

é superior ao encontrado para a estação chuvosa (em torno de 150 a 200 gC m^{-2} $mês^{-1}$) (Figura 3.18 g, h, i). Na simulação resultante, os resultados sugerem que a sazonalidade foi ainda mais marcante, exibindo um comportamento mais próximo aos dados observados, o que evidencia novamente a vantagem de considerar as características de subgrade nas simulações do INLAND para representação dos fluxos à superfície na bacia Amazônica.

Enquanto a maior variabilidade é exibida no sul, a menor sazonalidade da *GPP* nas simulações platô e resultante pode ser notada na região central da bacia. Durante ambas as estações, as taxas mensais da *GPP* nessa área foram da ordem de 300-350 gC m^{-2} $mês^{-1}$ para a simulação platô e de 250-300 gC m^{-2} $mês^{-1}$ para a simulação resultante. Essa reduzida sazonalidade nessa área também pode ser verificada nos dados observados, cuja diferença média entre ambas as estações foi de apenas 25 gC m^{-2} $mês^{-1}$. Esse comportamento pode estar relacionado aos elevados índices pluviométricos e à falta de acentuada sazonalidade da precipitação, sendo um comportamento oposto ao exibido pela porção sul.

Assim como na análise da *ET*, para contabilizar os efeitos da representação das áreas de platô e baixio na estimativa do fluxo de *GPP* simulado ao longo da bacia, utilizou-se inicialmente o índice estatístico viés. Os resultados mostraram que os valores de viés são essencialmente positivos na área de estudo, o que indica que o fluxo de *GPP* foi superestimado pelo modelo em ambas as simulações (Figura 3.20 a, b). A maior superestimativa ocorreu na porção nordeste e sudoeste da bacia durante a estação seca, principalmente na simulação que considera apenas floresta de platô (viés positivo superior a 100 gC m^{-2} $mês^{-1}$). A superestimativa da *GPP*, principalmente no nordeste, pode ser devido à maior radiação solar quando comparada às demais áreas, que possui tendência de ser ainda mais elevada durante os meses mais secos. Durante esse mesmo período, a simulação que considera a composição de florestas de platô e baixio exibiu redução da magnitude do viés positivo, provocando uma redução do erro de até 60 gC m^{-2} $mês^{-1}$ em algumas áreas no sudoeste (Figura 3.20 d). Na região nordeste, a redução do erro sistemático na simulação resultante foi ligeiramente inferior, cerca de 25 a 50

gC m^{-2} $mês^{-1}$, exceto no norte do estado do Pará, onde a superestimativa continua superior a 100 gC m^{-2} $mês^{-1}$.

Figura 3.20 - Distribuição do viés médio referente à *GPP* (platô e resultante) na área de estudo, entre 1989 a 2005.

Distribuição média total (a, b), distribuição média na estação seca (c, d), e distribuição média na estação chuvosa (e, f).
Fonte: Produção do autor.

Durante a estação chuvosa, é possível constatar a intensificação do viés positivo na porção sul da bacia quando comparado à estação seca em ambas as simulações, desde o sudeste do Peru, passando pelo norte da Bolívia e abrangendo o norte do estado de Rondônia e grande parte do estado de Mato Grosso. Na simulação platô, o viés médio

em grande parte variou de 75 gC m^{-2} $mês^{-1}$ a valores superiores a 100 gC m^{-2} $mês^{-1}$. Nessa mesma área, a simulação resultante exibiu superestimativa de 25 a 75 gC m^{-2} $mês^{-1}$, exceto no norte da Bolívia e região central do estado de Mato Grosso, onde os valores também apresentam média superior a 100 gC m^{-2} $mês^{-1}$.

Por outro lado, os menores erros associados às medidas de *GPP* foram encontrados na região central da bacia, estendendo-se em direção ao oeste, em ambas as simulações. Na simulação platô, por exemplo, o erro sistemático médio na estação chuvosa foi cerca de 50-75 gC m^{-2} $mês^{-1}$, valor esse 29% inferior quando comparado ao período mais seco. Nesse período, a simulação resultante exibiu um erro sistemático próximo de zero, indicando melhor desempenho do modelo quando comparado à simulação platô para o mesmo período. O erro obtido na simulação resultante, próximo de zero, sofre um ligeiro aumento no período chuvoso (25 gC m^{-2} $mês^{-1}$), como na região de Benjamin Constant e entornos (estado do Amazonas). A melhor correspondência entre a *GPP* simulada e observada durante o período analisado aconteceu na estação chuvosa, principalmente na simulação que considerou os efeitos combinados das áreas de platô e baixio (Tabela 3.5).

Considerando a média total na bacia, o viés para simulação resultante de 36,7 gC m^{-2} $mês^{-1}$ é 46% menor que o encontrado para a simulação considerando apenas a floresta de platô, indicando que a superestimativa da taxa de *GPP* é claramente reduzida na simulação cuja composição das áreas de platô e de baixio foi considerada, o que corrobora com os demais índices estatísticos (Tabela 3.5). O índice REQM, por exemplo, para a simulação platô, de 71,3 gC m^{-2} $mês^{-1}$, foi acentuadamente maior comparado à simulação resultante (aumento de 75%), mostrando menor correspondência entre os dados observados e simulados. Adicionalmente, o CV encontrado para os dados de *GPP* na simulação platô, de 7%, foi significativamente superior quando comparado à simulação resultante (3,8%), o que indica que os dados simulados considerando as áreas de platô e de baixio são mais homogêneos.

A melhor correspondência entre o fluxo de *GPP* na simulação resultante e observado pode ser explicada pelas distintas características da vegetação nas áreas de platô e

baixio, que juntos tornaram a representação da superfície mais realista nas simulações do INLAND. Dentre tais características, destaca-se o menor *LAI* da vegetação no baixio (Figura 3.19 d, e), que resulta nas maiores taxas de refletividade da radiação ou albedo nessa área (Figura 3.19 b, c), influenciando diretamente na energia disponível à superfície. Essas características somadas à condição mais favorável ao alagamento, corretamente representada no INLAND, influenciam diretamente nas taxas de produtividade da floresta.

Tabela 3.5 - Desempenho do modelo INLAND na reprodução da *GPP* na área de estudo, no período de 1989 a 2005.

	Platô			**Resultante**		
	REQM	**Viés**	**CV**	**REQM**	**Viés**	**CV**
Total	71,3	68,2	7,0	40,7	36,7	3,8
Estação chuvosa	72,6	71,3	2,9	43,3	41,4	1,8
Estação seca	85,1	83,1	4,4	47,2	44,3	2,9

Os valores de REQM e Viés estão em gC m^{-2} $mês^{-1}$, enquanto os valores de CV em %.
Fonte: Produção do autor.

- **Análise temporal interanual e mensal do fluxo de *GPP***

O fluxo de *GPP* médio simulado para a área de estudo, ao longo do período analisado, não apresentou variação significativa nas escalas temporais interanual (Tabela 3.6) e mensal (Figura 3.21a). A análise da variabilidade interanual, revelou que os valores máximos de *GPP*, encontrados no ano de 1990, foram 308 e 275 gC m^{-2} $mês^{-1}$ para simulação platô e resultante, respectivamente, o que representa apenas 2% de aumento em relação à média total, em ambas as simulações. Além disso, os máximos valores de *GPP* encontrados em 1990 foram apenas 3,7 % (platô) e 2,9% (resultante) superiores aos valores mínimos na série analisada, constatados durante o ano de 1995.

Esse mesmo comportamento pode ser notado nos dados observados, sugerindo que, durante o período de 1989 a 2005, a *GPP* sofreu pouca variabilidade. Isso pode estar associado com a baixa variabilidade da precipitação, da radiação solar, do *LAI* e do albedo, ao longo desses anos (Tabela 3.6). No ano de 1990, onde máximos valores de

GPP foram constatados, a precipitação foi apenas cerca de 3,8% maior que em 1995. Já a radiação solar apresentou uma ligeira redução (de aproximadamente 2%) em relação ao ano de 1995. Em ambos os períodos, os valores do *LAI* e do albedo foram muito próximos, sugerindo baixa variabilidade interanual em ambas as simulações.

Tabela 3.6 - Variabilidade média anual do *GPP*, do *LAI* e do albedo entre a simulação platô e resultante, de acordo com INLAND, para a área de estudo.

				Platô			**Resultante**		
Ano	**P**	**Rad. solar**	**GPP_OBS**	**GPP**	**LAI**	**Albedo**	**GPP**	**LAI**	**Albedo**
	mm ano^{-1}	W m^{-2}	gC m^{2}mês^{-2}	gC m^{2}mês^{-2}	m^2 m^{-2}	(%)	gC m^{2}mês^{-2}	m^2 m^{-2}	(%)
1989	2100,1	192,6	234,4	305,8	5,62	10,80	274,6	5,47	10,03
1990	2002,1	195,5	235,0	308,0	5,61	10,80	275,9	5,46	10,03
1991	1906,9	195,9	235,2	305,9	5,61	10,80	273,3	5,46	10,03
1992	1866,7	191,5	235,2	302,7	5,62	10,80	271,6	5,47	10,03
1993	2119,7	190,9	234,8	301,6	5,60	10,81	270,8	5,45	10,04
1994	2097,7	195,4	234,8	303,4	5,61	10,81	272,1	5,46	10,04
1995	1929,7	200,1	235,4	297,0	5,59	10,82	267,2	5,45	10,04
1996	2105,1	198,3	235,2	305,3	5,62	10,81	273,9	5,47	10,04
1997	2036,0	201,6	235,8	306,5	5,62	10,81	272,7	5,47	10,03
1998	1967,1	203,9	236,3	300,2	5,61	10,81	269,8	5,46	10,04
1999	2197,1	198,9	234,5	305,5	5,62	10,80	273,1	5,47	10,03
2000	2161,9	195,1	234,2	303,3	5,62	10,80	271,9	5,47	10,03
2001	2067,9	195,4	233,4	302,0	5,62	10,80	270,7	5,47	10,03
2002	2202,3	198,1	234,2	302,0	5,61	10,80	270,2	5,46	10,03
2003	2185,4	196,0	233,7	303,2	5,61	10,80	272,1	5,46	10,02
2004	2158,6	195,2	235,4	302,9	5,61	10,80	270,9	5,46	10,03
2005	2071,5	197,6	236,8	297,7	5,60	10,80	267,6	5,45	10,03
Média	**2069,2**	**196,6**	**235,0**	**303,1**	**5,61**	**10,80**	**271,7**	**5,46**	**10,0**

Os valores médios anuais de precipitação e radiação solar incidente referem-se aos dados de Zhang et al .(2015) e são iguais para ambas as simulações. Os valores observados de GPP são derivados de Jung et al. (2011).
Fonte: Produção do autor.

O modelo INLAND representou de forma satisfatória as particularidades do fluxo médio de *GPP*, entre as simulações com e sem a combinação das áreas de platô e de baixio. O *GPP* médio, na simulação que considera apenas características da floresta de platô, foi maior que a simulação resultante, em todos os anos analisados. Esse aumento

correspondeu a um valor médio, entre 1989 a 2005, de 12%. Em ambas as simulações foram constatadas a superestimativa da *GPP* média observada, nesse mesmo período, de 29% para a simulação platô e de 15,6% para a simulação resultante.

Figura 3.21- Variabilidade mensal média da *GPP* simulada (platô e resultante) e observada entre 1989 a 2005.

Variabilidade mensal da *GPP*, precipitação e radiação solar na área de estudo (a) e variabilidade mensal da *GPP*, precipitação e radiação solar na região sul da área de estudo (Lat: 20 S e 9 S; Long: 70 W e 60 W).
Fonte: Produção do autor.

Esses resultados mostram que, assim como no caso do fluxo de *ET*, o modelo INLAND superestima também a produtividade da floresta Amazônica, o que deve influenciar na estimativa do balanço de carbono da bacia. Esse mesmo comportamento foi observado também no estudo de Silva (2013) entre o período de 2003 a 2010. Esses autores encontraram um valor médio da *GPP* na bacia de 349 gC m^{-2} $mês^{-1}$, utilizando o Modelo Agregado do Dossel (ACM - *Agregated Canopy Model*, do inglês) de Williams et al. (1997a). Esse valor, quando comparado aos dados observados médios para a bacia durante 1989 a 2005, apresenta uma superestimava de 48,6%.

Adicionalmente, o comportamento do *LAI* e do albedo entre as simulações platô e resultante também foram eficientemente representados pelo INLAND. Na simulação platô, por exemplo, o *LAI* exibe valores médios anuais superiores à simulação resultante

para todo o período analisado. Em média, o *LAI* foi cerca de 3% superior na simulação platô quando comparado com a simulação que considera os efeitos combinados do platô e do baixio. Esse valor é ligeiramente inferior à estimativa baseada nos valores de referência para a Amazônia central, baseado em Cuartas et al. (2012) e Marques-Filho et al. (2005). Em contrapartida, o albedo médio da floresta Amazônica, segundo as simulações do INLAND, foi cerca de 8% inferior no platô, sugerindo que o modelo simulou de forma correta a diferença entre a refletividade da radiação incidente entre platô e baixio, de acordo com literatura (ARAÚJO, 2009).

A análise do ciclo sazonal médio do fluxo de *GPP* simulado pelo INLAND na área de estudo também indicou baixa variabilidade da produtividade durante o período entre 1989 a 2005, o que está em consonância com os dados observados para o mesmo período. Isso pode estar relacionado com a baixa sazonalidade da precipitação e da radiação solar na região central da bacia durante esse período (região essa que engloba grande parte da área de estudo), sugerindo menor impacto na taxa fotossintética decorrente do estresse hídrico no período menos chuvoso (Figura 3.21 a).

Quando o fluxo de *GPP* passa a ser analisado para uma área que apresenta acentuada sazonalidade da precipitação, como é o caso da região sul da bacia, o erro na sazonalidade do fluxo de *GPP* do modelo INLAND é reduzido (Figura 3.21 b). Em geral, o ciclo sazonal do *GPP* para a região sul exibe uma tendência de redução dos valores, nos meses mais secos, o que também é notado nos dados observados. Os menores valores do fluxo de *GPP*, para ambas as simulações, podem ser exibidos no mês de setembro, período que sucede o trimestre mais seco do ano para essa área (junho, julho e agosto), com valores acumulados de precipitação alcançando mínimos de 80 mm. Nesse mês, o fluxo de *GPP* foi de 209,9 e 197,4, gC m^{-2} $mês^{-1}$ para simulação platô e resultante, respectivamente. Esses valores são 22 e 21% menores quando comparados ao valor médio de *GPP* em todo o período analisado (1989 a 2005), para simulação platô e resultante, respectivamente.

3.4.2 Fase 2: Efeito da combinação platô e baixio nas projeções do CMIP5

3.4.2.1 Evapotranspiração

- **Evolução temporal**

A evolução temporal do fluxo de *ET* entre as simulações platô e resultante, com CO_2 fixo e variável, referente ao forçamento climático do HadGEM e do IPSL, indicaram uma tendência de aumento da taxa fotossintética da floresta ao longo dos anos, exceto no final do século (Figura 3.22 a, b). Essa redução visualizada nos últimos anos do século pode ser explicada devido à redução da precipitação nesse período, principalmente associada ao modelo HadGEM, o que parece ter potencializado o estresse hídrico das plantas.

Quando se comparam as simulações com os efeitos combinados das áreas de platô e baixio *vs* a representação homogênea da topografia, é possível notar que ambos os modelos (com e sem fertilização por CO_2) exibiram maiores valores da *ET* na simulação platô desde o início do século até o ano 2070, onde a diferença começa a reduzir, fazendo com que os fluxos de *ET* entre platô e resultante fiquem bem próximos, principalmente no HadGEM.

Os valores médios da *ET* referente ao forçamento climático do HadGEM considerando apenas o efeito das mudanças climáticas (CO_2 fixo), durante o período histórico, foi de 4,04 mm dia^{-1} para simulação platô e 3,73 mm dia^{-1} para simulação resultante, o que caracteriza uma diferença de 7,8%. No final do século, essa diferença reduz para apenas 2%, o que pode ser explicado pelos menores valores da *ET* na simulação platô, durante esse período (Tabela 3.7). A simulação platô exibiu um aumento da *ET* média, no final do século, de apenas 3,7% em relação ao período histórico, enquanto que, na simulação resultante, esse aumento foi cerca de 10%. Os valores da *ET* obtidos para o IPSL, nas simulações com CO_2 fixo, foram muito similares aos apresentados pelo HadGEM tanto no período histórico quanto no final do século, particularmente para simulação platô. No final do século, a simulação resultante apresentou aumento de 13,5% na taxa de *ET*

quando comparado ao HadGEM (Tabela 3.7), provavelmente devido à menor redução da precipitação.

Figura 3.22- Evolução temporal do fluxo médio de *ET* e umidade do solo na área de estudo.

HadGEM (a, c) e o IPSL (b, d). Os resultados incluem simulação platô e resultante, com (CO_2fixo) e sem (CO_2variavel) fertilização por CO_2, durante o período de 1961 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

Esses resultados sugerem que a *ET* referente à simulação considerando os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio sofreu ligeiramente menos com os impactos das mudanças climáticas no final do século. Isso pode ser devido à condição mais úmida do solo na área de baixio quando comparado ao platô, principalmente para modelo IPSL (Figura 3.22 c, d). A umidade do solo média no final do século (2069-2098) foi superior no baixio em ambos os modelos, com e sem fertilização por CO_2 da floresta. A umidade do solo referente ao forçamento climático do IPSL, por exemplo, apresentou um

aumento superior a 10% na simulação resultante quando comparado ao platô. Isso acontece porque o ambiente de baixio possui um lençol freático mais próximo à superfície, que é alimentado pelo fluxo de água subterrâneo ou fluxo de base advindo lateralmente das partes mais altas da floresta (os platôs).

Tabela 3.7 - Valores médios *GPP* entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando as projeções do HadGEM e IPSL.

Simulação	**Histórico**		**Futuro**	
	HadGEM	IPSL	HadGEM	IPSL
Plato_CO_2fixo	4,04	4,06	4,19	4,24
Resultante_CO_2fixo	3,73	3,75	4,10	4,65
Platô_CO_2variavel	4,05	4,07	4,35	4,55
Resultante_CO_2variavel	3,84	3,86	4,27	4,55

As taxas médias de *ET* estão em mm mês^{-1}. CO_2fixo (sem fertilização por CO_2) e CO_2variavel (com fertilização por CO_2). Para obtenção das médias considerou-se como período histórico e futuro o intervalo de 1976 a 2005 e 2069 a 2098, respectivamente.
Fonte: Produção do autor.

Diferentemente das simulações onde a concentração de CO_2 manteve-se constantecujas diferenças entre platô e resultante tornaram-se evidente apenas no final do século, as simulações em que foi considerado o efeito de fertilização da floresta começaram a exibir diferenças na taxa da *ET* entre platô e resultante a partir do ano 2000. A explicação para esse comportamento deve-se à forte resposta às concentrações de CO_2 atmosférico pela vegetação na simulação resultante, causando um maior aumento das taxas fotossintéticas da floresta quando comparado à simulação platô.

Porém, no final do século, assim como nas simulações com CO_2 fixo, é possível observar que a *ET* reduziu nas simulações platô e resultante, principalmente com relação ao HadGEM. Isso sugere que, mesmo a floresta tendo disponibilidade de CO_2 atmosférico, o estresse hídrico parece ter causado a limitação das taxas fotossintéticas nesse período, exceto nos anos de 1981 a 1991, quando a precipitação no modelo HadGEM apresentou um brusco aumento. Nesses anos, a taxa de *ET* aumentou em decorrência do aumento da precipitação, evidenciando a grande sensibilidade do modelo INLAND às forçantes climáticas, tais como a chuva.

Ao se comparar as simulações do INLAND, com e sem fertilização por CO_2 entre o período histórico (1976-2005) e futuro (2069-2098), em geral, nota-se pouca disparidade (Tabela 3.7). As maiores diferenças entre essas simulações foram encontradas no final do século, sendo, no entanto, menores que 8%. Nesse período, os resultados obtidos a partir do HadGEM indicaram um aumento na simulação com fertilização por CO_2 de 3,8 e 4,1% para platô e resultante, respectivamente, quando comparado à simulação que manteve fixa a concentração de CO_2. Por sua vez, os valores correspondentes para o IPSL foram de 7,3% no platô e de 2,2% para resultante.

Quando a *ET* é analisada em relação aos seus fluxos componentes (*Et, Ei* e *Es*) separadamente, é possível notar, de forma evidente, o efeito da fertilização por CO_2 na floresta (Figura 3.23). O fluxo de transpiração (*Et*), por exemplo, exibiu um crescimento em resposta à fertilização em ambos os períodos (histórico e futuro) para os experimentos com forçamento climático do IPSL e do HadGEM. No entanto, no final do século, tornou-se mais difícil observar a influência da fertilização por CO_2 na vegetação, principalmente no experimento com HadGEM. Isso acontece porque a vegetação que vinha apresentando uma redução contínua nas taxas de *Et* ao longo dos anos, na simulação com CO_2 fixo, sofreu um aumento repentino no final do século, resultando em valores médios bem próximos da *Et* obtida considerando uma atmosfera enriquecida por CO_2.

Esse aumento foi causado particularmente pela contribuição da *Et* no dossel inferior da vegetação, que, juntamente com a contribuição do dossel superior, origina a *Et* total da floresta no INLAND (Figura 3.24 a, b). A *Et* da floresta referente ao dossel inferior, no experimento com concentração fixa de CO_2, apresentou um crescimento contínuo ao longo da série analisada (para ambas as simulações platô e resultante), com aumento intenso a partir de 2050, como pode ser verificado em ambos os modelos (Figura 3.24 a, b). Os máximos valores foram encontrados no ano de 2098, de 2,34 e 2,20 mm dia^{-1} para simulação platô e resultante, respectivamente, o que representa aumento de 5% (platô) e 12% (resultante), quando comparado ao IPSL.

Figura 3.23 - Evolução temporal do fluxo médio de *ET* e seus componentes, na simulação platô e resultante.

HadGEM (a) e IPSL (b). Os resultados incluem simulação platô e resultante, com (CO_2fixo) e sem (CO_2variavel) fertilização por CO_2, durante o período de 1961 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, a *Et* associada ao dossel superior exibiu uma tendência de redução que se intensificou a partir de 2050, com valores mínimos no ano de 2098. No experimento como forçamento climático do modelo HadGEM, os valores mínimos foram 0,78 e 0,83 mm dia^{-1}, respectivamente, para as simulações platô e resultante (Figura 3.24 a). Essas taxas foram aproximadamente 30% inferiores para platô e resultante, quando comparadas aos valores encontrados no experimento com forçamento climático do IPSL (Figura 3. 24 b).

Tal comportamento pode ser explicado pelas diferenças entre o *LAI* do dossel superior e inferior da vegetação, no modelo INLAND, nas simulações onde foram considerados apenas os impactos das mudanças climáticas (CO_2, fixo) Enquanto o dossel superior da vegetação exibe valores de *LAI* que vão reduzindo gradativamente ao longo dos anos tanto para as simulações platô quanto resultante, o dossel inferior apresenta um comportamento oposto (Figura 3.24 c, d). Nota-se um claro crescimento do *LAI* na vegetação localizada no dossel inferior, com o passar dos anos, que se intensifica no

final do século, principalmente no experimento com o forçamento climático do HadGEM (Figura 3.24 c).

Figura 3.24 - Evolução temporal do fluxo de *Et* e *LAI* entre o dossel superior e inferior na área de estudo, com CO_2 fixo.

Transpiração ou *Et* (a, b) e *LAI* (c, d). Os resultados referem-se às simulações platô e resultante para os experimentos com o HadGEM e o IPSL.
Fonte: Produção do autor.

Essas diferenças estão relacionadas à competição entre as espécies na mesma célula de grade, que no modelo INLAND é representado pelo dossel superior e inferior. O INLAND trata como superior a vegetação composta por tipos funcionais de árvores, com maior estoque de C, enquanto o dossel inferior representa gramíneas e arbustos. Enquanto o dossel superior tem maior acesso à radiação solar que incide na floresta, o dossel inferior tem acesso mais rápido à água no solo. Os resultados parecem sugerir que a água no solo, no final do século, foi mais determinante para manter as taxas fotossintéticas da floresta no modelo quando comparado à radiação solar.

Os resultados da taxa de *Et* associado ao *LAI* da vegetação entre dossel superior e inferior parecem indicar uma possível mudança na estrutura da vegetação em

decorrência das mudanças climáticas, sugerindo a ocorrência de uma vegetação de mais baixo porte no final do século. De fato, esses resultados corroboram com o estudo de Castro (2017), o qual, utilizando projeções climáticas do modelo IPSL (cenário RCP 8.5) para avaliar os impactos das mudanças climáticas na floresta, verificou, nas simulações utilizando o INLAND, uma predominância de vegetação caracterizada por arbustos e gramíneas, ao longo da bacia. Essa mudança poderia causar impactos significativos na importância que a floresta exerce para o clima regional e global.

Em contrapartida, ao se considerar a *Et* para as simulações (platô e resultante) onde a vegetação foi fertilizada por CO_2 é possível notar um comportamento oposto ou seja, observa-se um crescimento da taxa fotossintética da floresta, acompanhado também de um aumento do LAI, sugerindo portanto uma potencialização de sua capacidade de atuar como sumidouro de C da atmosfera (Figura 3.25). Esse comportamento é observado tanto para as simulações considerando a projeção do HadGEM (Figura 3.25 a, c) quanto IPSL (Figura 3.25 b, d). As projeções do modelo IPSL revelaram maiores taxas de transpiração média, quando comparado com HadGEM, de cerca de 15% e 13% para platô e resultante, respectivamente.

O efeito de fertilização no HadGEM e IPSL também pode ser observado de forma bem evidente no fluxo de Es, principalmente na simulação resultante e para o modelo IPSL (Figura 3.23). O fluxo de evaporação do solo no período futuro, por exemplo, apresentou redução de 78% e 82% respectivamente, para platô e resultante, no experimento com fertilização por CO_2. O fluxo de evaporação do solo, apesar de sua menor magnitude, é o segundo termo com maior sensibilidade à fertilização por CO_2.

Figura 3.25 - Evolução temporal do fluxo de *Et* e *LAI* entre o dossel superior e inferior na área de estudo, com fertilização por CO_2.

Transpiração ou *Et* (a, b) e *LAI* (c, d). Os resultados referem-se às simulações platô e resultante para as projeções do HadGEM e do IPSL.
Fonte: Produção do autor.

- **Distribuição espacial das tendências**

A distribuição da diferença média entre o período futuro (2069-2098) e período histórico (1976-2005) pode ser observada na Figura 3.26, para ambas as simulações do modelo INLAND (platô e resultante), com CO_2 fixo e variável de acordo com HadGEM e IPSL. A comparação da diferença média ou tendências entre as simulações considerando os efeitos das áreas de platô e de baixio *vs* a representação homogênea da área de estudo permitiu contabilizar em cada uma de tais simulações os principais impactos devido às mudanças climáticas e à fertilização de CO_2 atmosférico.

De acordo com os resultados, as projeções do modelo HadGEM indicaram, no final do século, forte redução nas taxas de *ET* da floresta na região nordeste, superior a 1,5 mm dia^{-1}, o que pode ser notado nas simulações platô e resultante (Figura 3.26 a, b). No entanto, a simulação que considerou a combinação das áreas de platô e de baixio parece

ter sofrido ligeiramente menos os impactos das mudanças climáticas, particularmente no norte do Pará, onde é possível observar que a redução da *ET*, antes superior a 1,5 mm dia^{-1}, passou para 1,0 mm dia^{-1}, ou seja, observa-se uma redução do campo de tendências negativas em tal simulação em comparação ao platô. Esse mesmo efeito, nas projeções do HadGEM, também pode ser visualizado na região da Amazônia Boliviana, que apresentou redução das tendências negativas, da ordem de até 1,0 mm dia^{-1}, para as simulações onde foi considerada a combinação das florestas de platô e de baixio quando comparada com a simulação apenas para a área de platô. Nessa área, os resultados também indicam maior redução das taxas de *ET*, segundo as projeções do modelo IPSL, que é bastante conhecido por apresentar projeções pessimistas nessa porção da bacia quando comparado aos demais modelos (SORRIBAS et al., 2016). De acordo com as projeções do IPSL, a *ET* na simulação resultante não sofreu tanto os efeitos das mudanças climáticas, o que pode ser visualizado pela redução do campo de tendências negativas de até 1,5 mm dia^{-1} quando comparado ao platô.

O efeito da combinação das áreas de platô e de baixio nas simulações do INLAND com CO_2 fixo também pode ser visualizado desde a região central até noroeste da bacia, em ambos os modelos (Figura 3.26 b, d). Nessas áreas, há uma tendência de aumento das taxas fotossintéticas da floresta no final do século, o que pode estar relacionado com sua maior disponibilidade de água, uma vez que as projeções apontam menores impactos na precipitação nessas áreas e também são regiões onde o lençol freático está mais próximo à superfície. Essa tendência de aumento correspondeu a valores superiores a 0,5 mm dia^{-1} nas projeções dos dois modelos globais (HadGEM e IPSL).

Esses resultados juntos indicam que as simulações cuja combinação das áreas de platô e baixio foi considerada no INLAND foram particularmente importantes para atenuar os efeitos das mudanças climáticas nas áreas que sofreram mais devido à redução da precipitação, como região nordeste e Amazônia Boliviana, evidenciando sua melhor condição hídrica, uma vez que considera o efeito das áreas de baixio da floresta. Isso evidencia a importância de considerar tais áreas nos estudos de mudanças climáticas da floresta, uma vez que poderiam estar indicando uma condição ligeiramente mais pessimista em algumas áreas da bacia do que ocorre na realidade.

Figura 3.26 - Distribuição espacial das tendências da *ET* para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante.

Sem fertilização por CO_2 ou CO_2fixo (a, b, c, d) e com fertilização de CO_2 ou CO_2variável (e, f, g, h).
Fonte: Produção do autor.

Os resultados dessa análise também revelam o efeito da fertilização por CO_2 sobre a vegetação da floresta nas simulações platô e resultante, referente ao HadGEM e IPSL, caracterizado pelo aumento da taxa de *ET* (Figura 3.26 e, f, g, h). Esse comportamento sugere que, quando a floresta assimilou mais CO_2, ela exibiu uma ampliação de sua capacidade de atuar como sumidouro de CO_2 da atmosfera, principalmente nas áreas onde o lençol freático está mais próximo à superfície. Nessas áreas, é possível notar um aumento de 0,5 mm dia^{-1} para HadGEM e IPSL, em ambas as simulações, quando comparado às simulações com CO_2 fixo. As simulações cuja combinação de platô e baixio foi considerada para obtenção do fluxo de *ET*, tanto para as projeções do HadGEM quanto IPSL, apresentaram um aumento das taxas fotossintéticas em uma maior porção da bacia quando comparado à simulação platô, principalmente na faixa entre região central e oeste, refletindo o efeito de uma atmosfera enriquecida por CO_2 aliado à maior disponibilidade de água.

No entanto, o efeito da fertilização por CO_2 não foi observado em todos os domínios da bacia. As taxas de *ET* no nordeste da área de estudo, segundo as projeções do HadGEM, assim como nas simulações sem fertilização, continuam apresentando forte redução no final do século para platô e resultante (superior a 1,5 mm dia^{-1}). Mesmo efeito também visualizado na região da Amazônia Boliviana, segundo as projeções de ambos os modelos. Esses resultados indicam uma forte relação entre o déficit hídrico e a produtividade da floresta, nos experimentos com e sem fertilização por CO_2, com menores valores de produtividade onde há um maior déficit hídrico.

Isso significa que a introdução do efeito de fertilização por CO_2 não parece não ter sido preponderante onde a precipitação exibiu uma maior redução no final do século, principalmente na região nordeste, onde a redução foi superior a 1000 mm por ano, de acordo com a projeção do HadGEM. Nas regiões onde a *ET* exibiu redução no final do século, a combinação das áreas de platô e baixio tiveram o mesmo efeito que nos experimentos com CO_2 fixo. Houve uma atenuação da redução da *ET* quando a combinação platô e baixio foi adicionada nas simulações do INLAND, ressaltando, mais uma vez, os benefícios de incluir a variabilidade das caraterísticas da escala de subgrade aos modelos de superfície continental para representação dos diversos processos entre a floresta Amazônica e a atmosfera.

3.4.2.2 Produtividade Primária Bruta

- **Evolução temporal**

A evolução temporal da *GPP* entre as simulações platô e resultante, desde 1961 até 2098, para ambos os modelos HadGEM e IPSL com CO_2 fixo e variável pode ser observado na Figura 3.27. O fluxo de *GPP* na simulação platô é claramente maior ao longo do período analisado para o forçamento climático do HadGEM e do IPSL, considerando tanto os impactos das mudanças climáticas quanto a fertilização por CO_2. No entanto, em todas as simulações, é possível notar uma tendência de redução entre essa diferença, no final do século. E assim como constatado na análise da *ET*, essa menor diferença deve-se ao menor impacto às mudanças climáticas dos fluxos obtidos

na simulação resultante, que pode estar associado a melhor condição de água no solo do baixio quando comparado ao platô.

Figura 3.27 – Evolução temporal do fluxo médio de *GPP* entre as simulações platô e resultante, na área de estudo.

HadGEM (a) e o IPSL (b). Os resultados incluem simulação platô e resultante, com (CO_2fixo) e sem (CO_2variavel) fertilização por CO_2, durante o período de 1961 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

Nas simulações com CO_2 fixo, cuja tendência é de redução da produtividade ao longo dos anos (exceto nos anos de 2081 e 2098, em reposta ao aumento da precitação), os valores de *GPP* de acordo com o modelo HadGEM no período histórico, de 226,1 gC m^2 $mês^{-1}$ (platô) e 194,1 gC m^2 $mês^{-1}$ (resultante) gC m^2 $mês^{-1}$, sofreram redução de 13% e 7,6% para platô e resultante respectivamente, no final do século (Tabela 3.8). Essa redução foi mais suavizada no caso do IPSL, de 9% e 7% para platô e resultante, respectivamente, devido à menor redução da precipitação no final do século, segundo as projeções de tal modelo.

Tabela 3.8 - Valores médios *GPP* entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando projeções do HadGEM e IPSL.

Simulação	**Histórico**		**Futuro**	
	HadGEM	IPSL	HadGEM	IPSL
Plato_CO2fixo	226,1	227,2	196,9	206,2
Resultante_CO2fixo	194,1	195,1	179,3	181,1
Platô_CO2variavel	265,7	267,2	325,9	374,6
Resultante_CO2variavel	235,9	237,2	299,9	346,0

As taxas médias de *GPP* estão em gC m^{-2} $mês^{-1}$. CO_2fixo (sem fertilização por CO_2); e CO_2variavel (com fertilização por CO_2).
Fonte: Produção do autor.

Nos experimentos em que foi considerada uma atmosfera enriquecida de CO_2, por outro lado, o comportamento do fluxo de *GPP* é oposto, exibindo aumento da capacidade da floresta de atuar como sumidouro de C da atmosfera ao longo dos anos, principalmente na simulação platô. Os valores de *GPP* médio no período histórico de 265,7 e 235,9 gC m^2 $mês^{-1}$ para as simulações platô e resultante, respectivamente, referente ao forçamento climático do HadGEM, aumentou 22,6% (platô) e 27,1% (resultante) no período futuro. Esses valores foram inferiores àqueles do IPSL de 40,2% para platô e de 45,9% para resultante (Tabela 3.8).

De acordo com as projeções de ambos os modelos (HadGEM e IPSL), o fluxo de *GPP* médio na simulação resultante, no final do século, apresentou menores impactos às mudanças climáticas e maior crescimento da produtividade da floresta devido ao efeito de fertilização por CO2 na atmosfera quando comparado à simulação platô. Esses resultados sugerem que a produtividade da floresta na simulação que considerou a combinação das áreas de platô e de baixio sofreu menos o impacto da redução da precipitação no final do século (principalmente na prejeção do HadGEM), que causou uma ligeira redução da tendência de aumento de tal fluxo mesmo considerando uma atmosfera enriquecida por CO_2.

No entanto, esse é um exercício em que não é considerada a limitação de nutrientes (N, P), o que poderia restringir a assimilação de C (KATTGE et al., 2009; WALKER et al., 2014). Nas florestas tropicais, sabe-se que existe uma forte limitação de tais nutrientes

(BROWN, 1987) e que a disponibilidade de nutrientes exerce um forte efeito sobre as taxas fotossintéticas da floresta, ao longo de toda a bacia (MERCADO et al., 2011). Isso significa que o crescimento da vegetação poderia ser interrompido no caso de indisponibilidade de N e P, por exemplo, mesmo a floresta sendo fertilizada por CO2, e a vegetação poderia não apresentar esse crescimento exponencial como demonstrado na Figura 3.27. Além disso, reconhece-se atualmente que os efeitos de elevadas concentrações de CO_2 observados em sítios experimentais podem estar superestimando as respostas reais, devido a outros fatores limitantes tais como ocorrência de pragas e doenças, ervas daninhas, competição por água, entre outros fatores, e não são ainda bem conhecidos em grandes escalas, e nem suficientemente implementados nos mais sofisticados modelos disponíveis (IPCC, 2007).

- **Distribuição espacial das tendências**

De acordo com as projeções dos modelos HadGEM e IPSL, a taxa de *GPP* nas simulações que mantiveram o CO_2 fixo exibe uma tendência de redução ao longo de toda a região de borda da bacia, no final do século, principalmente onde há uma condição mais pessimista para a precipitação (Figura 3.28 a, b, c, d). Para as projeções do HadGEM, por exemplo, essa maior redução ocorreu na região nordeste da bacia (superior a100 gC m^2 mes^{-1}). As projeções do IPSL, por outro lado, indicaram uma maior redução na Amazônia Boliviana, porém de menor magnitude, variando entre 60 a 100 gC m^2 mes^{-1}. Esses valores, referente a ambos os modelos, podem ser observados principalmente para as simulações cuja representação da topografia foi homogênea. Isso ocorre porque a redução da *GPP* decorrente das mudanças climáticas parece ter sido ligeiramente atenuada (em até 60 gC m^2 mes^{-1}) no caso das simulações que consideraram os efeitos combinados das áreas de platô e baixio.

Os resultados também indicam que na região central ocorreu os menores impactos na taxa de produtividade da floresta, devido às mudanças climáticas (CO_2 fixo), quando comparado às demais áreas na bacia, o que está associado à menor redução da precipitação, de acordo com HadGEM e IPSL. Na simulação resultante, por exemplo, cuja combinação das áreas de platô e de baixio está incorporada, é possível observar

que, diferentemente da simulação platô, os valores de produtividade apresentam um ligeiro aumento (40 gC m^2 mes^{-1}), em decorrência da proximidade do lençol freático à superfície. Esse efeito pode ser principalmente visualizado nas projeções do HadGEM, que apresentaram menor redução da precipitação quando comparado ao IPSL para essa área da bacia.

Figura 3.28 - Distribuição espacial das tendências da *GPP* para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante.

Sem fertilização por CO_2 ou CO_2fixo (a, b, c, d) e com fertilização de CO_2 ou CO_2variável (e, f, g, h).
Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, o efeito da fertilização por CO_2 na taxa de produtividade da floresta para ambas as simulações, com e sem a consideração das características de subgrade, pode ser claramente notado para as projeções do HadGEM e do IPSL, exceto na região nordeste e na Amazônia Boliviana, cujos respectivos modelos HadGEM e IPSL continuam exibindo redução elevada, sugerindo que nessas áreas a redução da precipitação somada ao aumento de temperatura contribui para potencializar o estresse hídrico das plantas (Figura 3.28 e, f, g, h).

No restante da bacia, a atmosfera enriquecida por CO_2 causou um aumento das taxas fotossintéticas, sendo maiores principalmente no noroeste e região central da bacia (acima de 180 gC m^2 mes^{-1}), corroborando com as projeções menos pessimistas da taxa de precipitação e distribuição da profundidade do lençol freático. Em tais simulações, não foram observadas grandes variações entre as simulações platô e resultante. Mais uma vez, é importante lembrar que esses resultados são baseados em simulações cuja limitação da floresta por nutrientes não é considerada, o que poderia causar modificações nos resultados obtidos a partir dessas simulações. Além disso, não são consideradas, nessas simulações, as mudanças de uso no solo ao longo do tempo, decorrente da atividade de desmatamento, que é uma realidade preocupante principalmente no futuro.

3.4.2.3 Eficiência do uso da água na área de estudo

A evolução temporal da Eficiência do Uso da Água (EUA) - relação entre as quantidades de CO_2 assimilado e de H_2O perdida entre as simulações considerando a combinação das áreas de platô *vs* a representação homogênea da área de estudo, com CO2 fixo e variável pode ser observada de acordo com o forçamento climático do HadGEM (Figura 3.29 a) e do IPSL (Figura 3.29 b). Os resultados indicam que as simulações do INLAND, com fertilização de CO_2, tiveram melhor *EUA* em ambas as projeções (HadGEM e IPSL). Isso significa que tanto as simulações platô quanto resultante exibiram uma maior produtividade usando menor quantidade de água, para o caso em que a floresta estava enriquecida por CO_2 atmosférico.

Estudos anteriores também mostraram um aumento da taxa fotossintética diante de uma maior disponibilidade de CO_2 atmosférico na região da Amazônia, como o de Ainsworth e Long (2005), Rezende (2015) e Castro et al. (*em preparação*). Os dois últimos estudos também utilizaram o modelo INLAND. De acordo com Dieleman et al. (2012) e Coe et al. (2016), o aumento da *EUA* sob condições de elevadas concentração de CO_2 é devido ao fato de que os estômatos ficam abertos menos tempo para captar CO_2, ou seja, a menor condutividade estomatal reduz a perda de umidade enquanto os níveis aumentados de CO_2 atmosférico mantêm as concentrações internas de CO_2 e, assim, a fotossíntese. No entanto, Lima e Alves (2008) alertam que, sob cenários de

aumentos crescentes de temperatura, este efeito pode ser anulado pelos impactos da variabilidade climática. Dessa forma, o conhecimento dessa variável é um fator importante nos estudos de resiliência da floresta tropical, diante das mudanças climáticas.

Figura 3.29 - Evolução temporal do fluxo médio de *EUA* entre as simulações platô e resultante, na área de estudo.

HadGEM (a) e o IPSL (b). Os resultados incluem simulação platô e resultante, com (CO_2fixo) e sem (CO_2variavel) fertilização por CO_2, durante o período de 1961 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

As simulações platô e resultante apresentaram pouca disparidade para os experimentos em que apenas os impactos das mudanças climáticas foram avaliados (CO_2 fixo). Nesse experimento, ambos exibiram uma tendência de redução da *EUA* com valores mínimos de 2,2 e 2,4 gC m^{-2} mm^{-1} no final do século, respectivamente, de acordo com as projeções do HadGEM e IPSL. Esses valores foram cerca de 10% inferiores aos valores médios encontrados para o período histórico e indicam que as mudanças climáticas ao longo do século afetaram negativamente a *EUA* da floresta.

As maiores diferenças na *EUA* entre as simulações platô e resultante no final do século, decorrente dos impactos causados pelas mudanças climáticas, concentram-se na região central e noroeste da bacia (Figura 3.30 a, b, c, d). Nessas áreas, a *EUA* na simulação resultante, para as projeções do HadGEM e IPSL, apresentou maior redução em comparação com a simulação platô (0,4 a 0,6 gC m^{-2} mm^{-1}). Segundo as projeções do

HadGEM, a maior redução da *EUA* na simulação resultante ocorreu em grande parte da região central e noroeste da região de estudo. Para o IPSL, no entanto, esse comportamento foi similar apenas em uma pequena área no noroeste da bacia, na região norte do Peru.

Figura 3.30 - Distribuição espacial das tendências da *EUA* para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante.

Sem fertilização por CO_2 ou CO_2fixo (a, b, c, d) e com fertilização de CO_2 ou CO_2variável (e, f, g, h).
Fonte: Produção do autor.

Esse comportamento pode ser devido à condição mais úmida do solo nessas áreas, favorecida pela projeção mais otimista da precipitação no final do século nessas áreas, associado com a presença do lençol freático sempre próximo à superfície. Esses resultados são corroborados por Campos et al. (2013), que descobriram uma maior *EUA* nos períodos mais secos para todos os biomas estudados, desde gramíneas até florestas (hemisfério norte e sul), o que revela a capacidade das plantas de tolerar condições de baixa precipitação. Comportamento semelhante também foi encontrado por Rezende (2015) em estudo recente realizado no semiárido brasileiro. De acordo com esse autor, os experimentos realizados para uma condição mais seca mostraram aumento superior a 19% na *EUA* quando comparado ao mesmo experimento, porém em condições úmidas.

Por sua vez, os experimentos considerando a fertilização de CO_2 indicaram valores maiores de *EUA* para as simulações platô em ambos os modelos durante todos os anos, e principalmente no final do século (Figura 3.29). Nesse período, ambos os modelos apresentaram um aumento médio na bacia de 7% para a *EUA* no platô quando comparado à simulação resultante. A distribuição da diferença média ou tendência ao longo da bacia indica que o efeito da fertilização por CO_2 provocou um aumento da capacidade de assimilação de C por unidade de água transpirada, principalmente nas áreas que apresentam menores taxas de precipitação, segundo as projeções do HadGEM e IPSL (Figura 3.30 e, f, g, h).

Quando os valores de *EUA* entre a simulação resultante e platô são comparadas, considerando um cenário de fertilização por CO_2, nota-se que a combinação das áreas de platô e de baixio causou menor taxa de *EUA*, efeito que pode ser observado de forma acentuada também na região central (caracterizada pela diferença entre futuro e presente em torno de zero). Isso indica que, mesmo em uma atmosfera enriquecida por CO_2, a *EUA* reduziu nas áreas que apresentam maior proximidade com lençol freático, sugerindo que a condição de umidade do solo foi preponderante para determinar as taxas da *EUA*.

3.4.2.4 Troca líquida de CO_2 do ecossistema

A evolução temporal da troca líquida de CO_2 entre a vegetação e a atmosfera (*NEE*), de modo geral, sugere que a floresta Amazônica, que atuava como um sumidouro de CO_2 da atmosfera no início do século (caracterizado por sinais negativos) exibe uma tendência de redução da assimilação de C ao longo dos anos, tornando-se fonte de CO_2 no final do século (valores positivos), particularmente nas simulações com CO_2 fixo, onde são analisados os impactos causados pelas mudanças climáticas (Figura 3.31 a, b).

Nessas simulações, os valores de *NEE* encontrados no período histórico, considerando forçamento climático do HadGEM e do IPSL, indicaram valores próximos entre a taxa de assimilação na floresta de platô (-12,6 gC m^{-2} $mês^{-1}$) e combinação de platô e baixio (-9,2 gC m^{-2} $mês^{-1}$) (Tabela 3.9). Porém, quando o comportamento da floresta inverte no

final do século e ela passa a emitir CO_2 para a atmosfera, principalmente nas regiões de bordas ao longo de toda porção ocidental da bacia (Figura 3.32 a, b, c, d), os maiores valores de emissão são apresentados pela simulação platô. Segundo as projeções dos modelos globais, o platô apresentou valores médios de emissões de aproximadamente 10,3% (HadGEM) e 22,6% (IPLS) superiores aos encontrados na simulação resultante nesse período, o que sugere uma possível atenuação dos impactos causados pela redução da precipitação e aumento da temperatura, quando considerado um ambiente mais úmido. Complementarmente, observa-se que a projeção do HadGEM apresentou maiores taxas de emissão quando comparado ao modelo IPLS, de 32,3 e 47,2% nas simulações platô e resultante, respectivamente, o que pode estar relacionado à maior redução da precipitação e aumento da temperatura referente ao HadGEM.

Figura 3.31- Evolução temporal do fluxo médio de *NEE* entre as simulações platô e resultante, na área de estudo.

HadGEM (a) e o IPSL (b).Os resultados incluem simulação platô e resultante, com (CO_2fixo) e sem (CO_2variavel) fertilização por CO_2, durante o período de 1961 a 2098.
Fonte: Produção do autor.

Essa inversão do papel da floresta no final do século, como efeito das mudanças climáticas, onde ela passa de sumidouro a fonte de C para a atmosfera, pode estar associado a uma possível mudança da estrutura da floresta, como sugerem as taxas de transpiração e *LAI* entre dossel superior e inferior, corroborado a distribuição da biomassa de Castro (2007), já discutido anteriormente. Os impactos das mudanças climáticas no comportamento da floresta fazendo com que ocorra inversão de seu papel,

ou seja, deixando assimilar CO_2 da atmosfera para se tornar fonte, já foi amplamente discutido (PHILLIPS, 2009; LEWIS, 2011, GATTI et al., 2014).

Diferentemente das simulações em que apenas os efeitos das mudanças climáticas foram avaliados, as simulações em que foi considerada uma atmosfera enriquecida de CO_2 mostraram uma maior capacidade da floresta de permanecer atuando como sumidouro de CO_2 no final do século, ou seja, a floresta continuou a assimilar C da atmosfera nesse período, porém com valores bastante reduzidos se comparados às taxas no início do século (Tabela 3.9). Esse comportamento destaca o efeito da fertilização na vegetação, evidenciando seu potencial de reverter às mudanças climáticas originadas do próprio aumento de CO_2, o que também foi verificado nas simulações de Castro (2017). Em tais experimentos, as taxas de assimilação no início do século, assim como nos experimentos com CO_2 fixo, foram próximas entre a floresta de platô e a combinação platô e baixio. Em geral, a floresta de platô apresentou um ligeiro aumento de 14,4% (HadGEM) e 13,8% (IPSL), quando comparado com valores da simulação resultante (Tabela 3.9).

Ao se comparar o efeito da fertilização de CO_2 entre as simulações do INLAND no início e no final do século, nota-se uma redução da capacidade da floresta de atuar como sumidouro de CO_2 nos últimos anos do século. Entretanto, essa redução parece ter sido ligeiramente menor para a simulação cuja combinação das áreas de platô e de baixio foi considerada, o que pode estar associado à condição mais úmida do solo nas áreas de baixio, uma vez que esse efeito é observado principalmente nas áreas onde o lençol freático está mais próximo à superfície (Figura 3.32 e, f, g, h). As taxas de assimilação na simulação resultante, de acordo com as projeções do modelo HadGEM, foram de 2,3 gC m^{-2} $mês^{-1}$, valor ligeiramente superior ao encontrado na simulação cuja topografia foi considerada como um meio homogêneo (0,7 gC m^{-2} $mês^{-1}$). Adicionalmente, a pequena diferença média de 13,8% entre as taxas de assimilação das simulações platô e resultante no início do século, de acordo com as projeções do IPSL, reduz para valores próximos à zero, sugerindo que a representação das características presentes nas escalas de subgrade ao modelo de superfície INLAND parece ter sido importante na manutenção da capacidade da floresta de atuar como sumidouro.

Figura 3.32 - Distribuição espacial das tendências da *NEE* para o final do século em relação ao período histórico, entre as simulações platô e resultante.

Sem fertilização por CO_2 ou CO_2fixo (a, b, c, d) e com fertilização de CO_2 ou CO_2variável (e, f, g, h).
Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.9 - Valores médios *NEE* entre simulação platô e resultante para período histórico e futuro considerando projeções do HadGEM e IPSL.

Simulação	**Histórico**		**Futuro**	
	HadGEM	IPSL	HadGEM	IPSL
Plato_CO_2fixo	-12,60	-12,70	8,60	6,50
Resultante_CO_2fixo	-9,20	-9,90	7,80	5,30
Platô_CO_2variavel	-20,70	-21,40	-0,70	-13,30
Resultante_CO_2variavel	-18,10	-18,80	-2,30	-13,50

As taxas médias de *NEE* estão em gC m^{-2} $mês^{-1}$. CO_2fixo (sem fertilização por CO_2); e CO_2variavel (com fertilização por CO_2).
Fonte: Produção do autor.

3.5 Conclusões

Nessa etapa da pesquisa, o modelo INLAND (modo *"offline"*) foi inicialmente forçado por um conjunto de dados climáticos de alta resolução temporal, com o objetivo de

contabilizar os efeitos combinados das áreas de platô e baixio das florestas de Terra Firme nos processos de troca de fluxos de água, energia e carbono entre a vegetação e a atmosfera. Os resultados demonstraram que a inclusão da representação desses ambientes nas simulações do INLAND, entre o período de 1989 a 2005, melhorou o desempenho do modelo na representação dos fluxos de *ET* e *GPP* na bacia Amazônica, o que denota a importância da inserção das características topográficas de subgrade para representar a superfície terrestre nesta região.

Nas simulações considerando a dinâmica da topografia, o fluxo da *ET* foi de 3,26 mm dia^{-1}, com uma redução do viés médio de 7% para o período total analisado e 13% para a estação seca, quando comparado aos resultados obtidos a partir das simulações com representação homogênea das características da superfície. A análise do fluxo médio de *GPP* para o período de estudo, considerando a paisagem homogênea, apresentou valor de 303 gC m2 $mês^{-1}$, o que superestima em 30% os valores observados disponíveis. Em contrapartida, nas simulações em que foram consideradas as características da escala de subgrade, esse viés reduziu para 15%, tornando a representação da produtividade da floresta mais próxima da observada. Esses resultados indicam que a contabilização dos efeitos induzidos pelas características topográficas em nível de subgrade, no modelo INLAND, é fundamental para reduzir os erros sistemáticos nos processos de interação solo-planta-atmosfera, pois, ao assumir a topografia como sendo um plano homogêneo, verifica-se a intensificação do viés positivo dos fluxos de *ET* e *GPP*.

Também foi investigado a influência da variabilidade topográfica nas respostas da floresta em relação às mudanças climáticas e ao aumento da concentração de CO_2 na atmosfera. Para isso, o modelo INLAND foi forçado com um conjunto de dados climáticos referente a dois modelos globais (HadGEM2-ES e IPSL-CM5A-LR), representados pelo clima presente (histórico) e futuro (cenário RCP 8.5). De maneira geral, os resultados mostraram que a heterogeneidade da topografia atenuou ligeiramente os efeitos das mudanças climáticas nos componentes dos diferentes balanços da floresta, principalmente nas porções nordeste e sudoeste da bacia Amazônica, onde ocorreu maior redução das taxas de precipitação de acordo com as projeções.

Quando a variabilidade da topografia foi considerada, as projeções do HadGEM indicaram menor redução no fluxo de *ET* para o nordeste da bacia (0,5 mm dia^{-1}). Esse mesmo efeito foi encontrado para a Amazônia Boliviana que, quando comparada à região nordeste, exibiu maior magnitude de atenuação nas taxas fotossintéticas da floresta (HadGEM até 1,0 mm dia^{-1} e IPSL até 1,5 mm dia^{-1}). Nessas mesmas áreas, onde a precipitação sofreu maior impacto das mudanças climáticas, foi constatada uma resposta similar para a produtividade da floresta em ambos os modelos globais, com atenuação de até 40 gC m^{-2} $mês^{-1}$ no fluxo de *GPP*, se comparado com as simulações com representação homogênea da superfície. Adicionalmente, uma redução de cerca de 60 gC m^{-2} $mês^{-1}$ pode ser notada ao longo das bordas norte e sudeste da área de estudo, onde os impactos das mudanças climáticas parecem ter sido mais fortemente atenuados devido à coexistência das áreas de platô e de baixio, evidenciando a importância da representação correta das características da superfície para a estimativa da produtividade da floresta.

Em ambas as simulações, com e sem a coexistência dos ambientes de platô e baixio, a vegetação exibiu uma elevada resposta à fertilização por CO_2 atmosférico, caracterizada por um aumento nos fluxos de *ET* e *GPP*, que pode ser observada para as projeções do HadGEM e IPSL. Este resultado sugere que a floresta foi capaz de reverter as mudanças climáticas decorrentes do aumento do CO_2, exceto nas áreas concentradas no nordeste da bacia e na Amazônia Boliviana. Nessas regiões, o efeito do estresse hídrico causado pela elevada redução da precipitação parece ter sido um fator limitador, mesmo considerando uma atmosfera enriquecida por CO_2. Apesar disso, nessas áreas a floresta apresentou um aumento na *EUA* em ambas às simulações (superior a 1,2 mm dia^{-1}), diferentemente da região central, onde o lençol freático está localizado próximo à superfície. Nas simulações em que o CO_2 manteve-se fixo, no entanto, observa-se uma redução da EUA em toda a extensão da bacia, quando comparado ao período histórico, para HadGEM e IPSL.

O efeito da fertilização por CO_2 também foi importante para manter a função da floresta como sumidouro de C no final do século, diferentemente das simulações que

consideraram apenas os efeitos das mudanças climáticas, o que pode ser notado nas projeções do HadGEM e IPSL. Em tais simulações, pouca diferença pode ser notada entre as simulações que consideraram a floresta como um plano homogêneo e a variabilidade da topografia, mas em geral, a manutenção da função da floresta como sumidouro de C apresentou um ligeiro aumento nas simulações que consideraram a coexistência dos ambientes de platô e de baixio. Todos esses resultados juntos destacam a importância dos ambientes de baixio na dinâmica da floresta, confirmando a hipótese inicial de que o refinamento da representação da topografia referente à escala de subgrade pode atenuar os impactos das mudanças climáticas nos diversos fluxos à superfície, especialmente devido à condição hídrica, que favorece um ambiente mais úmido do que nas áreas de platôs.

4 CONCLUSÃO FINAL

Motivado pela influência que a heterogeneidade da topografia nas florestas de Terra Firme exerce sobre os diversos fluxos à superfície, este trabalho buscou aprimorar o conhecimento para contabilizar os efeitos da topografia na representação dos processos de troca de fluxos de água, energia e carbono entre a floresta e a atmosfera, considerando os atributos da vegetação, do solo e da condição hidrológica que estão fortemente associados à variação da topografia nessas florestas. Suspeitava-se que a representação simplificada dos efeitos da heterogeneidade da floresta tropical induzidos pelas características topográficas, em nível de subgrade, típico do ambiente de floresta na Amazônia, implica em uma potencial fonte de erros e incertezas na simulação dos fluxos, devido à não linearidade e heterogeneidade em uma escala mais refinada dos processos à superfície terrestre, que pode impactar as conclusões de estudos e cenários acerca da resiliência da floresta às potenciais mudanças globais.

Para investigar essas questões e compreender como os processos diferenciam-se nos variados ambientes topográficos na floresta de Terra Firme da Amazônia, foi necessário avaliar a habilidade de um modelo de superfície continental, como o INLAND, em representar pontualmente os diversos processos que ocorrem na microescala, desde o solo até o dossel vegetativo. Para isso, escolheram-se as duas áreas que mais contrastam topograficamente dentro dessas florestas: platô e baixio. Utilizando um esquema de aquífero confinado que foi desenvolvido e acoplado ao INLAND para representação da dinâmica do lençol freático na área de baixio, bem como o ajuste dos parâmetros da vegetação e do solo em cada uma dessas áreas, no capítulo II mostrou-se que o modelo INLAND foi capaz de simular coerentemente os principais fluxos tanto na escala sazonal quanto interanual dos diferentes balanços à superfície, em cada um desses ambientes. O desenvolvimento dessa etapa foi principalmente possível devido à disponibilidade de um razoável conjunto de dados observados dos diferentes ambientes analisados, que foi essencial para a avaliação do desempenho do modelo INLAND, tornando-o hábil para representar tais áreas.

Após o desenvolvimento dessa etapa, o modelo INLAND foi aplicado no domínio da bacia, para estimativa dos fluxos médios considerando as áreas de platô e de baixio distribuídas espacialmente ao longo de toda a região Amazônica. A porcentagem de ocorrência de cada um dos ambientes foi estimada pelo modelo normalizado de terrenos HAND, cuja funcionalidade e precisão possibilitaram o desenvolvimento dessa análise. Nessa etapa da pesquisa, descrita em detalhes no capítulo III, o modelo INLAND foi forçado inicialmente por um conjunto de dados climáticos de alta resolução temporal obtidos de Zhang et al. (2015). Os resultados da simulação mostraram que, embora o esquema de aquífero confinado e os ajustes dos parâmetros tenham sido implementados considerando os dados referentes à Amazônia central, os fluxos associados aos diversos balanços na floresta apresentaram redução dos erros sistemáticos nas simulações, quando os efeitos combinados das áreas de platô e de baixio foram considerados, confirmando a hipótese inicial desse estudo.

Além disso, para avaliar as respostas das áreas de platô e de baixio aos possíveis impactos das mudanças climáticas e do aumento da concentração de dióxido de carbono na atmosfera, foram utilizadas forçantes do clima presente (histórico) e futuro (cenário RCP 8.5) de dois modelos globais do CMIP5 (HadGEM2-ES e IPSL-CM5A-LR). Os resultados, também apresentados no capítulo III, indicam que o efeito da fertilização de CO_2 nas florestas reduz os impactos na capacidade da floresta em atuar como sumidouro de carbono, principalmente nas simulações cuja combinação platô e baixio foram considerados. Essas simulações também apresentaram atenuação dos impactos nos fluxos à superfície com e sem fertilização por CO_2, reduzindo a diferença média causada em tais fluxos no final do século, exceto nas áreas onde as projeções de ambos os modelos mostraram forte redução das chuvas, o que indica que o efeito do estresse hídrico foi limitante para as taxas fotossintéticas e, consequentemente, para a produtividade da floresta, até mesmo quando a atmosfera estava enriquecida por CO_2.

Apesar dos resultados de ambos os modelos globais apresentarem coerência com o desenvolvimento da metodologia, confirmando que a representação do ambiente de baixio pode modificar os impactos decorrentes das mudanças climáticas na bacia Amazônica até o final do século, é importante ressaltar alguns fatores. As forçantes

climáticas incluindo a precipitação, a temperatura e a radiação são prescritas e, portanto, não receberam efeitos de retroalimentação da superfície. Adicionalmente, é importante considerar que o crescimento da vegetação não sofreu alteração em relação às condições de nutrição das plantas (N e P), que podem afetar a produtividade da floresta mesmo quando a atmosfera está enriquecida por CO_2. Por último, ressalta-se também que todas as simulações foram obtidas considerando uma situação sem mudança do uso do solo, tendo em vista que a pressão para o avanço do desmatamento ainda é uma realidade na Amazônia.

De modo geral, os resultados obtidos em ambos os capítulos desse estudo demostraram que a incorporação do efeito combinado de dois ambientes característicos da microescala dentro da floresta Amazônica foi capaz de reduzir os erros sistemáticos dos fluxos à superfície de até 15% para os fluxos de *ET* e *GPP*, contribuindo para uma representação mais realista de tais fluxos na bacia Amazônica, e também contribuiu para evidenciar a importância da composição de tais ambientes juntos nos estudos de possíveis impactos das mudanças climáticas. Esses resultados responderam as questões científicas propostas na pesquisa e também sugerem que a desconsideração desses ambientes na representação dos ecossistemas Amazônicos pode afetar a habilidade não só do modelo INLAND, mas também dos demais modelos de superfície continental, aumentando as incertezas dos impactos das mudanças climáticas sobre os ecossistemas de floresta na Amazônia.

Por isso, para continuar avançando no entendimento das interações entre a floresta e atmosfera, é essencial o desenvolvimento de novas parametrizações que incorporem explicitamente os processos na escala de subgrade envolvendo aspectos não apenas físicos, como neste caso, mas também os biogeoquímicos, ciclagem de nutrientes, emissões biogênicas, entre outros. O desenvolvimento dos modelos com essa perspectiva permitirá o avanço na representação do bioma amazônico nos esquemas de superfície e a incorporação dos novos resultados científicos nos modelos integrados do Sistema Terrestre. Para isso, o investimento na compilação de dados observados de fisiologia, ecologia, hidrologia, sensoriamento remoto, micrometeorologia e pedologia, apoiados em novas técnicas de representatividade numérica da diversidade de ambientes

da floresta Amazônica, são fundamentais e necessários. Isso também pode contribuir para a redução das incertezas nos impactos dos cenários futuros de clima e mudanças de cobertura da vegetação, avançando, portanto, nos estudos sobre as mudanças ambientais globais.

Recomendações de trabalhos futuros incluem:

- Incorporação da heterogeneidade espacial da textura e profundidade dos solos na escala de subgrade ao modelo INLAND, que atualmente já considera a heterogeneidade induzida pela vegetação (florestas e pastagens), representada por meio da divisão de um ponto de grade em sub-regiões ou *"tiles"*;

- Substituição da parametrização empírica, desenvolvida neste trabalho para representação da profundidade do lençol freático nas áreas de baixios por uma representação mais realista da dinâmica hidrológica em todos os domínios da bacia, com posterior estabelecimento da conectividade lateral entre as células de grade do modelo, para complementar a conexão entre platô e baixio. Isto permitirá melhorar a vazão simulada pelo INLAND, principalmente o particionamento entre fluxo de base e superficial;

- O acoplamento de um modelo de superfície continental num modelo do sistema climático (como MCGA) que represente as características da subgrade da floresta Amazônica, incluindo variabilidade dos solos e da vegetação, que permitam a retroalimentação dos processos superfície-atmosfera, com o objetivo de verificar as possíveis diferenças nas respostas na biomassa, na hidrologia e no clima; e

- Realização de novos experimentos de campo para medição dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) nas áreas de baixio, tanto na Amazônia central quanto demais áreas ao longo da bacia. Isso permitirá conhecer melhor o comportamento do balanço de energia entre as áreas de platô e de baixio, na Amazônia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil**: potencialidades paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.

AGUIAR. R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. 2005. 78 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Física e meio Ambeinte), Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2005.

AINSWORTH, E. A.; LONG, S. P. What have we learned from 15 years of free air CO2 enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO2. **New Phytologist,** v. 165, n. 2, p. 351–372, 2005.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil, **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n.6, p. 711-728, 2014.

AMBROSE, R. B.; ROESCH, S. E. Dynamic Estuary Model Performance**. J. Environ. Engin. Div.**, v. 108, p. 51-71, 1982.

AMENT, F.; SIMMER, C. Improved representation of land-surface heterogenity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model. **Bound. Layer Meteor.**, v. 121, n.1, p. 153–174, 2006.

ANDERSON, L. O.; MALHI, Y.; LADLE R. J.; ARAGAO L. E. O. C.; SHIMABUKURO Y.; PHILLIPS O. L, et al. Influence of landscape heterogeneity on spatial patterns of wood productivity, wood specific density and above ground biomass in Amazonia. **Biogeosciences**, v.6, p. 1883-1902, 2009.

ANDRADE, A. C. S.; RAMOS, F. N.; SOUZA, A. F.; LOUREIRO, M. B.; BASTO, R. Flooding effects in seedlings of *Cytharexyllum myrianthum* Cham. and *Genipa Americana* L.: responses of two neotropical lowland tree species. **Revista Brasileira de Botânica**. v. 22, n. 2, p. 281–285, 1999.

ARAGAO, L.; MALHI, Y.; ROMAN□CUESTA, R. M.; SAATCHI, S.; ANDERSON, L. O.; SHIMABUKURO, Y. E. Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n.7, p. L07701, 2007.

ARAGÃO, L. E. O. C.; MALHI, Y.; METCALFE, D. B.; SILVA-ESPEJO, J. E.; JIMÉNEZ, E, et al. Above and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils. **Biogeosciences**, v. 6, p. 2759–2778, 2009.

ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; Von RANDOW, C, et al. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rain forest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 8090, 2002.

ARAÚJO, A. C.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. D.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; MOORS, E. J.; DE SOUZA, J. S. Nocturnal accumulation of CO_2 underneath a tropical forest canopy along a topographical gradient. **Ecological Applications**, v. 18, n. 6, p. 1406-1419, 2008.

ARAÚJO, A. C. **Spatial variation of CO2 fluxes and lateral transport in an area of terra firme forest in Central Amazonia**. 2009. 158 p. Tese de doutorado (Doutorado em Ciências Geoambientais) - Free University of Amsterdam, Holanda, 2009.

ARAÚJO, A. C.; DOLMAN, A. J.; WATERLOO, M. J.; GASH, J. H. C, et al. The spatial variability of CO_2 storage and the interpretation of eddy covariance fluxes in central Amazonia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, n. 2, p. 226-237, 2010.

ARAÚJO FILHO. P. **Terrestrial ecosystem decomposition model** – tropics TED – tropics. 2016. 100 p. Tese de Mestrado (Mestrado em Clima e Ambiente), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas (INPA/UEA), Manaus, 2016.

ARNOLD, J. G, ALLEN, P. M. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. **Journal of the Am. Water Res. Association**, v. 35, n. 2, p. 411-424, 1999.

ARNOLD J. G, ALLEN P. M., MUTTIAH R, ET AL. Automated base flow separation and recession analysis techniques. **Ground Water**, v. 33, n. 6, p. 1010–1018, 1995.

ARORA, V. K.; BOER, G. J. A representation of variable root distribution in dynamic vegetation models. **Earth Interactions**, v. 7, n. 6, p. 1-19, 2003.

ARORA, V. K.; AND BOER, G. J. Fire as an interactive component of dynamic vegetation models, **J. Geophys. Res.**, v. 110, G02008, 2005.

ASSUNÇÃO. L. **Aplicação do modelo de vegetação dinâmica IBIS às condições de floresta de terra firme na região central da Amazônia**. 2011. 103 p. Tese de Mestrado (Mestrado em Clima e Ambiente), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas (INPA/UEA), Manaus, 2011.

ATCHLEY, A. L.; MAXWELL, R. M. Influences of subsurface heterogeneity and vegetation cover on soil moisture, surface temperature and evapotranspiration at hillslope scales. **Hydrogeology Journal**, v. 19, n. 2, p. 289-305, 2011.

AVISSAR, R.; PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Mon. Wea. Rev**., v. 117, p. 2113–2136, 1989.

BALL, J. T.; WOODROW,I. E.; BERRY, J. A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different light

conditions. In: BIGGINS, J. (ed.). **Progress in photosynthetic research.** Dordrecht: Springer, Netherlands,1987. p. 221-224.

BETTS, A. K.; BALL, J. H.; BELJAARS, A. C. M.; MILLER, M. J.; VITERBO, P. The land-surface-atmosphere interaction: a review based on observational and global modeling perspectives, **J. Geophys. Res**., v. **101**, n. D03, p. 7209–7225, 1996.

BETTS, R. A.; COX, P. M.; LEE, S. E.; WOODWARD, F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. **Nature**, v. 387, n. 6635, p. 796-799, 1997.

BLOM, C. W. P. M.; VOESENEK, L. A. C. J.; BANGA, M.; ENGELAAR, W. M. H. G, et al. Physiological ecology of riverside species: adaptive responses of plants to submergence. **Ann. Bot.**, v. 74, n. 3, p. 253-263, 2004.

BLYTH, E. M.; BEST, M., COX, P.; ESSERY, R.; BOUCHER, O, et al. JULES: a new community land surface model. **IGBP newsletter**, v. 6, p. 9-11, 2006.

BRAGA, P. I. S. Subdivisão fitogeográfica, tipos de vegetação, conservação e inventário florístico da floresta amazônica**. Acta Amazônica**, v. 9, n. 4, p. 53-80, 1979.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Characteristics of clays in an Oxisol-Spodosol toposequence in Amazonia (Brazil). ***Clay Minerals***, v. 23, p. 279-289, 1988.

BRAVARD, S.; RIGHI, D. Geochemical differences in an Oxisol-Spodosol Toposequence of Amazonia, Brazil. **Geoderma**, v. 44, n. 1, p. 29-42, 1989.

BRIENEN, R. J. W., PHILLIPS, O. L., FELDPAUSCH, T. R., GLOOR, E., BAKER, T. R., LLOYD, J., LOPEZ-GONZALEZ, G, et al. Long-term decline of the Amazon carbon sink. **Nature**, v. 519, n. 7543, p. 344-348, 2015.

BRITO, J.M. **Estrutura e composição florística de uma floresta de baixio de terra firme da Reserva Adolpho Ducke, Amazônia Central**. 2010.78 p. Tese de Mestrado (Mestrado em Botânica), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 2010.

BROEDEL. E. **Estudo da dinâmica de água no solo em uma área de floresta primária não perturbada na Amazônia Central.** 2012. 149 p. Tese de Mestrado (Mestrado em Clima e Ambiente), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas (INPA/UEA), Manaus, 2012.

BROEDEL, E., TOMASELLA, J., CÂNDIDO, L. A., VON RANDOW, C. Deep soil water dynamics in an undisturbed primary forest in central Amazonia: differences between normal years and the 2005 drought. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 9, p. 1749-1759, 2017.

BROWN, K. S. Soils and vegetation. In: WHITMORE, T. C.; PRANCE, G. T. (eds.). **Biogeography and quaternary history in tropical America**. Oxford, England: Oxford Monographs in Biogeography 3, 1987. p.19-45.

BRUNO, R. D.; DA ROCHA, H. R.; FREITAS, H. C.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D. Soil moisture dynamics in an eastern Amazonian tropical forest. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2477-2489, 2006.

BRUNONE, B.; FERRANTE, M.; ROMANO, N.; SANTINI, A. Numerical Simulations of one-dimensional infiltration into layered soils with the Richards equation using different estimates of the interlayer conductivity. **Vadose Zone Journal**, v. 2, n. 2 p. 193-200, 2003.

BRUNSELL, N. A.; MECHEM, D. B.; ANDERSON, M. C. Surface heterogeneity impacts on boundary layer dynamics via energy balance partitioning. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, p. 3403-3416, 2011.

BUCKINGHAM, E. 1907. **Studies on the movement of soil moisture**. Bull. n. 38. Washington, United States: Washington, Govt. Print. Off, 1907. Bureau of Soils, USDA.

CAMPBELL, G. S.; NORMAN, J. M. **An introduction to environmental biophysics**, New York: Springer-Verlag, 1998, 286 p.

CAMPOS, G. E. P.; MORAN, M. S.; HUETE, A.; ZHANG, Y, et. al. Ecosystem resilience despite large-scale altered hydroclimatic conditions. **Nature,** v. 494, p. 349-352, 2013.

CARBONSINK-LBA. **The future of the tropical forest carbon sink.** Wageningen: Alterra, 2003, 139 p.

CARNEIRO, V. M.C. **Composição florística e análise estrutural da floresta primária de terra firme na bacia do Rio Cuieiras, Manaus-AM**. 2004. 67 p. Tese de Mestrado (Mestrado em Ciência de Floresta Tropical) Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas (INPA/UEA), Manaus, 2004.

CASTILHO, C. V DE.; MAGNUSSON, W. E.; ARAÚJO, R. N. O DE.; LUIZÃO, R. C. C, et al. Variation in aboveground tree life biomas in a central Amazonian forest: effects of soil and topography. **Forest Ecology and Management**, v. 234 n. 1-3, p. 85-96, 2006.

CASTRO, A. **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. 2017. 150 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3PA9KPH>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.18.13.37-TDI). Tese ((Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, São Paulo, 2017. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PA9KPH>.

CASTRO, A. A., CUARTAS, L. A., COE, M. T., VON RANDOW, C., CASTANHO, A., OVANDO, A., NOBRE, A. D, et al. Coupling the Terrestrial Hydrology Model with Biogeochemistry to the Integrated LAND Surface Model: Amazon Basin applications. **Hydrological Sciences Journal** (*in review*).

CAVALCANTI, I. F. A.; SILVEIRA, V. P.; ALVES, L. M. 2013. Características atmosféricas e oceânicas em anos de seca. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A. (Eds). **Secas na Amazônia: Causas e Consequências.** São Paulo: Oficina dos Textos, 2013. cap 4, p. 54-77.

CLAPP, R. B.; HORNBERGER. G.M. Empirical equations for some soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v. 14, n. 4, p. 601-604, 1978.

CHAMBERS, J. Q.; HIGUCHI, N.; TEIXEIRA, L. M.; DOS SANTOS, J.; LAURENCE, S. G.; TRUMBORE, S. E. Response of tree biomass and wood litter to disturbance in a central amazon forest. **Oecologia**, v. 141, n. 4, p. 596-611, 2004.

CHAUVEL, A. Os latossolos amarelos, álicos, argilosos dentro dos ecossistemas das bacias experimentais do INPA e da região vizinha. **Acta Amazônica**, v. 12, n. 3, p. 47-60, 1982.

CHAUVEL, A.; LUCAS, Y.; BOULET, R. On the genesis of the soil mantle of the region of Manaus, central Amazonia. Brazil. **Experientia**, v. 43, n. 3, p. 234-241, 1987.

CHAUVEL, A.; VITAL, A. R. T.; LUCAS, Y.; DESJARDINS, T.; FRANKEN, W. K.; LUIZÃO, F. J.; ARAGUÁS, L. A.; ROZANSKI, K.; BEDMAR, A. P. 1992. O papel das raízes no ciclo hidrológico da floresta amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1992, São Paulo. **Anais…** Rio de Janeiro: SBMet, 1992. p. 298-302.

CHEN, J., KUMAR, P. Topographic influence on the seasonal and inter-annual variation of water and energy balance of basins in North America. **J. Clim.**, v. 14, n. 9, p. 1989-2014, 2001.

CHEN, J.; KUMAR, P. A modeling study of the ENSO influence on the terrestrial energy profile over North America. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1657-1670, 2004.

CHOI, H. I.; KUMAR, P.; LIANG, X. Z. Three-dimensional volume-averaged soil moisture transport model with a scalable parameterization of sub-grid topographic variability. **Water Resources Research**, v. 43, n. 4, p. W04414, 2007.

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. **Hydrological Processes**, v. 22, p. 2542-2553, 2007.

COE, R.; NJOLOMA, J.; SINCLAIR, F. Loading the dice in favour of the farmer: reducing the risk of adopting agronomic innovations. **Experimental Agriculture**, 2016, disponível em: https://doi.org/10.1017/S0014479716000181.

COLLATZ, G. J.; BALL, J. T.; GRIVET, C.; AND BERRY, J. A. Physiological and environmental-regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration – a model that includes a laminar boundary layer. **Agr. Forest Meteorol.**, v. 54, n. 2-4, p. 107-136, 1991.

CORREIA, F. W. S.; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 39-43, 2007.

COSTA, M. H.; NUNES, E. L.; SENNA, M. C. A.; IMBUZEIRO, H. M. A. Estado-da-arte da simulação da taxa de fixação de carbono de ecossistemas tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p. 179-187.

COX, P.M.; BETTS R.A.; JONES C.D.; SPALL S.A.; TOTTERDELL I.J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, v. 408, n. 6809, p. 184–18, 2000.

CRAMER, W.; BONDEAU, A.; SCHAPHOFF, S.; LUCHT, W.; SMITH, B. Tropical forests and the global carbon cycle: impacts of atmospheric carbon dioxide, climate change and rate of deforestation. **Philosophical Transactions**, v. 359, n. 1443, p. 331-343, 2004.

CRAMER W.; BONDEAU A.; WOODWARD F. I.; PRENTICE I. C.; BETTS R. A, et al. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO_2 and climate change: Results from six dynamic global vegetation models. **Global Change Biol.**, v. 7, n. 4, p. 357–373, 2001.

CUARTAS, L. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A. D.; HODNETT, M. G.; WATERLOO, M. J.; MUNERA, J. C. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: Marked differences between normal and dry years. **Agri. For. Met.**, v. 145, n. 1-2, p. 69-83, 2007.

CUARTAS, L. A. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma microbacia em floresta não perturbada na Amazônia Central**. 2008. 221 p. (INPE-15317-TDI/1361) . Tese de doutorado (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, São Paulo, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGPBW/32HCQ62>.

CUARTAS, L. A.; TOMASELLA, J.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C. A.; HODNETT, M. G, 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, n. 10, p. 15-27, 2012.

CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; SAMPAIO, G.; SHIMIZU, M. H.; COSTA, M. H. Calibration and validation of the integrated biosphere simulator (IBIS) for a Brazilian semiarid region. **J. Appl. Meteorol. Climatol.**, v. 52, n. 12, p. 2753-2770.

DAI, Y.; ZENG, X.; DICKINSON, R. E.; BAKER, I.; BONAN, G. B.; BOSILOVICH, M. G.; DENNING, A. S, et al. The Common Land Model. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 84, n. 8, p. 1013-1023, 2003.

DAVIDSON, E. A.; KELLER, M.; ERICKSON, H.; VERCHOT, L. V.; VELDKAMP, E. Testing a conceptual model of soils emissions of nitrous and nitric oxides. **BioScience**, v. 50, n. 8, p. 667-680, 2000.

DAVIDSON, E. A.; DE ARAUJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F, et al. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.

Da ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, D. V. O.; FREITAS, H. C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. **Ecological Applications**, *v.*14, n. sp4, p. 22-32, 2004.

Da ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D, et al. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. G1, p.1-8, 2009.

DAWS, M. I. et al. Topographic position affects the water regime in a semideciduous tropical forest in Panamá. **Plant Soil**, v. 238, n. 1, p. 79–89, 2002.

DEARDORFF, J. W. E□cient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, n. C4, p. 1889-1903, 1978.

DECHARME B.; DOUVILLE, H.; PRIGENT, C.; PAPA, F.; AIRES, F. A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. **Journal of geophysical research**, v. 113: D11110, 2007.

DELIRE, C.; FOLEY, J. A. 1999. Evaluating the performance of a land surface/ecosystem model with biophysical measurements from contrasting environments. **J. Geophys Res.**, v. 104, n. 4, p. 16895-16909, 1999.

DESBOROUGH, C. E. The impact of root-weighting on the response of transpiration to moisture stress in land surface schemes. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 8, p. 1920-1930, 1997.

DICKINSON, R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: **Geophysical Monograph Series**. Editores: HANSEN, J. E.; TAKAHASHI, T. Washington: American Geophysical Union, v. 29, p. 58-72, 1984.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 1986. 100 p.

DICKINSON, R. E.; SHAIKH, M.; BRYANT, R.; GRAUMLICH, L. Interactive canopies for a climate model. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2823-2836, 1998.

DIELEMAN, W. I. J.; VICCA, S.; DIJKSTRA, F. A.; HADEDORN, F, et al. Simple additive effects are rare: a quantitative review of plant biomass and soil process responses to combined manipulations of CO_2 and temperature. **Global Change Biology**, v. 18, n. 9, p. 2681-2693, 2012.

DIXON, R. K.; BROWN, S.; HOUGHTON, R. A.; SOLOMON, A. M.; TREXLER, M. C.; WISNIEWSKI, J. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. **Science**, v. 263, n. 5144, p. 185-190, 1994.

DRUCKER D. P. **Modelagem Hidrológica de uma Microbacia em Manaus, AM, Brazil.** Piracicaba, São Paulo. 24 p, 2001.

ELSENBEER, H.; LACK, A.; CASSEL, K. The stormflow chemistry at la Cuenca, Western Amazonia. **Interciencia**, v. 21, n. 3, p. 133-139, 1996.

ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R.L. Precipitation recycling in the Amazon Basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861-880, 1994.

EYRING, V.; RIGHI, M.; LAUER, A.; EVALDSSON, M.; WENZEL, S.; JONES, C.; ANAV, A.; ANDREWS, O, et al. ESMValTool (v1.0) – a community diagnostic and performance metrics tool for routine evaluation of Earth system models in CMIP. **Geosci. Model Dev.,** v. 9, p. 1747–1802, 2016.

FALGE, E.;BALDOCCHI, D. D.; OLSON, R.; ANTHONI, P,et al. 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agric. For. Meteorol.,** v. 107, n. 1, p. 43–69, 2001.

FAN, Y.; MIGUEZ-MACHO, G.: Potential groundwater contribution to Amazon dry-season evapotranspiration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.7, n. 4, p. 5131-5170, 2010.

FARQUHAR, G. D.; VON CAEMMERER, S.; BERRY, J. A. A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of C3 species. **Planta**, v. 149, n. 1, p. 78-90, 1980.

FEARNSIDE, P. M. Deforestation in Brazilian Amazonia: History, rates and consequences. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 680-688, 2005.

FEDDES, R. A.; KOWALIK, P. J; ZARADNY, H. **Simulation of Field Water Use and Crop Yield**. Wageningen, The Netherlands: Simulation Monographs, PUDOC, 1978. 189 p.

FERRAZ, J.; OHTA, S.; SALES, P. C. Distribuição dos solos ao longo de dois transectos em floresta primária ao Norte de Manaus (AM). In: HIGUCHI, N.; CAMPOS, M. A. A.; SAMPAIO, P. T. B.; SANTOS, J. (Eds.). **Pesquisas florestais para a conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazônia**. Manaus: INPA, 1998, p. 111-143.

FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F. J.; MELLO-IVO, W.; ROSS, S. M.; BIOT, Y. Propriedades físicas do solo após extração seletiva de madeira na Amazônia central. **Acta Amazônica**, v. 32, n. 3, p. 449-466, 2002.

FERREIRA, S. J. F.; FAJARDO, J. D. V.; AZULAY, A. M.; MARQUES-FILHO, A. O.; VITAL, A. R. T.; MIRANDA.; FONSECA, S. A.; OLIVEIRA, J. A. D.; FRANKEN, W. K. Umidade e armazenamento de água em diferentes topossequencia em floresta primária na Amazônia Central. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORTE E CENTRO OESTE, 1., 2007, Cuiabá. **Anais...** Cuiabá: ABRH, 2007.

FIELD, C. B.; RANDERSON, J. T.; MALMSTRO, C. M. Global net primary production: Combining ecology and remote sensing. **Remote. Sens. Environ**, v. 51, n. 1, p. 74 – 88,1995.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C.A. Uma Revisão Geral Sobre o Clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISHER, R. A.; WILLIAMS, M.; DA COSTA, A. L.; MALHI, Y.; DA COSTA, R. F.; ALMEIDA, S.; MEIR, P. The response of an eastern Amazonian rain forest to drought stress: results and modelling analyses from a throughfall exclusion experiment. **Global Change Biology**, v. 13, n. 11, p. 2361-2378, 2007.

FISHER, R. A.; WILLIAMS, M.; RUIVO, M. L.; De COSTA, A. L.; MEIR, P. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 850-861, 2008.

FOKEN, T. The energy balance closure problem - An overview. **Ecol. Appl.**, v. 18, n. 6, p. 1351–1367, 2008.

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

FOLEY, J. A.; RAMANKUTTY, N. A primer on the terrestrial carbon cycle: What we don't know but should. In: FIELD, C. B.; RAUPACH, M. R. (eds.). **The global carbon**

cycle: integrating humans, climate, and the natural world. Washington D.C: Island Press, 2004. p. 279-294.

GALBRAITH, D.; LEVY, P.E.; SITCH, S.; HUNTINGFORD, C.; COX, P.; WILLIAMS, M.; PATRICK, M. Multiple mechanisms of Amazonian forest biomass losses in three dynamic global vegetation models under climate change. **New Phytologist**, v. 187, n. 3, p. 647-665, 2010.

GALE, M. R.; GRIGAL, D. F. Vertical root distributions of northern tree species in relation to successional status. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 17, n. 8, p. 829–834, 1987.

GATTI, L. V.; GLOOR, M.; MILLER, J. B.; DOUGHTY, C. E, et al. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. **Nature**, v. 506, n. 7486, p.76–80, 2014.

GERMER, S.; NEILL, C.; VETTER, T.; CHAVES, J.; KRUSCHE, A. V.; ELSENBEER, H. Implications of long-term land-use change for the hydrology and solute budgets of small catchments in Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 364, n. 3-4, p. 349-363, 2009.

GHAN, S. J.; LILJEGREN, J. C.; SHAW, W. J.; HUBBE, J. H.; DORAN, J. C. Influence of sub-grid variability on surface hydrology. **Journal of Climate**, v. 10, p. 3157-3166, 1996.

GIORGI, F.; AVISSAR, R. Representation of heterogeneity effects in earth system modeling: experience from land surface modeling. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 4, p. 413-437, 1997.

GIORGI, F.; FRANCISCO, R.; PAL, J. E□ects of a sub-grid-scale topography and land usen scheme on the simulation of surface climate and hydrology, Part I: E□ects of temperature and water vapor disaggregation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, n. 2, p. 317-333, 2003.

GOCHIS, D. J.; BONAN, G.; BRANDES, E.; CHEN, F.; EK, M.; LENSCHOW, D.; LEMONE, M. M.; RASMUSSEN, R.; WARNER, T. T. **A ten-year vision for research on terrestrial-atmospheric interactions: Advancing coupled land - atmosphere prediction**. Washington: Report Consortium of Universities for the Advancement of Hydrologic Science, 2004.

GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; DA ROCHA, H. R.; MENTON, M. C, et al. Diel and seasonal patterns of tropical forest CO2 exchange. **Ecological Applications**, v. 14 n. 4, p. S42-S54, 2004.

GRACE, J.; MALHI, Y.; LLOYD, J.; MCINTYRE, J.; MIRANDA, A. C.; MEIR, P MIRANDA, H. S. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. **Global Change Biol**, v. 2, n. 3, p. 209-217, 1996.

GUSEV, Y. M.; NASONOVA, O. N. The Land Surface Parameterization scheme, SWAP: description and partial validation. **Global Planet. Change**. v. 19, n. 1–4, p. 63–86, 1998.

GUSEV, Y. M; NASONOVA, O. N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP. **Hydrol. Processes,** v. 16, n. 10, p. 1893–1919, 2002.

GUTOWSKI, W. J. J R.; VOROSMARTY,C. J.; PERSON, M.; OTLES, Z.; FEKETE, B.; YORK, J. (2002), A Coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP): Calibration and validation, **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D16, p. 4283, 2002.

GUYOT, J. L.**Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne**. Paris: ORSTOM, 1993. 261 p.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Seasonal inundation patterns in two large savanna floodplains of South America: the Llanos de Moxos (Bolivia) and the Llanos del Orinoco (Venezuela and Colombia). **Hydrol. Processes**, v. 11, p. 2103-2116, 2004.

HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; GASH, J. H. C.; HODNETT, M.; COX, P. M.; MALHI, Y.; ARAUJO, A. C. Calibration of a land-surface model using data from primary forest sites in Amazonia. **Theor. Appl. Climato.**, v. 78, n. 1-3, p. 27-45, 2004.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. Academic Press: 1994, p. 411.

HE, L.; VALERIY, Y. I.; GIL. B.; KYLE, D. M.; CHRISTOPH, S. V.; MAHTA, M. Effects of fine-scale soil moisture and canopy heterogeneity on energy and water fluxes in a northern temperate mixed forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 184, p. 243-256, 2014.

HESS, L. L.; MELACK, J. M.; NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C. C. F.; GASTIL, M. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 87, n. 4, p. 404-428, 2003.

HIGUCHI, F. G. **Dinâmica de volume e biomassa da floresta de terra firme do Amazonas**. 2015. 201 p. Tese de doutorado (Mestrado em Ciências Agrárias), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2015.

HIGUCHI, N.; SANTOS, J.; VIEIRA, G.; RIBEIRO, R. J.; SAKURAI, S.; ISHIZUCA, M.; SAKAI, T.; TANAKA, N.; SAITO, S. Análise Estrutural da Floresta Primária da Bacia do Rio Cuieiras, ZF-2, Manaus - AM, Brasil. In: HIGUCHI, N.; CAMPOS, M. A. A.; SAMPAIO, P. T. B.; SANTOS, J. (Eds.). **Pesquisas florestais para a conservação da floresta e reabilitação de áreas degradadas da Amazônia**. Manaus: INPA. 1998, p. 53-81.

HIGUCHI, N.; SUWA, R.; HIGUCHI, F. G.; LIMA, A. J. N, et al. Overview of Forest Carbon Stocks Study in Amazonas State, Brazil. In: NAGY, L.; FORSBERG, B.;

ARTAXO, P. (eds.). **Interaction between biosphere, atmosphere and human land use in the Amazon Basin.** 1. Ed. Springer, 2016. Ecological Studies, 227.

HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. O. Deep soil water uptake by forest and pasture in central Amazonia: predictions from long-term daily rainfall data using a simple water balance model. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. (eds.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Willey, 1996. p. 57-77.

HODNETT, M. G.; VENDRAME, I.; MARQUES-FILHO, O. A.; OYAMA, M .D.; TOMASELLA, J. Soil water storage and groundwater behavior in a catenary sequence beneath forest in central Amazonia: I. Comparisons between plateau, slope and valley floor. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 1, n. 2, p. 265-277, 1997a.

HODNETT M. G.; VENDRAME I.; OYAMA M. D.; MARQUES-FILHO A. O.; TOMASELLA J. Soil water storage and groundwater behaviour in a catenary sequence beneath forest in central Amazonia. II. Floodplain water table behaviour and implications for stream flow generation. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.1, n. 2, p. 279-290, 1997b.

HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: A new water-retention pedotransfer function developed for tropical soils. **Geoderma**, v. 108, n. 3-4, p. 155-180, 2002.

HOPKINS, M. J. G . Flora da Reserva Ducke, Amazonas, Brazil. **Rodriguésia**, v. 56, n. 86, p. 9-25, 2005.

HOUGHTON, R. A. Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? **Global Change Biol.**, v. 9, n. 4, p. 500–509, 2003.

HU, Z.; ISLAM, S.; JIANG, L. Approaches for aggregating heterogeneous surface parameters and fluxes for mesoscale and climate models. **Boundary Layer Meteorol**. v. 93, n. 2, p. 313–336, 1999.

HUNGATE, B.; DUKES, J.; SHAW, M.; LUO, Y.; FIELD, C. Nitrogen and climate change. **Science**, v. 302, n. 5650, p. 1512–1513, 2003.

HUNTINGFORD, C.; ZELAZOWSKI, P.; GALBRAITH, D.; MERCADO, L. M.; SITCH, S, et al. The flood pulse concept in river-floodplain systems. **Canadian Journal of Fishers and Aquatic**, v. 106, p. 110-127, 1989.

HUNTINGFORD C.; ZEZAZOWSKI C.; GALBRAITH D.; MERCADO L. M.; SITCH S.; FISHER R, et al. Simulated resilience of tropical forest to CO_2-induced climate change. **Nat. Geosci**., v. 6, p. 268–273, 2013.

IMBUZEIRO, H. M. A. **Calibração do modelo IBIS na floresta amazônica usando múltiplos sítios**. 2005. 92 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, Minas Gerais, 2005.

IPCC. 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. 966 p.

KAHN, F. The distribution of palms as a function of local topography in Amazonian terra firme forests. **Experientia**, v. 43, n. 3, p. 251-259, 1987.

KATTGE, J.; KNORR, W.; RADDATZ, T.; WIRTH, C. Quantifying photosynthetic capacity and its relationship to leaf nitrogen content for global-scale terrestrial biosphere models. **Glob. Change Biol.**, v. 15, n. 4, p. 976–991, 2009.

KE, Y.; LEUNG, L. R.; HUANG, M.; LI, H. Enhancing the representation of sub-grid land surface characteristics in land surface models. **Geoscientific Model Development**, v. 6, n. 5, p. 1609-1622, 2013.

KIM, Y.; ELTAHIR, E. A. B. Role of topography in facilitating coexistence of trees and grasses within savannas. **Water Resources Research**, v. 40, n. 7, W07505, 2004.

KIRKBY, M.; ATKINSON, K.; LOCKWOOD, J. G. Aspect vegetation cover and erosion on semi-arid hillslopes. In: **Vegetation and erosion. Processes and environments**. New York: Thomes, J. B, 1990, p. 25-39.

KLEIDON, A.; HEIMANN, M. A method of determining rooting depth from a terrestrial biosphere model and its impacts on the global water- and carbon cycle. **Global Change Biology**, v. 4, p. 275-286, 1998.

KOLB, R. M.; RAWLE, R. A.; BRAENDLE, R. Parameters affecting the early seedling development of four Neotropical trees under oxygen deprivation stress. **Annals of Botany**. v. 89, n. 5, p. 551–558, 2002.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. **J. Geophys. Res.**, v. 97, n. 3, p. 2697-2715, 1992a.

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. **Journal of Climate**, v. 5, n. 12, p. 1380-1390, 1992b.

KOZLOWSKI, T. T. Responses of woody plants to flooding and salinity. **Tree Physiology Monograph**, v. 1, p. 1-29, 1997

KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A.; DELIRE, C.; FISHER, V. A. COE, M. T, et al. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global biogeochemical cycles**, v. 14, n. 3, p. 795-826, 2000.

KUCHARIK, C. J. Evaluation of a Process-Based Agro-Ecosystem Model (Agro IBIS) across the U.S. Corn Belt: Simulations of the Interannual Variability in Maize Yield. **Earth Interactions**, v. 7, n. 14, p. 1-33, 2003.

KUTILEK, M.; NIELSEN, D. R. **Soil Hydrology**. Cremlingen, Germany: Catena Verlag, 1994.

JACKSON R. B.; CANADELL, J.; EHLERINGER, J. R.; MOONEY, H. A.; SALA, O. E.; SCHULZE, E. D. (1996) A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **Oecologia,** v. 108, n. 3, p. 389-411, 1996.

JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A.; SCHULZE, E. D. A global budget for fine root biomass, surface area, and nutrient contents. **Proc. Natl. Acad. Sci.**. v. 94, n. 14, p. 7362-7366, 1997.

JENSON, S.K.; DOMINGUE, J.O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, Bethesda, v. 54, n. 11, p. 1.593-1.600, 1988.

JOETZJER, E.; DELIRE, C.; DOUVILLE, H.; CIAIS, P.; DECHARME, B.; CARRER, D.; VERBEECK, H.; DE WEIRDT, M.; AND BONAL, D. Improving the ISBACC land surface model simulation of water and carbon fluxes and stocks over the Amazon forest. **Geoscientific Model Development**, v. 8, n. 6, p. 1709-1727, 2015.

JOHNSON, A.I. **Specific yield compilation of specific yields for various materials.** Washington, D.C: U.S. Government Printing Office, 1967. v. 1662-D, 74 p. Water Supply Paper.

JORDAN, C. F. Soils of the Amazon rainforest. In: PRANCE, G. T.; LOVEJOY, T. E. (eds.**). Amazonia.** Oxford: Pergamon Press. 1985. 83-94 p.

JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; MARGOLIS, A. H.; CESCATTI, A.; RICHARDSON, D. A, et al. Global patterns of land atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, G00J07, 2011.

LAURANCE, W. F.; FEARNSIDE, P. M.; LAURANCE, S. G.; DELAMONICA, P.; LOVEJOY, T. E.; RANKIN-DE-MERONA, J. M.; CHAMBERS, J.; GASCON, C. Relationship between soils and Amazon forest biomass: a landscape-scale study. **Forest Ecology and Management**, v. 118, n. 1-3, p. 127-138, 1999.

LAURENCE, W. F. D.; COCHRANE, M. A.; BERGER, S.; FEARNSIDE, P. M.; DELAMONICA, P.; BARBER, C.; D'ANGELO S.; FERNANDES, T. The future of the Brazilian Amazon. **Science**, v. 291, n. 5503, p. 438-439, 2001.

LEITÃO, M. M. V. B. R. **Balanço de radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica:** Campina, Campinarana e Mata densa. 1994. 157 p. (INPE-5587-TDI/549).

Tese de doutorado (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 1994. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HjKNv>.
LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W.; SALATI, E.; RIBEIRO, M. N. G. Towards a water balance in Central Amazonian region. **Experientia**, v. 43, n. 3, p. 222-233, 1987.
LESACK, L. F. Water balance and hydrologic characteristics of a rain forest catchment in the central Amazon basin, **Water Resour. Res.**, v. 29, n. 3, p. 759–773, 1993.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. **For. Ecol. Manage.**, v. 73, n. 1-3, p. 185–195, 1995.

LEUNG, L. R.; GHAN, S. J. A subgrid parameterization of orographic precipitation. **Theor. Appl. Climatol**., v. 52, n. 1-2, p. 95–118, 1995.

LEUNG, L. R.; GHAN, S. J. Parameterizing subgrid orographic precipitation and surface cover in climate models. **Mon. Weather Rev.**, v. 126, p. 3271–3291, 1998.

LEWIS, S. L.; PHILLIPS, O. L.; BAKER, T. R.; LLOYD, J.; MALHI, Y, et al. Concerted changes in tropical forest structure and dynamics: evidence from 50 South American long-term plots. **Phil. Trans. R. Soc. Lond. B.**, v. 359, n. 1443, p. 421–436, 2004.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O, et al., 2011. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 554, 2011.

LI, B.; AVISSAR, R. The impact of spatial variability of land surface heat fluxes. **J. Clim.**, v. 7, n. 4, p. 527–537, 1994.

LI, H.; WIGMOSTA, M. S.; WU, H.; HUANG, M.; KE, Y.; COLEMAN, A. M.; LEUNG, L. R. A physically based runo□ routing model for land surface and earth system models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 808-828, 2013.

LI, K. Y.; De JONG, R.; COE, M. T.; RAMANKUTTY, N. Root-water uptake based upon a new water stress reduction and an asymptotic root distribution function. **Earth Interactions**, v. 10, n. 14, p. 1-22, 2006.

LI, R.; ARORA, V. K. E□ect of mosaic representation of vegetation in land surface schemes on simulated energy and carbon balances. **Biogeosciences**, v. 9, n. 1, p. 593-605, 2012.

LI, S.; GOODWIN, S.; PEZESHKI, S. R. Photosynthetic gene expression in black willow under various soil moisture regimes, **Biology Plant**, v. 51, n. 3, p. 593-596, 2007.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGES, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models**. J. Geophys. Res.**, v. 99, n. D3, p. 14415-14428, 1994.

LIANG, X.; XIE, Z. H.; HUANG, M. A new parameterization for surface and groundwater interaction and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. **J. Geophys. Res.**, v. 108, n. D16, p. 1984-2012, 2003.

LIEBERMAN, M.; LIEBERMAN, D.; HARTSHORN, G. S.; PERALTA, R. Small-scale altitudinal variation in lowland wet tropical forest vegetation. **Journal of Ecology**, v. 73, n. 2, p. 505-516, 1985.

LIMA, M. A.; ALVES, B. J. R. Vulnerabilidades, impactos e adaptação à mudança do clima no setor agropecuário e solos agrícolas, Parcerias Estratégicas, v. 27, p. 73–111, 2008.

LO, M. H.; YEH, P. J. F.; FAMIGLIETTI, J. S. Using baseflow to constrain water table depth simulations in the NCAR Community Land Model (CLM). **Adv. Water Resour.**, v. 31, n. 12, p. 1552–1564, 2008.

LO, M. H.; FAMIGLIETTI, J. S.; YEH, P. J. F.; SYED, T. H. Improving parameter estimation and water table depth simulation in a land surface model using GRACE water storage and estimated base flow data.**Water Resour. Res.**, v. 46, W05517, 2010.

LOBO, P. C.; JOLY, C. A. Aspectos ecofisiológicos da vegetação de mata ciliar do Sudeste do Brasil. In: Matas ciliares, conservação e recuperação. Editores: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. F. São Paulo: Universidade de São Paulo. p. 143-157, 2000.

LOESCHER, H. W.; G. STARR, G.; T. A. MARTIN, T. A.; M. BINFORD, M.; H. L. GHOLZ, H. L. The effect of daytime circulations on eddy covariance carbon dioxide flux measurements over a Pinus elliottii canopy. **J. Appl. Meteorol.**, v. 45, n. 8, p. 1127-1140, 2006.

LOPEZ, O.R,; KURSAR, T.A. Flood tolerance of four tropical tree species. **Tree Physiology**, v. 19, p. 925-932, 1999.

LOUREIRO, A. A.; DA SILVA, M. F.; ALENCAR, I. C. **Essências madeireiras da Amazônia**. v. 2. Manaus, Amazonas: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, 1979. 191 p.

LOYD, C. R.; MARQUES, F. A. O. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 42, n. 1, p. 63-73, 1988.

LUIZÃO, F. J. Litter production and mineral element input to the forest floor in a central Amazonian forest, **The Journal of Geology**, v. 19, n. 4, p. 407-417, 1989.

LUIZÃO, F. J. 1996. **Ecological studies in three contrasting forest types in central Amazonia**. 298 p. Tese de doutorado (Doutorado em Biologia e Ciência Molecular), University of Stirling, Scottland, 1996.

LUIZÃO, F. J.; SCHUBART, H. O. R. Litter production and decomposition in a terra-firme forest of Central Amazonia. **Experientia**, v. 43, n. 3, p. 259-265, 1987.

LUIZÃO, R. C. C.; LUIZÃO, F. J.; PAIVA, R. Q.; MONTEIRO, T. F.; SOUZA, L. S.; KRUIJT, B. Variation of carbon and nitrogen cycling processes along a topographic gradient in a central Amazonian forest. **Global Change Biology**, v. 10, p. 592-600, 2004.

LYNE. V; HOLLICK, M. Stochastic time variable rainfall runoff modeling. In: HYDROLOGY AND WATER RESOURCES SYMPOSIUM, 1979, Perth. **Proceedings...** Perth, Australia: National Committee on Hydrology and Water Resources of the Institution of Engineers, 1979.
p. 89–92.

MAAYAR, M. E. AND CHEN, J. M. Spatial scaling of evapotranspiration as affected by heterogeneities in vegetation, topography, and soil texture, **Remote Sens. Environ.**, v. 102, p. 33–51, 2006.

MAGRIN G, MARENGO J, BOULANGER JP, BUCKERIDGE M.S, CASTELLANOS E, POVEDA G, SCARANO FR, VICUÑA S. 2014. Central and South America. In: **Climate Change 2014**: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

MALHI, Y.; NOBRE, A. D.; GRACE, J.; KRUIJT, B.; PEREIRA, M. G. P.; CULF A.; SCOTT, S. Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. 24, p. 31593–31612, 1998.

MALHI, Y.; BALDOCCHI, D. D.; JARVIS, P. G. The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests. **Plant Cell Environ.**, v. 22, n. 6, p. 715-740, 1999.

MALHI, Y.; BAKER, T .R.; PHILLIPS, O. L.; ALMEIDA, S.; ALVAREZ, E, et al. The above-ground coarse wood productivity of 104 Neotropical forest plots. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 563–591, 2004.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-17, 2002.

MALHI, Y.; WOOD, D.; BAKER, T. R.; WRIGHT, J.; PHILLIPS, O. L.; COCHRANE, T.; MEIR, P, et al. The regional variation of aboveground live biomass in old-growth Amazonian forests. **Global Change Biology,** v. 12, n. 7, p. 1107-1138, 2006.

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

MALHI, Y.; ARAGAO, L. E. O. C.; METCALFE, D. B.; PAIVA, R.; QUESADA, C. A, et al. Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests. **Global Change Biology**, v. 15, n. 5, p. 1255-1274, 2009.

MALHI, Y.; SAATCHI, S.; GIRARDIN, C.; ARAGÃO, L. E. O. C. The Production, Storage and Flow of Carbon in Amazonian Forests.: In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M, GASH, J.; DIAS, P. S. (eds.). **Amazonia and global change**. . Washington, D.C: American Geophysical Union, 2009. V. 186.

MANABE, S. Climate and the ocean circulation. I: the atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 11, p. 739-774, 1969.

MANRIQUE-SUNÉN, A.; NORDBO, A.; BALSAMO, G.; BELJAARS, A.; MAMMARELLA, I. Representing land surface heterogeneity: Offline analysis of the tiling method. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 3, p. 850-867, 2013.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; DE OLIVEIRA, G. S, et al. The drought of Amazônia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CAMARGO, H.; PAREDES, M.; DIAZ PABLÓ, A. Two Contrasting Severe Seasonal Extremes in Tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and Drought in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 26, n. 22, p. 9137-9154, 2013.

MARKEWITZ, D.; DEVINE, S.; DAVIDSON, E. A.; BRANDO, P.; NEPSTAD, D. C. Soil moisture depletion under simulated drought in the Amazon: impacts on deep root uptake. **New Phytologist**, v. 187, n. 3, p. 592-607, 2010.

MARQUES, J. D. O. **Influência de atributos físicos e hídricos do solo na dinâmica do carbono orgânico sob diferentes coberturas vegetais na Amazônia Central**. 2009. 277 p. Tese de doutorado (Doutorado em Ecologia) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Universidade Federal da Amazônia (INPA/UFAM), Manaus, 2009.

MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J. M. Cálculo da Evapotranspiração Real na Bacia Amazônica Através do Método Aerológico. **Acta Amazonica**, v. 10, n. 2, p. 357–361, 1980.

MARQUES-FILHO, A. O.; DALLAROSA, R. G.; PACHÊCO, V. B. Radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta-Reserva Biológica do Cuieiras-ZF2, Manaus. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 4, p. 427-436, 2005.

MATOS, F. D. A.; AMARAL, I. L. Análise ecológica de um hectare em floresta ombrófila densa de terra-firme, estrada da várzea, Amazonas, Brasil. **Acta Amazônia**, v. 29, n. 3, p. 365-379, 1999.

MAXWELL, R. M.; MILLER, N. L. Development of a coupled land surface and groundwater model. **J. Hydrometeorol**, v. 6, n. 3, p. 233-247, 2005.

MEINZER, O. E. **Outline of ground-water hydrology**. Geological Survey Water-Supply paper 494. Washington DC: Government Printing Office, 1923.

MEIR, P.; WOODWARD, F. I. Amazonian rain forests and drought: Response and vulnerability. **New Phytologist**, v. 187, n. 3, p. 553-557, 2010.

MERCADO, L. M.; PATIÑO, S.; DOMINGUES, T. F.; FYLLAS, N. M.; WEEDON, G. P, et al. Variations in Amazon forest productivity correlated with foliar nutrients and modelled rates of photosynthetic carbon supply. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, series B 1471-2970, 2011.

METCALFE, D.; MEIR, P.; WILLIAMS, M. A comparison of methods for converting rhizotron root length measurements into estimates of root mass production per unit ground area. **Plant Soil**, v. 301, n. 1-2, p. 279-288, 2007.

MIELKE, M. S.; ALMEIDA, A. F.; GOMES, F. P.; AGUILAR, M. A. G.; MANGABEIRA, P. A. O. Leaf gas exchange, chlorophyll fluorescence and growth responses of *Genipa Americana* seedlings to soil flooding. **Environment and Experimental Botany**, v. 50, n. 3, p. 221-231, 2003.

MIELKE, M. S.; MATOS, E. M.; COUTO, V. B.; ALMEIDA, A. F.; GOMES, F. P.; MANGABEIRA, P. A. O. Some photosynthetic and growth responses of *Annona glabra L.* seedling to soil flooding. **Acta Botanica Brasilica**, v. 19, n. 4, p. 905-911, 2005.

MIGUEZ-MACHO, G.; FAN, Y. The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. Influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. **J. Geophys. Res.**, v. 117, D15113, 2012a.

MIGUEZ-MACHO, G.; FAN, Y. The role of groundwater in the Amazon water cycle: 2. Influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration, **J. Geophys. Res.**, v. 117, D15114, 2012b

MILLER, S. D., GOULDEN, M. L., MENTON, M. C., DA ROCHA, H. R., DE FREITAS, H. C., FIGUEIRA, A. M. E. S., DE SOUSA, C. A. D. Biometric and micrometeorological measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. 114-126, 2004.

MOLDERS, N.; RAABE, A.; TETZLAFF, G. A comparison of two strategies on land surface heterogeneity used in a mesoscale beta meteorological model, **Tellus**, v. 48, n. 5, p. 733 - 749, 1996.

MONCRIEFF, J.; MASSHEDER, J. M.; DE BRUIN H.; ELBERS, J, et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxid. **J. Hydrol.**, v. 188–189, p. 589–611, 1997.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E.; SULLIVAN, K. The role of GIS in watershed analysis. In: LANE, S. N.; RICHARDS, K. S. CHANDLER, J. H. (eds.). **Landform monitoring, modeling and analysis.** , John Wiley & Sons Ltd., 1998. p. 241-261.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; DUNNE, T.; FIGUEIREDO, R. O.; VICTORIA, R. Water storage and runoff processes in plinthic soils under forest and pasture in Eastern Amazonia. **Hydrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2509-2526, 2006.

MUELLER, B; HIRISCH, M.; JIMENES, C, 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.

NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C. R.; DAVDSON, E. A.; JIPP, P. H, et al. The effects of partial throughfall exclusion on canopy processes, aboveground production, and biogeochemistry of an Amazon forest. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D20, p. LBA 53-1–LBA 53-18, 2002.

NIU, G. Y.; YANG, Z. L.; DICKINSON, R. E.; GULDEN, L. E.; SU, H. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. **J. Geophys. Res.**, v. 112, n. D07103, 2007.

NOBRE, A. D. **Relação entre matéria orgânica e mineral de uma topossequência latossolo-podzol e a cobertura de floresta tropical úmida na Bacia do Rio Curiaú, Amazônia Central**. 1989. 133 p. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Ecologia) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 1989.

NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; HODNETT, M. G.; RENNÓ, C. D.; RODRIGUES, G.; SILVEIRA, A.; WATERLOO, M.; SALESKA, S. Height Above the Nearest Drainage - a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, v. 404, n. 1-2, p. 13-29, 2011.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, p. 987-998, 1991.

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of Amazonian climate: Main features. In: KELLER, M et al. (ed.). **Amazonia and global change**. Washington, D. C: Geophysical Monograph Series, 2009. v. 186, p. 149-162.

NOBRE, P; SIQUEIRA, L. S. P.; DE ALMEIDA, R. A. F.; MALAGUTTI, M, et al. Climate Simulation and Change in the Brazilian Climate Model. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6716-6732, 2013.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 3, p. 536-549, 1989.

NOILHAN, J.; MAHFOUF J. F. The ISBA land surface parameterization scheme. **Global and Planetary Change**, v. 13, n. 1-4, p. 145-159, 1996.

NORTCLIFF, S; THORNES, J. B. Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and the implications for its management. In: LAL, R..; RUSSEL, E.W. (eds.). **Tropical agricultural hydrology**. New York, USA: Wiley, 1981.

O'CALLAGHAN, J. F., MARK, D.M. The extraction of drainage networks from digital elevation data. **Computer Vision, Graphics, and Image Processing**, v. 28, n. 3, p. 323–34, 1984.

OHTAKI, E. On the Similarity in atmospheric fluctuations of carbon dioxide, water vapour and temperature over vegetated fields. **Boundary-Layer Meteorol.**, v. 32, n. 1, p. 25-37, 1985.

OLIVEIRA, A. N., AMARAL, I. L. Florística e fitossociologia de uma floresta de vertente na Amazônia Central, Amazonas, Brasil. **Acta Amazônica**, v. 34, n. 1, p. 21-34, 2004.

OLIVEIRA, L. L. **Interações da estrutura da vegetação com a topografia e solo na Floresta Nacional do Amapá**. 2012. 105 p. Tese de doutorado (Doutorado em Biodiversidade Tropical) - Fundação Universidade Federal do Amapá (UNIFAP), Amapá, 2012.

OLIVEIRA, M. B. L. **Estudo das trocas de energia sobre a floresta amazônica**. 2010. 144 p. Tese de Doutorado (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Amazônia, 2010.

OLIVEIRA, R. S., DAWSON, T. E., BURGESS, S. S. O., NEPSTAD, D. C. Hydraulic redistribution in three Amazonian trees. **Oecologia**, v.145, n. 3, p. 354-363, 2005.

OLIVEIRA, V. C.; JOLY, C. A. Flooding tolerance of Calophyllum brasiliense Camb. (Clusiaceae): morphological, physiological and growth responses. **Trees**, v. 24 n. 1, p. 185-193, 2010.

OVANDO, A.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. MARTINEZ, J. M, et al. Extreme flood events in the Bolivian Amazon wetlands. **Journal of Hydrology**, v. 5, p. 293-308, 2016.

PAPPAS, C.; FATICHI, S.; LEUZINGER, S.; WOLF, A.; BURLANDO, P. Sensitivity analysis of a process-based ecosystem model: Pinpointing parameterization and structural issues. **Journal of Geophysical Research Biogeosciences**, v. 118, n. 2, p. 505-528, 2013.

PAROLIN P. Morphological and physiological adjustments to waterlogging and drought in seedlings of Amazonian floodplain trees. **Oecologia**, v. 128, n. 3, p. 326-335, 2001.

PAROLIN, P.; DE SIMONE, O.; HAASE, K.; WALDHOFF, D.; ROTTENBERGER, S.; KUHN, U, et al. Central Amazon floodplain forests: tree survival in a pulsing system. **The Botanical Review**, v. 70, n. 3, p. 357–380, 2004.

PELISSIER, P.; DRAY, S.; SABATIER, D. Within-plot relationships between tree species occurrences and hydrological soil constraints: an example in French Guiana investigated trough canonical correlation analysis. **Plant Ecology**, v. 162, n. 2, p. 143-156, 2001.

PEZESHKI, S. R,; DELAUNE, R. D. Ecophenic variations In Spartina patens: growth and biomass partitioning. **J. Aquat. Plant Mgmt.**, v. 29, p. 99-102, 1991

PEZESHKI, S. R. Plant response to flooding. p. 289-321. In: **Plant-environment interactions**. Editor: WILKINSON, R. E. New York, Marcel Dekker, 1994.

PEZESHKI, S. R. Wetland plant responses to soil flooding. **Environmental and Experimental Botany**, v. 46, n. 3, p. 299-312, 2001.

PHILLIPS, O. L.; ARAGÃO, L. E. O. C.; LEWIS. S, et al. Drought Sensitivity of the Amazon Rainforest. **Science**, v. 323, n. 5919, p. 1344-1347, 2009.

PINHEIRO , T. F. **Caracterização e estimativa de biomassa em fitofisionomias de Terra-firme da Amazônia Central por inventário florístico e por textura de imagens simulação do MAPSAR (Multi-Application Purpose SAR)**. 2007. 111 p. (INPE-15322-TDI/1365). Dissertação de mestrado (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 2007. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.12.51>.

PIRES, J. M.; PRANCE, G. T. Vegetation types of the Brazilian Amazonia. In. : PRANCE, T.; LOVEJOY, T.E. (eds.). **Key environments**: Amazonia. New York: Pergamon, 1985. p. 109-145.

PITMAN, A. J. The evolution of, and revolution on in, land surface schemes designed for climate models. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 479-510, 2003.

POLCHER, J.; LAVAL, K.; DUMENIL, L.; LEAN, J.; ROWNTREE, P. Comparing three land surface schemes used in GCMs. **J Hydrol.**, v. 180, p. 373-394, 1996.

POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model: the response to doubling stomatal resistance. **Global and Planetary Change**, v. 10, n. 1-4, p. 129-161, 1995.

PRANCE, G. T. A terminologia dos tipos de florestas amazônicas sujeitas a inundação. **Acta Amazônica**, v. 10, n. 3, p. 495-504, 1980.

PREVEDELLO, C. L. **Física do solo com problemas resolvidos.** Curitiba: Salesward-Discovery, 1996.

PYLE, E. H.; SANTONI, G. W.; NASCIMENTO, H. E. M.; HUTYRA, L. R, et al. Dynamics of carbon, biomass, and structure in two Amazonian forests. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, G00B08, 2008.

RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J. A. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. **Global Biogeochemical Cycles**, v, 13, n. 4, p. 997-1027, 1999.

RAMMIG, A.; JUPP, T.; THONICKE, K.; TIETJEN, B.; HEINKE, J.; OSTBERG, S.; LUCHT, W.; CRAMER, W.; COX, P. Estimating the risk of Amazonian forest dieback. **New Phytologist**, v. 187, n. 3, p. 694-706, 2010.

RANZANI, G. Identificação e caracterização de alguns solos da Estação Experimental de Silvicultura Tropical do INPA. **Acta Amazônica**, v. 10, n. 1, p. 7-41, 1980.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; SAXTON, K. E. Estimation of soil water properties.**Transactions of the ASAE,** v. 25, n. 5, p. 1316–1330, 1982.

REICHSTEIN, M.; FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; PAPALE, D.; AUBINET, M, et al. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. **Global Change Biol.**. v. 11, p. 1424–1439, 2005.

RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. J. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 9, p. 3469-3481, 2008.

REZENDE, L. F. **Análise e modelagem de ecofisiologia (respostas fotossintéticas) de espécies da Caatinga em campo e sob condições de alta concentração de CO2**. 2015. 175 p. <8JMKD3MGP8W/3J3CB32>. (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/02.26.17.51-TDI). Tese de doutorado (Doutorado Ciência do Sistema Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, São Paulo, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3J3CB32>.

RIBEIRO, J. E. L. S., HOPKINS, M. J. G., VICENTINI, A., SOTHERS, C. A, et al. **Flora da Reserva Ducke: Guia de identificação das plantas vasculares de uma floresta de terra firme na Amazônia Central**. Manaus: INPA, 1999. 816 p.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics**, v. 1, n. 5, p. 318–333, 1931.

RICHARDSON, C. W. Stochastic simulation of daily precipitation, temperature, and solar radiation. **Water Resour. Res.**, v. 17, n. 1, p. 182–190, 1981.

RIZZINI, C. T. **Tratado de fitogeografia do Brasil**. v.2 Rio de Janeiro: Âmbito Cultural Edições Ltda, 1997. 748 p.

RIZZINI, C. T.; FILHO, A. F. C.; HOUAISS, A. **Ecossistemas brasileiros**. Rio de Janeiro: Index, 1988. 200 p.

ROBOCK, A.; VINNIKOV, K.Y.; SRINIVASAN, G.; ENTIN, J.K.; HOLLINGER, S.E.; SPERANSKAYA, N. A.; LIU, S.; NAMKHAI, A. The Global Soil Moisture Data Bank. **American Meteorological Society**, v. 81, p. 1281-1299, 2000.

ROCA, R.; AUBLANC, J; CHAMBON, P. FIOLLEAU, T.; VILTARD, N. Robust observational quantification of the contribution of mesoscale convective.systems to rainfall in the tropics. **Journal of Climate**, v. 27, n. 13, p. 4952-49-58, 2014.

ROSEN, M. A. Second law analysis: approaches and implications. **International Journal of Energy Research**, v. 23, n. 5, p. 415–429, 1999.

ROWE, C. M. Incorporating landscape heterogeneity in land surface albedo models. **J. Geophys. Res.**, v. 98, n. D3, p. 5037-5043, 1993.

SAATCHI, S.; ASEFI-NAJAFABADY, S.; MALHI, Y.; ARAGAO, L.; ANDERSON, L.; MYNENI, R.; NEMANI, R. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 2, p. 565–570, 2013.

SALATI, E.; VOSE, P. B. Amazon basin: a system in equilibrium. **Science**, v. 225, n. 4658, p. 129-138, 1984.

SALATI, E.; NOBRE, C. A.; dos SANTOS, A. A. Amazonian deforestation: regional and global issues. **Amazoniana**, v. 16, n. 3-4, p. 463-481, 2001.

SAMPAIO, G. **O El Niño e você -** o fenômeno climático. São José dos Campos: Transtec Editorial, 2001. 116 p.

SCHMETZ, J. On the parametrization of the radiative properties of broken clouds. **Tellus**, v. 36, n. 5, p. 417-432, 1982.

SELLERS, P. J.; MINTZ,Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505-531, 1986.

SELLERS, P. J. Biophysical models of land surface processes. In: Trenberth, K. E. (ed.). **Climate system modeling.** Cambridge: Cambridge University Press, 1992. p. 451-490.

SELLERS, P. J.; DICKINSON, R. E.; RANDALL D. A.; BETTS, A. K.; HALL, F. G.; BERRY, J. A., et al. Modeling the exchange of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. **Science**, v. 275, n. 5299, p. 502-509, 1997.

SETH, A.; GIORGI, F.; DICKINSON, R. E. Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces: explicit sub-grid method employing the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS). **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D9, p. 18651-18667, 1994.

SETTELE, J.; SCHOLES, R.; BETTS, R, et al. Terrestrial and inland water systems. In: FIELD, C.B.; BARROS, V.R.; DOKKEN DJ, et al. (eds.). **Climate change 2014**: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. p. 271‑359.

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.

SHRESTHA, R. K.; ARORA, V. K.; MELTON, J. R. The sensitivity of simulated competition between different plant functional types to sub-grid-scale representation of vegetation in a land surface model. **J. Geophys. Res. Biogeosci.**, v. 121, p. 809-828, 2016.

SHUKLA, J; MINTZ, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. **Science,** v. 215, n. 4539, p. 1498-1501, 1982.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. W. C.; LLOYD, C. R.; MCNEIL, D. D.; MOORE, C. J.; WALLACE, J. S. An integrated micrometeorological system for evaporation measurement. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 43, n. 3-4, p. 295-317, 1988.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philos, Trans. Roy. Soc. London**, v. 324, n. 1223, p. 299-334, 1989.

SILVA, F. B. **Modelagem da produtividade primária bruta na Amazônia**. 2013. 153 p. IBI: <8JMKD3MGP7W/3EB7HH5>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/06.20.13.35-TDI). Tese de doutorado (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 2013. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3EB7HH5>.

SILVA, R. P. **Alometria, estoque e dinâmica da biomassa de florestas primárias e secundarias na região de Manaus (AM)**. 2007. 152 p. Tese de Mestrado (Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 2007.

SILVER, W. L.; THOMPSON, A. W.; MCGRODDY, M. E.; VARNER, R. K.; DIAS J. D.; SILVA, H.; CRILL, P. M.; KELLER, M. Fine root dynamics and trace gas fluxes in

two lowland tropical forest soils. **Global Change Biology**, v. 11, n. 2, p. 290–306, 2005.

SORRIBAS, M. V.; PAIVA, R. C. D.; MELACK, J. M.; BRAVO, M, et al. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. **Climatic Change**, v. 136, n. 3, p. 555–570, 2016.

SOTTA, E. D.; MEIR, P., MALHI, Y.; NOBRE, A. D. GRACE, J. Soil CO_2 efflux in a tropical forest in the central Amazon. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 601–617, 2004.

SOUZA. J. S. **Dinâmica espacial e temporal do fluxo de CO2 do solo em floresta de terra firme na Amazônia Central.** 2004. Tese de doutorado (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e Universidade Federal do Amazonas (INPA/UFAM), Manaus, 2004.

SOYLU, M. E.; ISTANBULLUOGLU, E.; LENTERS, J. D.; WANG, T. Quantifying the impact of groundwater depth on evapotranspiration in a semi-arid grassland region. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v. 15, n. 3, p. 787-806, 2011.

STIEGLITZ, M., D. RIND, J. FAMIGLIETTI, AND C. ROSENZWEIG, An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. **J. Clim.**, v. 10, p. 118- 137, 1997.

STJINMAN, J. **Sapflow start times in the Asu catchment, Brazil**. Amsterdam: VU University, Faculty of Earth and Life Sciences, 2015. 17 p.

STOY, P. C.; MAUDER, M.; FOKEN, T.; MARCOLLA, B, et al. A data-driven analysis of energy balance closure across FLUXNET research sites: the role of landscape scale heterogeneity. **Agric. For. Meteorol.**, v. 171–172, p. 137-152, 2013.

TAKYU, M.; AIBA, S.; KITAYAMA, K. Effects of topography on tropical lower montane forests under different geological conditions on Mount Kinabalu, Borneo. **Plant Ecology**, v. 159, n. 1, p. 35-49, 2002.

TELLO, J. C. R. **Aspectos fitossociológicos das comunidades vegetais de uma topossequência da Reserva Florestal Ducke do INPA**. 1995. 335 p. Tese de Doutorado (Doutorado em Botânica) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Universidade Federal do Amazonas (INPA/UFAM), Manaus, 1995.

TERBORG, J.; ANDRESEN, E. The composition of Amazonian forests: patterns at local and regional scales. **Journal of Tropical Ecology**, v. 14, n. 5, p. 645-664, 1998.

TESFA, T. K.; LEUNG, L-Y. R. Exploring new topography-based subgrid spatial structures for improving land surface modeling. **Geosci. Model Dev.**, v. 10, p. 873-888, 2017.

THEMEBL, M. J.; GOBIET, A.; HEINRICH, G. Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. **Clim. Change**, v. 112, p. 449–468, 2012.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. Soil hydraulic properties and van Genuchten parameters for an oxisol under pasture in central Amazonia. In: GASH J. H. C.; NOBRE C. A.; ROBERTS J. M.; VICTORIA R. L. (eds.). Amazonian deforestation and climate. West Sussex: John Wiley and Sons, 1996. p. 101-124.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. 1997. Estimating unsaturated hydraulic conductivity of Brazilian soils using soil-water retention data. **Soil Science**, v. 162, n. 10, p. 703-712, 1997.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G.; CUARTAS, L. A.; NOBRE, A. D.; WATERLOO, J.; OLIVEIRA, S. M. The water balance of an Amazonia microcatchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behaviour. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 13, p. 2133-2147, 2008.

TOMASELLA, J.; BORMA, L. S.; MARENGO, A.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTAS, L. A.; NOBRE, C. A.; PRADO M. C. R.. The droughts of 1996-1997 and 2004-2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem, **Hydrological Process**, v. 25, n. 8, p. 1228-1242, 2010.

TÓTA, J.; FITZJARRALD, D. R.; DA SILVA DIAS, M. A. F. Amazon Rainforest Exchange of Carbon and Subcanopy Air Flow: Manaus LBA Site-A Complex Terrain Condition. **The Scientific World Journal**, v. 52, n. 12, p. 2654-2663, 2012.

TOURIGNY, E. **Multi-scale fire modeling in the neotropics: coupling a land surface model a to high resolution fire spread model, considering land cover heterogeneity**. 2014. 183 p. IBI: <8JMKD3MGP5W34M/3GD37Q2>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/05.30.00.36-TDI) .Tese de doutorado (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, São Paulo, 2014. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3GD37Q2>.

TRIOLA, M. F. **Introdução à estatística**. Rio de Janeiro: LTC, 1999. v.7.

TWINE, T.E.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M, et al. 2000. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, n. 3, p. 279-300, 2000.

USGS, UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY, Science for a changing word. 2016. Disponível em: https://www.usgs.gov/. Acesso em: 15 de out de 2015.

VAN, VUUREN D. P, EDMONDS, J, THOMSON, A, RIAHI, K, KAINUMA, M, MATSUI T, et al. Representative concentration pathways: an overview. **Clim. Chang.**, v. 109, p. 5-31, 2011.

VELÁZQUEZ-ROSAS, N.; MEAVE, J.; VÁZQUEZ-SANTANA, S. Elevation variation of leaf traits in montane rain forest tree species at La Chinantla, Sourthen Mexico. **Biotropica**, v. 34, n. 4, p. 534-546, 2002.

VERHOEF, A.; EGEA, G. Modeling plant transpiration under limited soil water: comparison of different plant and soil hydraulic parameterizations and preliminary implications for their use in land surface models. **Agric. For. Meteoro.**, v. 191, p. 22–32, 2014.

VERSEGHY, D. L. CLASS - a Canadian land surface scheme for GCMs, I. Soil model. **Int. J. Climatol.**, v. 11, n. 4, p. 111-133, 1991.

VIEIRA, S.; de CAMARGO, P. B.; SELHORST, D.; Da SILVA, R.; HUTYRA, L.; CHAMBERS, J. Q, et al. A. Forest structure and carbon dynamics in Amazonian tropical rain forests. **Oecologia**, v. 140, n. 3, p. 468-479, 2004.

VON RANDOW, C.; SÁ, L.D.; GANNABATHULA, P.S.; MANZI, A.O.; ARLINO, P.R.; KRUIJT, B. Scale variability of atmospheric surface layer fluxes of energy and carbon over a tropical rain forest in southwest Amazonia 1. Diurnal conditions. **J. Geophys. Res.**, v. 7, n. D20, p. LBA 29-1–LBA 29-12, 2002.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; DE OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B, et al. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 5-26, 2004.

WALKER, A. P.; BECKERMAN, A. P.; GU, L.; KATTGE, J, et al. The relationship of leaf photosynthetic traits – Vcmax and Jmax – to leaf nitrogen, leaf phosphorus, and specific leaf: a meta-analysis and modeling study. **Ecology and Evolution**, v. 4, n. 16, p. 3218-3235, 2014.

WATERLOO, M. J.; OLIVEIRA, S. M.; DRUCKER, D. P.; NOBRE, A. D.; CUARTAS L. A, et al. Export of organic carbon in runoff from an Amazonian blackwater catchment. **Hidrological Processes**, v. 20, n. 12, p. 2581-2597, 2006.

WETZEL, P. J.; X. LIANG, IRANNEJAD, P.; BOONE, A.; NOILHAN, J.; SHAO, Y. P, et al. Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. **Global Planet. Change**, v. 13, n. 1-4, p. 57-71, 1996.

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

WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W. LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resour. Res**, v. 30, n. 6, p. 1665-1679, 1994.

WILLIAMS, M.; RASTETTER, E. B.; DAVID, N. F.; GOULDEN, M. L, et al. Predicting gross primary productivity in terrestrial ecosystems. **Ecological Applications**, v. 7, n. 3, p. 882-894, 1997a.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 223-43, 2002.

WOOD, E. F.; ROUNDY, J. K.; TROY, T. J.; VAN BEEK, L. P. H.; BIERKENS, M. F. P, et al. Hyperresolution global land surface modeling: meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. **Water Resources Research**, v. 47, W05301, 2011.

YEH, P. J. F.; ELTAHIR, E. A. B. Representation of water table dynamics in a land surface scheme: Model development. **Journal Climatology**, v. 18, n. 12, p. 1861-1880, 2005a.

YEH, P. J. F.; ELTAHIR, E. A. B. Representation of water table dynamics in a land surface scheme: Subgrid variability. **Journal Climatology**, v. 18, n. 12, p. 1881-1901, 2005b.

YIN, X. Improving ecophysiological simulation models to predict the impact of elevated atmospheric CO_2 concentration on crop productivity**. Annals of Botany**, v. 112, n. 3, p. 465–475, 2013.

ZANCHI, F. B. **Vulnerability to drought and soil carbon exchange of valley forest in Central Amazonia - Brazil**. 2013. 186 p. Tese de doutorado (Doutorado em Ciências Geoambientais) - Free University of Amsterdam, Holanda, 2013.

ZANCHI, F. B.; WATERLOO, M. J.; DOLMAN, A. J.; GROENENDIJK, M, et al. Influence of drainage status on soil and water chemistry, litter decomposition and soil respiration in central Amazonian forests on sandy soils. **Ambi–Agua**, v. 6, n. 1, p. 6-29, 2011.

ZANCHI, F. B.; MEESTERS, A. G. C. A.; WATERLOO, J. M.; KRUIJT, B.; KESSELMEIER, J.; LUIZÃO, F. L.; DOLMAN, A. J. Soil CO_2 exchange in seven pristine Amazonian rain forest sites in relation to soil temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 192-193, p. 96-107, 2014.

ZARIN, D. J.; DUCEY, M. J.; TUCKER, J. M.; SALAS, W. A. Potential biomass accumulation in Amazonian regrowth forests. **Ecosystems**, v. 4, n. 7, p. 658–668, 2001.

ZHA, T. S.; BARR, A. G.; BERNIER, P. Y.; LAVIGNE, M. B.; TROFYMOW, J. A.; AMIRO, B. D.; ARAIN, M. A, et al. Gross and aboveground net primary production at Canadian forest carbon flux sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 174-175, p. 54–64, 2013.

ZHANG, K.; CASTANHO, A. D. A.; GALBRAITH, D.; MOGHIM, S, et al. The fate of Amazonian ecosystems over the coming century arising from changes in climate,

atmospheric CO_2 and land use. **Global Change Biology**, v. 21, n. 7, p. 2569–2587, 2015.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J.; CHASE, T. The impact of land cover change on the atmospheric circulation. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 5-6, p. 467-477, 2001.

ZHAO, M.; RUNNING S. W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. **Science**, v. 329, n. 5994, p. 940–943, 2010.

ZHAO, J. C.; LIU, S. H. Research on the impact of vegetation change on land-atmosphere coupling strength in northwest China. **Chinese J. Geophys.-Chinese Ed,** v. 58, p. 47-62, 2015.