



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.15.14.59-TDI

FLUXOS DE RADIAÇÃO, ÁGUA E CARBONO EM ECOSSISTEMAS TERRESTRES NA AMAZÔNIA ORIENTAL COM BASE EM DADOS MODIS

Gabriel de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Elisabete Caria Moraes, e Nathaniel Alan Brunsell, aprovada em 22 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M4EGMP>>

INPE
São José dos Campos
2016

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

Fax: (012) 3208-6919

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 E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.15.14.59-TDI

FLUXOS DE RADIAÇÃO, ÁGUA E CARBONO EM ECOSSISTEMAS TERRESTRES NA AMAZÔNIA ORIENTAL COM BASE EM DADOS MODIS

Gabriel de Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Elisabete Caria Moraes, e Nathaniel Alan Brunsell, aprovada em 22 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M4EGMP>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Oliveira, Gabriel de.
Ol4f Fluxos de radiação, água e carbono em ecossistemas terrestres na Amazônia oriental com base em dados MODIS / Gabriel de Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxvi + 152 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.15.14.59-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Elisabete Caria Moraes, e Nathaniel Alan Brunsell.

1. Sensoriamento Remoto. 2. Balanço de radiação. 3. Eficiência de uso da água. 4. MODIS. 5. Amazônia. I.Título.

CDU 528.8:551.521(811.3)



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

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

Aluno (a): **Gabriel de Oliveira**

Título: " FLUXOS DE RADIAÇÃO, ÁGUA E CARBONO EM ECOSISTEMAS TERRESTRES NA AMAZÔNIA ORIENTAL COM BASE EM DADOS MODIS".

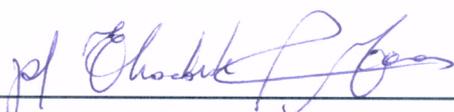
Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Doutor(a)** em **Sensoriamento Remoto**

Dra. Elisabete Caria Moraes



Presidente / Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Nathaniel Alan Brunzell



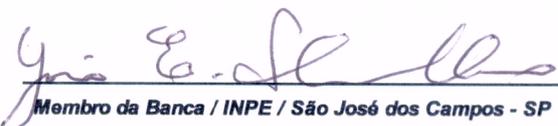
Orientador(a) / Univer do Kansas / Kansas - USA

Dr. Luiz Eduardo Oliveira e Cruz de Aragão



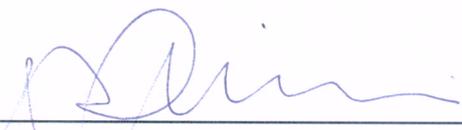
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Yosio Edemir Shimabukuro



Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira



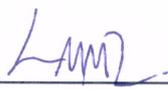
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Daniel de Castro Victoria



Convidado(a) / EMBRAPA / Campinas - SP

Dr. Luiz Marcelo Mattos Zeri



Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

“...Explore. Dream. Discover.”

Mark Twain

*Dedico esta Tese de Doutorado, com todo amor e carinho, a meus pais Mauro e Anna,
e a meus irmãos, Mauro Eduardo e Anna Paula.*

AGRADECIMENTOS

Vejo a finalização desta Tese de Doutorado como o término de uma longa trajetória, por vezes bastante tortuosa e difícil, mas me sinto extremamente realizado e feliz de ter chegado até aqui. Penso que nesse momento só me resta agradecer.

Agradeço a Deus pela vida, por todas as experiências, aprendizados, e por estar a meu lado sempre. Nunca perdi a fé, mesmo nos momentos em que enfrentei grandes dificuldades. E meu amor e confiança em Deus somente aumentaram ao longo dessa trajetória.

Gostaria de agradecer de forma mais que especial e do fundo do meu coração a meus pais, Mauro e Anna, por serem a base de minha vida e o motivo da força que me move diariamente. Agradeço por todo cuidado, amor, carinho, e compreensão. Obrigado pelo incentivo sempre e por serem incansáveis e dedicados em dar o melhor possível para mim. Sou grato eternamente por tudo que vocês fizeram e continuam fazendo por mim, e espero proporcionar a vocês o máximo que puder para fazê-los felizes. Amo vocês mais que tudo em minha vida.

Agradeço a meus irmãos, Anna Paula e Mauro Eduardo, por estarem sempre a meu lado, apoiar minhas decisões e vibrar com minhas conquistas. Também agradeço por me fazerem feliz por seus gestos e ações, e me incentivar sempre. Amo vocês.

Agradeço muito à Dra. Bete Moraes, a quem considero mais que uma orientadora, e sim uma amiga, uma pessoa de minha família. Sou extremamente grato pelo voto de confiança dado no final de 2009 em uma entrevista para eu dar início ao Mestrado. Desde então nossa relação somente cresceu, aprendi muito com ela, que sempre vibrou com minhas conquistas e esteve a meu lado para ajudar. Obrigado pelo exemplo de orientação, pela confiança em mim depositada, pelas dicas e incentivos que foram essenciais, não somente para o meu crescimento profissional, mas também pessoal desde quando a conheci e começamos a trabalhar juntos. Muito obrigado por tudo, de verdade.

Ao INPE, pela excelência do curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto e infraestrutura proporcionada. A todos os pesquisadores da Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR) e da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) pelo apoio necessário ao desenvolvimento deste trabalho.

Também sou muito grato ao INPE, uma instituição extremamente renomada nacionalmente e internacionalmente, pela oportunidade de aprofundar minha pesquisa em um ambiente tão lindo e apaixonante como a Amazônia. Só tenho boas lembranças dos inúmeros trabalhos de campo, através de diferentes projetos, que envolveram não somente a Amazônia brasileira, como também a peruana e a boliviana. Também agradeço a oportunidade de conhecer inúmeros lugares, pessoas, através de conferências, reuniões, meu estágio de doutorado sanduíche na Universidade do Kansas, entre outros, que permitiram um imenso crescimento pessoal e profissional em minha vida.

Ao CNPq, pela concessão de bolsa de doutorado (Processo: 52521/2012-7) e à CAPES, pela concessão de bolsa para realização de estágio de doutorado sanduíche no Departamento de Geografia e Ciências Atmosféricas da Universidade do Kansas, Lawrence, Kansas, EUA (Processo: 8210/2014-4).

Ao Dr. Yosio Shimabukuro, por todo conhecimento compartilhado desde o início de meu Mestrado e por sua constante disposição em ajudar.

Ao Dr. Luiz Aragão, pelo incentivo e confiança em meu trabalho, e por ser uma fonte de inspiração acadêmica para mim por sua excelente pesquisa.

Ao Thiago Veloso por ter sido uma espécie de mentor desde o início de meu Mestrado e ter dado uma ajuda essencial no desenvolvimento de minha Dissertação e Tese. Agradeço-o muito, também, por todas as dicas no momento em que estava organizando minha ida para a Universidade do Kansas.

Ao Gabriel Bertani, por sua imensurável ajuda desde o início de meu Doutorado com todo o auxílio na parte de programação. Obrigado também por sua especial amizade e por ser

um Gremista fiel! Também gostaria de agradecer ao Guilherme Mataveli e Bruno Silva, por suas amizades, pela convivência, e pela ajuda no desenvolvimento deste trabalho.

Aos meus professores orientadores da época da Graduação na UFRGS, Dr. Laurindo Guasselli, Dra. Dejanira Saldanha e Dra. Maria do Carmo Lima e Cunha, por serem pessoas muito especiais, corretas, por me incentivar e proporcionar o meu primeiro contato com a pesquisa científica.

I am extremely grateful for the opportunity to develop a part of my Ph.D. research in the Department of Geography and Atmospheric Science at the University of Kansas (KU), Lawrence, Kansas, USA. I am also thankful for all the opportunities that KU has given to me challenge myself, experience different cultures, and meet different people. I am very proud to be a Jayhawk and part of a community which shares in that rich tradition and vibrant spirit. Rock Chalk, Jayhawk!

I would like to express my sincere gratitude to my advisor Dr. Nate Brunsell for giving me the opportunity to work with him at the University of Kansas, for his motivation, enthusiasm, and immense knowledge. I have learned a lot from you. Thank you very much for everything.

I want to thank my fellow members of the Biometeorology Lab: Maged Nosschi, Jian Yang, Kelly Logan, and Suzy Satcher. I would like to thank all the professors of the Department of Geography and Atmospheric Science of KU. Specifically, I want to thank Dr. David Mechem and Dr. David Rahn for their support and for kindly sharing their knowledge and experience with me. My sincere thanks also goes to the staff members of the Department of Geography and Atmospheric Science of KU, especially to Ms. Ramia Whitecotton and Ms. Ally Smith.

I would like to extend my thanks to some special friends I have made in Lawrence: Andrew Fisher, Sam Henkin, Matt Fahrenbruch, Will Penner, Hollie Hall, Eric Pincus, Chinmay Ratnaparkhi, Katie Vagallis, Bryan Conrad, Randy David, Michael Londeen, Luke McMichael, and Dillon Turner. Thank you all for the friendship, support, experiences, and beers shared (downtown LFK, The Oread, Louise's, Five Bar, etc., etc.)!

I want to thank Shannon for her inspiration, for every moment, for making me smile, and for being part of my life. You have given me so much support and love, thank you, I love you.

Finalmente, a todas as pessoas que fizeram parte dessa caminhada, que estiveram a meu lado apoiando e incentivando-me, e torceram por este trabalho, meu sincero muito obrigado!

RESUMO

O objetivo principal desta pesquisa foi obter estimativas dos componentes do balanço de radiação (Rn), evapotranspiração (ET), produtividade primária bruta (GPP), e eficiência de uso da água (WUE) em escala regional, abrangendo sete bacias na porção leste da Amazônia, entre 2001 e 2013, a partir da utilização de dados do sensor MODIS. Os objetivos específicos incluíram: i) desenvolver uma abordagem para estimativa do Rn e seus componentes sob diversas condições do céu na região amazônica utilizando apenas dados de sensoriamento remoto (MODIS) e reanálise (GLDAS), através da adaptação do modelo SEBAL; ii) calcular a WUE a partir de dados de ET e GPP provenientes dos algoritmos MOD16 e MOD17, respectivamente; iii) analisar a dinâmica espacial e temporal dos fluxos de radiação, água e carbono na área de estudo; iv) avaliar a magnitude e variabilidade temporal dos fluxos de radiação, água e carbono em diferentes tipos de uso e cobertura da terra verificados na região; e v) avaliar os impactos de mudanças de uso e cobertura da terra nos fluxos de energia e carbono. A comparação das estimativas obtidas pelo método proposto para determinação dos fluxos radiativos com observações de torres do LBA mostrou erros médios de ~14 e 13% para o Rn instantâneo e diário, respectivamente. Os produtos MOD16 (ET) e MOD17 (GPP) apresentaram erros, em média, de ~14 e 30%, enquanto as estimativas de WUE tiveram um erro médio de ~32%. A variabilidade espacial do Rn, ET, GPP, e WUE esteve associada principalmente ao gradiente de uso e cobertura da terra ao longo da região. Os maiores valores dessas variáveis foram observados na porção centro-norte (sul do estado do Pará), ao passo que os menores foram verificados na porção centro-sul (norte do estado do Mato Grosso). Isso esteve relacionado ao fato de que o setor centro-norte, mesmo apresentando áreas com forte ocorrência de desmatamento, possui maiores áreas de floresta (primária ou secundária) em relação ao setor centro-sul. Temporalmente, o Rn, ET, GPP, e WUE na área de estudo mostraram um padrão sazonal bem pronunciado, variando com as estações úmida (janeiro a junho) e seca (julho a dezembro) na região. Os ecossistemas de floresta tropical primária (FP), vegetação secundária (VS) e cerrado (CE) apresentaram menores valores de temperatura do ar e da superfície, albedo, radiação infravermelha termal incidente ($L\downarrow$) e emitida ($L\uparrow$), e maiores valores de Rn, GPP, ET, e WUE em relação à soja (SO) e pastagem (PA). O comportamento temporal dos fluxos de radiação, água e carbono nos diferentes ecossistemas terrestres esteve diretamente associado com a sazonalidade climática da região, ou seja, às características intrínsecas aos períodos chuvoso e seco. Tais características influenciaram no comportamento dos parâmetros biofísicos da vegetação e, conseqüentemente, nos fluxos de superfície. Constatou-se que a conversão de FP para SO possui um maior impacto no clima regional da porção leste da Amazônia na comparação com a alteração de FP para PA. Ainda, foi verificado que, de um modo geral, em ambas as situações (FP para PA e FP para SO) os maiores impactos nas magnitudes dos valores ocorrem durante a estação seca. Em suma, a utilização de dados do sensor MODIS em conjunto com reanálises foi adequada no sentido de quantificar e mapear de maneira consistente a distribuição espacial dos fluxos de radiação, água e carbono na porção oriental da Amazônia durante um período de 13 anos. Esse conjunto de dados possibilitou a aquisição de informações tanto sob o contexto regional quanto sob ecossistemas terrestres específicos existentes nesse setor da região amazônica. Tais informações são extremamente importantes no sentido de melhor compreender o

acoplamento entre os ciclos hidrológicos e de carbono na Amazônia, bem como proporcionar um conhecimento mais aprofundado da variabilidade climática nesse ambiente em base regional.

FLUXES OF RADIATION, WATER AND CARBON OVER TERRESTRIAL ECOSYSTEMS IN EASTERN AMAZON BASED ON MODIS DATA

ABSTRACT

This study aimed to estimate the components of net radiation (R_n), evapotranspiration (ET), gross primary productivity (GPP), and water-use efficiency on a regional scale, encompassing seven basins in the eastern part of Amazonia, between 2001 and 2013, through the utilization of MODIS sensor data. The specific aims included: i) to develop an approach to estimate R_n and its components under all-sky conditions for the Amazon region through the SEBAL model utilizing only remote sensing (MODIS) and reanalysis data (GLDAS); ii) to calculate WUE by the use of ET and GPP data obtained through MOD16 and MOD17 products, respectively; iii) to analyze the spatio-temporal dynamics of the fluxes of radiation, water and carbon over the study area; iv) to evaluate the magnitude and temporal variability of the fluxes of radiation, water and carbon in different land use and land cover types observed in the region; and v) to evaluate the impacts caused by land use and land cover changes on the energy and carbon fluxes. Comparison between estimates obtained by the proposed method to retrieve the radiative fluxes and observations from the LBA towers showed average errors of ~14 and 13% for instantaneous and daily R_n , respectively. The MOD16 and MOD17 products presented errors, on average, of ~14 and 30%, respectively, whilst WUE estimates showed an average error of ~32%. The spatial variability of R_n , ET, GPP, and WUE were primarily related to the gradient of land use and land cover along the region. The highest values were observed in the central-north portion (south of Pará state), whilst the lowest values were observed in the central-south portion (north of Mato Grosso state). It was related to the fact that the central-north part, even with areas of high occurrence of deforestation, has larger areas of forest (primary or secondary) than the central-south part. Temporally, R_n , ET, GPP, and WUE have shown a strongly seasonal pattern, varying according with wet (January to June) and dry (July to December) seasons in the region. The ecosystems of primary tropical forest (FP), secondary succession (VS) and cerrado (CE) had lower air and surface temperatures, albedo, thermal infrared incoming (L_{\downarrow}) and outgoing (L_{\uparrow}) radiation, and higher R_n , GPP, ET, and WUE compared to soybean (SO) and pasture (PA). The temporal behavior of the fluxes of radiation, water and carbon under the different terrestrial ecosystems was directly associated with the climatic seasonality of the region, that is, to the intrinsic characteristics of the rainy and dry seasons. These characteristics affected the behavior of biophysical parameters of vegetation and hence the surface fluxes. It was observed that the conversion from FP to SO has a greater impact on regional climate of the eastern portion of Amazon compared to the change from FP to PA. In addition, it was found that, in general, in both situations (FP to PA and FP to SO) the major impact on magnitude of the values occurs during the dry season. In summary, the use of MODIS data combined with reanalysis products was adequate to quantify and consistently map the spatial distribution of the fluxes of radiation, water and carbon in the eastern portion of Amazonia over a period of 13 years. This dataset allowed the acquisition of information both in the regional context and under different types of terrestrial ecosystems existent in this part of the Amazon. Such information are extremely

important in order to better understand the coupling between the hydrologic and carbon cycles in Amazonia, as well as to provide a deeper knowledge of climate variability in this environment on a regional basis.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Taxas de desmatamento na Amazônia Legal brasileira durante os anos de 1988 a 2015. (a) Média entre 1977 e 1988, (b) Média entre 1993 e 1994, e (c) Taxa estimada. Fonte: PRODES (2015).....	8
Figura 3.1 - Localização da área de estudo na porção oriental da Amazônia, abrangendo as bacias do Tapajós (1), Jurema (2), Teles Pires (3), Jamanxim (4), Curuá-Una (5), Iriri (6), e Xingu (7). Em destaque é a mostrada a distribuição espacial das torres de fluxo utilizadas na pesquisa, correspondentes ao K67, K83 e K77.....	26
Figura 3.2 - Elevação da área de estudo obtida a partir do modelo digital de elevação global GTOPO30 (https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30).	27
Figura 4.1 - Fluxograma metodológico com as principais etapas de desenvolvimento da presente pesquisa.....	31
Figura 5.1 - Médias anuais de precipitação (a), temperatura do ar (b) e da superfície (c), e NDVI (d) para o período de 2001 a 2013.	48
Figura 5.2 - Precipitação (a), temperatura do ar (b) e da superfície (c), e NDVI (d) mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	49
Figura 5.3 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação solar incidente considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.	52
Figura 5.4 - Radiação solar incidente mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	53
Figura 5.5 - Média anual (a) e médias mensais (b) de albedo considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.....	55
Figura 5.6 - Albedo mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.....	56
Figura 5.7 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação IVT incidente considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.....	58
Figura 5.8 - Radiação IVT incidente mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	59
Figura 5.9 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação IVT emitida considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.....	61
Figura 5.10 - Radiação IVT emitida mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	62
Figura 5.11 - Média anual (a) e médias mensais (b) de balanço de radiação considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.....	64
Figura 5.12 - Balanço de radiação mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013..	65
Figura 5.13 - Média anual (a) e médias mensais (b) de evapotranspiração considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.....	68
Figura 5.14 - Evapotranspiração mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013. ...	69
Figura 5.15 - Média anual (a) e médias mensais (b) de produtividade primária bruta considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.	71
Figura 5.16 - Produtividade primária bruta mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	72

Figura 5.17 - Média anual (a) e médias mensais (b) de eficiência de uso da água considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.	75
Figura 5.18 - Eficiência de uso da água mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.	76
Figura 5.19 - Padrões sazonais de temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), radiação IVT incidente (e) e emitida (f), balanço de radiação (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i) e eficiência de uso da água (j) em áreas de soja (SO), pastagem (PA), cerrado (CE), floresta tropical primária (FP), e vegetação secundária (VS). A média mensal foi calculada com base no período entre 2001 e 2013. (Continua).	79
Figura 5.19 - Conclusão.	80
Figura 5.20 - Ilustração de áreas com ocorrência de conversão da floresta tropical primária para pastagem e soja na área de estudo em imagens TM/Landsat 5 (R5G4B3), OLI/Landsat 8 (R5G4B3) e MODIS/Terra (R1G2B1).	89
Figura 5.21 - Ilustração dos talhões submetidos a queimada em imagens TM/Landsat 5 (R3G4B5) de 12/09/2010 (dia dos eventos de fogo) e MODIS/Terra (R1G2B1) de 14/09/2010 (dois dias após os eventos de fogo).	99
Figura 5.22 - Temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), balanço de radiação diário (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i), e eficiência de uso da água (j) nos talhões de floresta queimados. Os gráficos foram construídos utilizando uma média móvel de período 4 considerando os valores mensais entre setembro de 2007 e setembro de 2013. (Continua).	100
Figura 5.22 - Conclusão.	101
Figura 5.23 - Comparação do balanço de radiação observado e estimado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77.	111
Figura 5.25 - Média móvel do ciclo mensal do balanço de radiação estimado pelo modelo SEBAL e observado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77. O período da media móvel é igual a 4.	113
Figura 5.27 - Comparação da GPP, ET e WUE observada e estimada nos sítios do LBA do K67, K83 e K77.	116

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 5.1 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios anuais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água nas situações 1 e 2 de mudança de uso e cobertura da terra.....	90
Tabela 5.2 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água para as estações úmida e seca na situação de mudança de floresta tropical primária para pastagem.....	91
Tabela 5.3 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água para as estações úmida e seca na situação de mudança de floresta tropical primária para soja.....	92
Tabela 5.4 - Valores médios anuais de temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), balanço de radiação diário (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i), e eficiência de uso da água (j) nos talhões de floresta (1 e 2) para os períodos pré-queimada, 1 ano pós-queimada, 2 anos pós-queimada e 3 anos pós-queimada. As variações relativas (VR) foram calculadas com base nos valores médios anuais pré-queimada. ...	102
Tabela 5.5 - Valores médios observados e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de determinação (r^2) ($p < 0,05$), e erro médio relativo (MRE) para a radiação solar incidente, radiação solar incidente diária e temperatura do ar.....	108
Tabela 5.6 - Valores médios observados e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de determinação (r^2) ($p < 0,05$), e erro médio relativo (MRE) para o albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, e balanço de radiação diário.....	109
Tabela 5.7 - Valores médios observado e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de correlação (r^2) ($p < 0,05$), e erro médio relativo (MRE) para a evapotranspiração, produtividade primária bruta e eficiência de uso da água.	115

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABLE	Amazonian Boundary-Layer Experiment
ABRACOS	Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study
ARME	Amazonian Research Micrometeorological Experiment
ASTER	Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
C-Fix	Parametric Production Efficiency Model
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EOS	Earth Observing System
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
GSFC	Goddard Space Flight Center
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IVT	Infravermelha termal
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRE	Erro médio relativo
MRT	MODIS Reprojection Tool
MT	Mato Grosso
NAS	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Atmospheric Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLI	Operational Land Imager
ORNL	Oak Ridge National Laboratory
PA	Pará
PPT	Precipitação
PRODES	Projeto Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite
RMSE	Raiz do erro médio quadrático
RO	Rondônia
RR	Roraima
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEBS	Surface Energy Balance System
SR	Sensoriamento remoto
S-SEBI	Simplified Surface Energy Balance Index
TGR	Temperature and Greenness Rectangle Model
TM	Thematic Mapper
TO	Tocantins
TOVAS	TRMM Online Visualization and Analysis System
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
USGS	United States Geological Survey
VA	Varição absoluta
VPM	Vegetation Photosynthesis Model
VR	Varição relativa

LISTA DE SÍMBOLOS

APAR	Radiação fotossinteticamente ativa absorvida
BDRF	Função de distribuição de reflectância bidirecional
c_p	Calor específico do ar
e_a	Pressão real do vapor de água
e_s	Pressão de saturação do vapor de água
ET	Evapotranspiração
EVI	Índice de vegetação realçado
fAPAR	Fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida
FC	Fração de cobertura vegetal
G	Fluxo de calor no solo
GPP	Produtividade primária bruta
H	Fluxo de calor sensível
H_{seco}	Fluxo de calor sensível mínimo
$H_{úmido}$	Fluxo de calor sensível máximo
IPAR	Radiação fotossinteticamente ativa incidente
K^*	Balanco de radiação solar
K_{\uparrow}	Radiação solar refletida
K_{\downarrow}	Radiação solar incidente
$K_{\downarrow 24h}$	Radiação solar incidente diária
L^*	Balanco de radiação IVT
L_{\uparrow}	Radiação IVT emitida
L_{\downarrow}	Radiação IVT incidente
LAI	Índice de área foliar
LE	Fluxo de calor latente
LE_{seco}	Fluxo de calor latente mínimo
$LE_{úmido}$	Fluxo de calor latente máximo
LSWI	Índice de umidade da vegetação
N	Número de amostras
NDVI	Índice de vegetação por diferença normalizada
NEE	Fluxo líquido de carbono
NEP	Produtividade líquida do ecossistema
NPP	Produtividade primária líquida
NPV	Vegetação não fotossinteticamente ativa
PAV	Vegetação fotossinteticamente ativa
r_a	Resistência aerodinâmica da vegetação
R_a	Respiração autotrófica
R_{eco}	Respiração do ecossistema
R_h	Respiração heterotrófica
R_n	Balanco de radiação
R_{n24h}	Balanco de radiação diário
R_{n24h}	Balanco de radiação diário
r_s	Resistência superficial da vegetação
RUE	Eficiência de uso da radiação
SAVI	Índice de vegetação ajustado ao solo

T_a	Temperatura do ar próxima a superfície
$T_{ar,min}$	Temperatura mínima do ar
T_s	Temperatura da superfície
VPD	Déficit de pressão de vapor
WUE	Eficiência de uso da água
X_{mod}	Valor modelado
X_{obs}	Valor observado na torre de fluxo
Δ	Taxa de variação da pressão de saturação do vapor de água
Λ	Fração evaporativa
α_{bs}	Albedo black-sky
α_s	Albedo da superfície
α_{ws}	Albedo white-sky
ε	Termo de eficiência de uso da radiação
ε_a	Emissividade da atmosfera
ε_s	Emissividade da superfície
γ	Constante psicrométrica
ρ_a	Massa específica do ar
ρ_i	Reflectância da superfície
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
τ	Transmitância atmosférica

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Hipóteses	3
1.2. Objetivo principal	3
1.3. Objetivos específicos.....	4
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
2.1. Clima da Amazônia.....	5
2.1.1. Eventos de seca extrema	6
2.2. Mudanças de uso e cobertura da terra na região amazônica.....	7
2.3. Fenologia de florestas tropicais	9
2.4. Balanço de radiação	10
2.5. Evapotranspiração	11
2.6. Produtividade primária bruta e eficiência de uso da água.....	13
2.7. Estudo das interações biosfera-atmosfera na Amazônia com medidas observacionais.....	14
2.8. Estimativa dos fluxos de energia e carbono com dados de sensoriamento remoto..	15
2.8.1. Modelos para estimativa dos fluxos de energia.....	15
2.8.2. Modelos para estimativa dos fluxos de carbono.....	18
2.9. Produtos globais de sensoriamento remoto	21
3 ÁREA DE ESTUDO.....	25
3.1. Torres de fluxo.....	29
4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	31
4.1. Dados de uso e cobertura da terra	31
4.2. Dados LBA	34
4.3. Dados MODIS	34
4.4. Dados GLDAS	36
4.5. Dados TRMM.....	37
4.6. Estimativa do balanço de radiação.....	37
4.7. Estimativa da eficiência de uso da água.....	41
4.8. Validação.....	42
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
5.1. Análise da precipitação, temperatura do ar e da superfície, e NDVI.....	45
5.2. Variabilidade espaço-temporal dos fluxos de radiação, água e carbono.....	50
5.2.1. Radiação solar incidente	50
5.2.2. Albedo.....	54
5.2.3. Radiação infravermelha termal incidente.....	57
5.2.4. Radiação infravermelha termal emitida	59
5.2.5. Balanço de radiação	62
5.2.6. Evapotranspiração.....	66
5.2.7. Produtividade primária bruta.....	70
5.2.8. Eficiência de uso da água	74
5.3. Dinâmica temporal dos fluxos de energia e carbono em diferentes tipos de uso e cobertura da terra	77

5.4. Mudanças de uso e cobertura da terra e impactos nos fluxos de superfície	88
5.5. Eventos de queimada em áreas florestais e impactos nos fluxos de superfície	98
5.6. Validação	106
5.6.1. Dados de reanálise	107
5.6.2. Estimativa do balanço de radiação	108
5.6.3. Estimativas de evapotranspiração, produtividade primária bruta e eficiência de uso da água	114
6 CONCLUSÕES	119
6.1. Considerações finais.....	125
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	127

1 INTRODUÇÃO

A bacia amazônica concentra a maior floresta tropical do globo terrestre, caracterizada pela alta quantidade de recursos naturais e por sua grande biodiversidade, tanto de espécies animais quanto vegetais (NEPSTAD et al., 2008; EGLER et al., 2013). Essa região, que se encontra em rápida marcha de mudanças em razão especialmente do avanço econômico sobre suas florestas, tem sido foco de atenção mundial pelos efeitos que o desmatamento em grande escala pode causar no clima local, regional e global (MALHI et al., 2008; DAVIDSON et al., 2012; BOULTON et al., 2013; ARAGÃO et al., 2014).

A floresta amazônica possui influência direta no clima, principalmente pela emissão ou retenção de carbono e da evapotranspiração (ET), ou seja, a transpiração das plantas e evaporação da água contida nas folhas, caules, serapilheira, e solo. Assim, além de fornecer vapor de água para o ambiente, influenciando na circulação atmosférica dos trópicos e contribuindo para a precipitação (PPT) regional, possui significativa importância no ciclo de carbono terrestre (ROCHA et al., 2004; LEWIS, 2006; SWANN et al., 2012; DOUGHTY et al., 2015). Nesse sentido, a retirada ou a substituição da cobertura florestal primária pode ocasionar mudanças no balanço de radiação (R_n), resultando em uma maior ou menor disponibilidade de energia para os processos evapotranspirativos e, ainda, na quantidade absorvida ou liberada de carbono na atmosfera (RESTREPO-COUBE et al., 2013; STARK et al., 2016).

Os processos radiativos ocorrentes no ambiente terrestre são de proeminente importância para a redistribuição de calor e umidade no solo e na atmosfera (BASTIAANSEEN et al., 1998). O R_n é a diferença entre os fluxos de radiação solar e infravermelha termal (IVT) incidentes e ascendentes na superfície da Terra e dirige, entre outros, os processos de fotossíntese e ET (BISHT; BRAS, 2010). Ele é uma variável chave para a estimativa do balanço de energia na superfície e é utilizado para uma larga gama de aplicações, incluindo hidrologia e meteorologia agrícola e de florestas (BISHT et al., 2005; HOU et al., 2014). Como visto, há uma clara integração entre o R_n e os processos fotossintéticos e evapotranspirativos. Nesse contexto, uma forma de investigar o acoplamento entre os ciclos terrestres de carbono e água, os quais são influenciados pela quantidade de energia

disponível à superfície, é através da obtenção da eficiência de uso da água (WUE) (LU; ZHUANG, 2010). Essa variável, definida como a taxa de assimilação ou produtividade de carbono por unidade de perda de água, pode ser analisada em nível de folha, dossel ou ecossistema (BALDOCCHI; WILSON, 2001). Em escala de ecossistema, a WUE pode ser obtida pela razão entre a produtividade primária bruta (GPP) e ET (BEER et al., 2009).

A relevância dos fenômenos físicos e biológicos envolvendo as trocas de radiação, água e carbono entre a superfície e atmosfera frente a um cenário de mudanças climáticas leva a necessidade do aprimoramento de pesquisas para o seu conhecimento nas escalas temporal e espacial (FISHER et al., 2009; EL-MASRI et al., 2013). Nas últimas três décadas vêm sendo desenvolvidas campanhas intensivas e experimentos para aquisição de dados micrometeorológicos em ecossistemas amazônicos (SHUTTLEWORTH et al., 1987; CULF et al., 1996; MALHI et al., 2002; ZERI et al., 2014). Entretanto, os dados obtidos por esses experimentos são geralmente representativos de pequenas áreas e, dado o caráter vasto e diverso da região amazônica, se faz necessário estimar os fluxos de energia e carbono em uma escala mais ampla. Ainda, esse tipo de dado é muitas vezes esparsos sob o ponto de vista temporal, o que pode causar dificuldades para aplicações em certos estudos de tempo e clima (MORAES et al., 2003; NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2008).

O sensoriamento remoto (SR) tem se apresentado nos últimos anos como uma ferramenta promissora para avaliações tanto no aspecto meteorológico quanto climático e permite, assim, estimar o R_n , ET, GPP, e WUE com grande cobertura espaço-temporal. Diversos algoritmos e modelos tanto regionais quanto globais têm sido desenvolvidos para estimativa dessas variáveis combinando imagens de satélite com dados de superfície e atmosféricos (BASTIAANSEN et al., 1998; ZHAO et al., 2005; JIN et al., 2001; MU et al., 2011; YANG et al. 2013a; WANG et al., 2015). As informações referentes às imagens de satélite dizem respeito à reflectância, temperatura da superfície e índices de vegetação. A maioria dos estudos utilizam sensores a bordo de plataformas orbitais do programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), como o *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS/Terra e Aqua), *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER/Terra), *Thematic Mapper* (TM/Landsat 5) e, mais recentemente, o *Operational*

Land Imager (OLI/Landsat 8) (BAWAZIR et al., 2009; GITELSON et al., 2012; SUN et al., 2012, ROY et al., 2014). Em relação aos dados meteorológicos, tais estudos geralmente fazem uso de medições de pressão de vapor, temperatura do ar e radiação solar incidente ($K\downarrow$) medidas por torres de fluxo no instante de passagem do satélite. Outra fonte desse tipo de dados, mas com uma menor resolução espacial, advém de conjuntos de dados de reanálise (LIANG et al., 2010; SHI; LIANG, 2013), como os do *National Centers for Atmospheric Prediction* (NCEP)/*National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) (KALNAY et al., 1996; RODELL et al., 2004). Sob esse contexto, é válido notar que a literatura relativa à determinação dos fluxos de energia e carbono na Amazônia por técnicas de SR é bastante escassa (XIAO et al., 2005; POTTER et al., 2009; SANTOS et al., 2011; OLIVEIRA; MORAES, 2013), devido sobretudo à carência de medidas de superfície requeridas como dados de entrada nos modelos, assim como pela dificuldade de obtenção de imagens de satélite suficientemente livres de nebulosidade.

1.1. Hipóteses

Esta pesquisa é baseada nas seguintes hipóteses:

- O padrão espaço-temporal dos fluxos de radiação, água e carbono na Amazônia é determinado pelo comportamento distinto das variáveis ambientais e climáticas e pelos tipos de uso e cobertura da terra ao longo da região.
- Mudanças de uso e cobertura da terra implicam em alterações nas propriedades físicas da superfície, como o albedo e temperatura, influenciando na magnitude dos fluxos de radiação e, conseqüentemente, nos processos evapotranspirativos e fotossintéticos.

1.2. Objetivo principal

O objetivo principal desta pesquisa é a obtenção de estimativas dos componentes do R_n , ET, GPP, e WUE em escala regional, abrangendo sete bacias na porção leste da Amazônia, entre 2001 e 2013, a partir da utilização de dados do sensor MODIS.

1.3. Objetivos específicos

Os objetivos específicos compreendem:

- a) Desenvolver uma abordagem para estimativa do Rn e seus componentes sob diversas condições do céu na região amazônica utilizando apenas dados de SR (MODIS) e reanálise (GLDAS), através da adaptação do modelo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) (BASTIAANSEN et al., 1998);
- b) Validar os dados de reanálise do GLDAS com medidas de torres de fluxo do projeto *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA);
- c) Validar as estimativas geradas pelo SEBAL, a partir de imagens MODIS e dados do GLDAS, com dados micrometeorológicos do LBA;
- d) Calcular a WUE a partir de dados de ET e GPP provenientes dos algoritmos MOD16 (MU et al. 2011) e MOD17 (ZHAO et al., 2005), respectivamente;
- e) Validar as estimativas de ET (MOD16), GPP (MOD17) e WUE com informações das torres do projeto LBA;
- f) Analisar a dinâmica espacial e temporal dos fluxos de radiação, água e carbono na área de estudo;
- g) Avaliar a magnitude e variabilidade temporal dos fluxos de radiação, água e carbono em diferentes tipos de uso e cobertura da terra verificados na região;
- h) Avaliar os impactos de mudanças de uso e cobertura da terra na Amazônia nos fluxos de energia e carbono;
- i) Investigar o efeito de queimadas em florestas primárias e o processo de regeneração natural da vegetação nos fluxos de energia e carbono.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são discutidos alguns dos principais aspectos conceituais e teóricos que permeiam os objetivos desta pesquisa.

2.1. Clima da Amazônia

O clima de uma região é determinado por fatores atuantes tanto na escala global quanto regional, entre os quais, a topografia, a natureza da vegetação, a radiação solar, e a circulação geral da atmosfera (LAMB, 2011). A Amazônia, situada na zona equatorial, possui um clima quente e úmido, entretanto, tais características não foram constantes durante os últimos ~15 mil anos. Algumas alterações das relações astronômicas entre o Sol e a Terra provocaram mudanças na quantidade de radiação solar recebida pelo globo terrestre, modificando a composição dos sistemas atmosféricos predominantes e, assim, o clima. As variações climáticas e fitogeográficas ocorridas durante o Quaternário decorreram de frequentes alterações glaciais e interglaciais, as quais produziam mudanças bruscas na superfície, como a alteração da vegetação de floresta para savana, durante períodos de clima mais frio e seco (FISCH et al., 1998; GRAY et al., 2010).

O clima presente da região amazônica é resultado da combinação de uma série fatores, sendo que o mais importante se refere à disponibilidade de radiação solar. De acordo com Fisch et al. (1998), os maiores totais de radiação solar atingindo a superfície ocorrem nos meses de setembro e outubro, enquanto os mínimos são verificados entre dezembro e fevereiro. Salienta-se que esta distribuição é controlada em grande parte pela nebulosidade proveniente da migração sudeste/noroeste da convecção amazônica. Como resultado da alta quantidade de radiação que incide na superfície, a temperatura do ar mostra pequena variação ao longo do ano, com exceção da porção meridional (Rondônia (RO) e Mato Grosso (MT)), que sofre frequentemente ação de sistemas frontais. A amplitude térmica sazonal varia de ~1 a 2 °C, e os valores médios mensais situam-se entre ~24 e 26 °C (SALATI; MARQUES, 1984).

O regime de chuvas na Amazônia é modulado por sistemas dinâmicos de microescala, mesoescala e escala sinótica. A PPT média anual na bacia amazônica é de 2300 mm,

apresentando regiões em que o total anual excede 3000 mm (p.e. oeste, noroeste e litoral norte da Amazônia) (CORREIA et al., 2007). Em um estudo utilizando medidas de estações pluviométricas através da região, Figueroa e Nobre (1990) observaram que o período chuvoso é compreendido, em geral, entre novembro e março, e o período seco entre maio e setembro. Os meses de abril e outubro são considerados de transição entre estes regimes. Com relação à ET da bacia, estimativas realizadas por Marengo (2005), baseadas em observações meteorológicas e reanálises, apontam um valor médio anual de 1570 mm. Segundo Brubaker et al. (1993) e Costa e Foley (1999), a reciclagem de vapor de água na Amazônia, em termos médios anuais, é de ~20 a 35%.

Diversos trabalhos utilizando modelos de circulação geral da atmosfera têm sido realizados no intuito de avaliar as consequências climáticas decorrentes da alteração da cobertura vegetal na região amazônica (NOBRE et al., 1991; LEAN et al., 1996; SAMPAIO et al., 2007; LIMA et al., 2014). Dentre estes, o estudo de Sampaio et al. (2007) mostrou que mudanças no tipo de vegetação alteram a estrutura atmosférica e, conseqüentemente, a convergência de umidade e massa em baixos níveis da atmosfera. Ainda, foi verificado que os principais impactos no clima da Amazônia, em razão do desflorestamento, ocorrem nas regiões central e oriental e estão relacionados com o aumento da temperatura do ar próximo à superfície e com a diminuição da ET e da PPT, o que ocorre sobretudo durante o período seco.

2.1.1. Eventos de seca extrema

A variabilidade do clima em conjunto com a intensificação das atividades humanas (p.e. urbanização, desmatamento e construção de reservatórios hídricos) ocasiona o aumento da temperatura média global o que, por sua vez, altera o ciclo hidrológico e pode aumentar a frequência de ocorrência de secas severas (GUAN et al., 2006; MAHECHA et al., 2010). A seca é um desastre natural que impacta significativamente o abastecimento de água, a agricultura, a segurança energética, e os ecossistemas em todos os regimes climáticos (LIU et al., 2013).

Nos anos recentes, em intervalos de tempo relativamente curtos, a bacia amazônica foi afetada por três eventos de seca extrema, ocorridos em 1997/1998, 2005 e 2010

(MARENGO et al., 2011). A seca de 1997/1998 esteve associada ao evento El Niño e teve como consequência expressivas queimadas nas porções norte e leste da região, em especial nos estados de Roraima (RR) e Pará (PA), ocasionando grande perda de cobertura florestal (NEPSTAD et al., 1999). O evento de 2005, diferente do ocorrido em 1997/1998, não esteve relacionado ao El Niño, mas ao aquecimento anômalo das águas no oceano Atlântico tropical norte, que gerou redução na intensidade das trocas de vento e transporte de umidade do nordeste para o sul da Amazônia (MARENGO et al., 2008). O fenômeno de 2010, assim como em 2005, esteve associado à tendência interdecadal de aquecimento da temperatura da superfície do mar no Atlântico tropical norte. A seca de 2010 afetou ~3 milhões de km² da região amazônica, área bastante superior aos ~2 milhões de km² atingidos em 2005, o que demonstra a maior severidade do evento de 2010 em comparação ao de 2005 (LEWIS et al., 2011).

2.2. Mudanças de uso e cobertura da terra na região amazônica

O ritmo, amplitude e alcance espacial das alterações humanas na superfície terrestre têm ocorrido sem precedentes. Dentro desse contexto, inserem-se, com grande importância, as mudanças de uso e cobertura da terra (LAMBIN et al., 2001). Pesquisas demonstram que essas mudanças nos ecossistemas terrestres, além de influenciarem o clima nas diversas escalas, impactam de maneira direta a diversidade biótica, são fonte primária de degradação dos solos, e afetam a habilidade dos sistemas biológicos de suportar as necessidades do homem (VITOUSEK et al., 1997; PIELKE et al., 2011).

As regiões tropicais atualmente sofrem intensos processos de mudança de uso e cobertura da terra, devido principalmente ao desmatamento. Na Amazônia, tais processos se dão através de múltiplas escalas espaciais e temporais, e englobam questões sociais, políticas e econômicas (MARSIK et al., 2011). A Figura 2.1 apresenta as taxas anuais de desmatamento na Amazônia Legal brasileira¹ entre 1988 e 2015, calculadas pelo Projeto Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite (PRODES) (PRODES,

¹ A Amazônia Legal brasileira estende-se por uma área de ~5,8 milhões de km², e politicamente é formada pelos estados do Acre, Amapá, Amazonas, Mato Grosso, Pará, Rondônia, Tocantins, e parte do Maranhão.

2015). De modo geral, é possível observar: i) um pico na taxa de desmatamento em 1995, provavelmente reflexo da recuperação econômica do Plano Real, ii) constantes aumentos entre 2001 e 2004, provocados em grande parte pelo crescimento do mercado de produtos agrícolas, e iii) uma tendência de queda após 2004, associada tanto com a maior fiscalização de órgãos ambientais quanto com a crise econômica mundial (ROSA et al., 2012). Ainda, verifica-se que o desmatamento na região, desde 1988, já devastou ~414 mil km² de floresta, com os estados de PA (~139,86 mil km²), MT (~139,82 mil km²) e RO (~56,42 mil km²) apresentando as maiores contribuições em termos totais. Esses estados estão localizados no arco do desmatamento, que, mais recentemente, se estende para fora do Brasil, alcançando o leste dos Andes e a região ao longo da rodovia BR-174, que liga o Amazonas (AM) à Venezuela (LAMBIN et al., 2003).

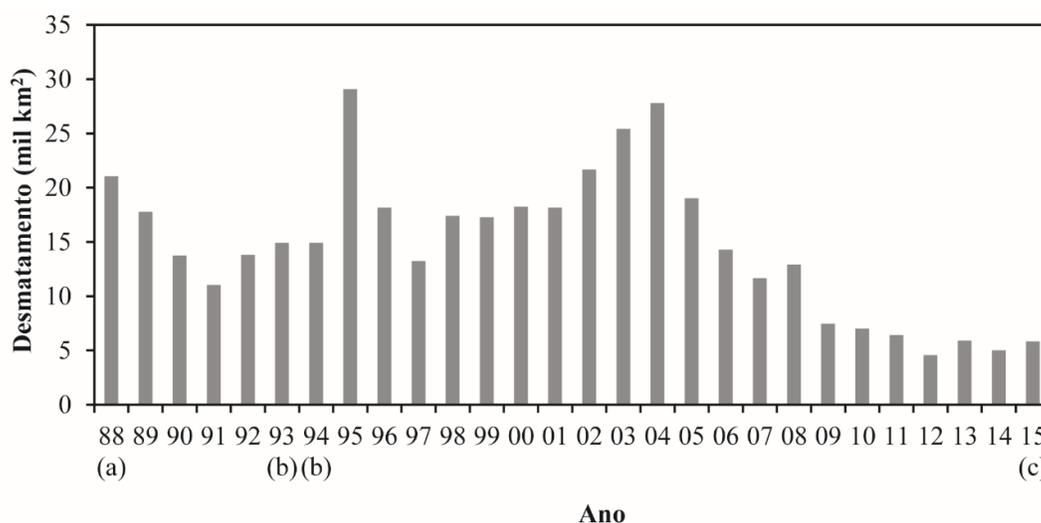


Figura 2.1 - Taxas de desmatamento na Amazônia Legal brasileira durante os anos de 1988 a 2015. (a) Média entre 1977 e 1988, (b) Média entre 1993 e 1994, e (c) Taxa estimada. Fonte: PRODES (2015).

A pavimentação de estradas é um dos principais fatores que estimulam o desflorestamento na Amazônia (FERREIRA et al., 2005). Além disso, existe um padrão de supressão da floresta ao longo de estradas não oficiais, sendo resultado do interesse comum de fazendeiros e madeireiros (DAVIDSON et al., 2012). Outro agente relevante para as mudanças de uso e cobertura da terra na região é a demanda, nacional e internacional, por carne bovina e ração animal. De acordo com Morton et al. (2006), a conversão da

vegetação primária para agricultura em 2003 representou ~23% do desmatamento no MT. Nesse contexto, é válido destacar que, embora a pastagem seja ainda o uso da terra dominante após o desmatamento, há uma tendência crescente, desde 2000, da perda da floresta estar associada à conversão direta para lavouras de soja (DAVIDSON et al., 2012). A extração seletiva de madeira e as queimadas também possuem importância na dinâmica de uso e cobertura da terra na Amazônia. Embora a extração seletiva não signifique uma alteração imediata do uso da terra, ela geralmente leva ao desflorestamento dentro de poucos anos, e as áreas que não são totalmente derrubadas apresentam alto risco de fogo (MATRICARDI et al., 2010). As queimadas na região são oriundas sobretudo da ação antrópica e ocorrem, em geral, em sequência à derrubada da floresta, como ferramenta para limpar a área desmatada. Quando este tipo de queimada escapa do controle pode ocasionar incêndios florestais, cada vez mais comuns na Amazônia. Tais incêndios são capazes de alterar algumas características das florestas, tornando-as mais propensas a fogos recorrentes (COCHRANE et al., 1999).

2.3. Fenologia de florestas tropicais

A fenologia da vegetação se refere aos eventos sazonais do ciclo de vida das plantas, como floração, frutificação e mudança foliar (PINTO et al., 2008). A fenologia varia através de gradientes geográficos, conforme a zona climática e tipo de vegetação, e, também, dentro de comunidades. Nesse sentido, a fenologia dos indivíduos possui um papel chave na determinação de como os ecossistemas são estruturados e como eles funcionam (CLELAND et al., 2007). Alterações nos padrões fenológicos das plantas afetam os ciclos hidrológico e de carbono, bem como os fluxos de energia através da fotossíntese e ET. Assim, a fenologia vegetal constitui atualmente uma das principais preocupações em pesquisas de mudanças do clima e estimativa do balanço de carbono nos ecossistemas terrestres (RICHARDSON et al., 2013).

A variação fenológica em florestas tropicais, como no caso da Amazônia, é moldada através de adaptações para fatores bióticos (p.e. composição de espécies e produção de liteira) e abióticos (p.e. comprimento da estação seca e sazonalidade da radiação solar), desse modo, as características fenológicas são um reflexo evolutivo desses fatores

externos (BORCHERT et al., 2002; SILVA et al., 2013). A realização de pesquisas de campo sobre os padrões fenológicos da floresta amazônica é dificultosa devido à sua extensão e diversidade de espécies, assim, o SR tem sido importante para avaliação da fenologia da Amazônia em escala regional. Nesse contexto, destaca-se o estudo de Silva et al. (2013) que verificaram, a partir de imagens de índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e técnicas de reconhecimento de padrões, grande variação nos ciclos fenológicos da vegetação na Amazônia, reproduzindo a diversidade ambiental advinda da disposição espacial dos condutores fenológicos neste bioma. Esse resultado possui relevância, pois diversos estudos apontavam para uma pequena variação na fenologia dos ecossistemas florestais amazônicos (HUETE et al., 2006; MAIGNAN et al., 2008).

Devido à fenologia das vegetações tropicais estar associada a fatores climáticos, algumas pesquisas têm sido realizadas com o intuito de entender a resposta da floresta amazônica a fenômenos de seca intensa e El-Niño (NEPSTAD et al., 2007; PHILLIPS et al., 2009). Em geral, os resultados mostram que esses eventos podem ocasionar a mortalidade de árvores em florestas fisiologicamente sensíveis ao estresse hídrico ou incapazes de obter água durante períodos prolongados de estiagem, através de raízes profundas ou outros mecanismos. Assim, como tais episódios acarretam a morte seletiva de árvores, a composição de espécies pode ser alterada, trazendo, além de mudanças nos padrões fenológicos, profundas consequências à biodiversidade da região amazônica.

2.4. Balanço de radiação

Ao atravessar a atmosfera a radiação solar passa por processos que modificam suas características. Uma grande porção da radiação solar incidente é refletida pelas nuvens e espalhada de maneira difusa pela atmosfera, enquanto outras perdas ocorrem, de modo geral, pela absorção da radiação solar pelo ozônio e vapor de água. Portanto, apenas uma parte realmente alcança a superfície terrestre (OKE, 1987; IQBAL, 2012). A Terra também funciona como emissora de radiação eletromagnética, que ocorre na faixa do infravermelho termal, pois tanto os objetos terrestres quanto a atmosfera emitem energia conforme suas temperaturas. Assim, parte da energia emitida pela superfície terrestre chega ao espaço e parte é absorvida pela atmosfera, situação que gera um aumento da

temperatura desta e, conseqüentemente, amplia sua reemissão de energia em direção ao espaço e à superfície (HARTMANN, 1994).

O balanço de radiação (R_n) consiste no saldo existente entre os fluxos radiantes descendentes e ascendentes, ou seja, é a soma do balanço de radiação solar com o balanço de radiação IVT na superfície. Portanto, o R_n pode ser descrito conforme a Equação 2.1:

$$R_n = K^* + L^* \quad (2.1)$$

em que K^* é o balanço de radiação solar ($W m^{-2}$) e L^* é o balanço de radiação IVT ($W m^{-2}$). O balanço de radiação solar (K^*) é definido pela diferença entre a radiação solar incidente na superfície e a radiação solar refletida por esta:

$$K^* = K \downarrow - K \uparrow \quad (2.2)$$

em que $K \downarrow$ é a radiação solar incidente ($W m^{-2}$) e $K \uparrow$ é a radiação solar refletida pela superfície ($W m^{-2}$). O balanço de radiação IVT (L^*) é obtido através da subtração entre a radiação IVT incidente na superfície com a radiação IVT que é emitida pela superfície:

$$L^* = L \downarrow - L \uparrow \quad (2.3)$$

em que $L \downarrow$ é a radiação IVT incidente na superfície ($W m^{-2}$) e $L \uparrow$ é a radiação IVT emitida pela superfície ($W m^{-2}$).

A quantidade de energia disponível na superfície (R_n) possui influência direta nos processos físicos, químicos e biológicos ocorrentes nos ecossistemas terrestres, assim como nos fenômenos atmosféricos (HARTMANN, 1994). Nesse contexto, compreender o comportamento do R_n sob superfícies vegetadas é o ponto inicial para análise dos mecanismos que envolvem as trocas de calor e umidade entre a biosfera e atmosfera na Amazônia (BASTABLE et al., 1993; ROCHA et al., 2004).

2.5. Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) possui um papel crítico nos processos ecológicos e hidrológicos ocorrentes na superfície. Esta variável também tem impacto no tempo e

clima, por influenciar na PPT (HUIZHI; FENG, 2012). A ET é determinada, em geral, por quatro componentes meteorológicos: radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar, e velocidade do vento. A principal componente que afeta a evaporação da água do solo e a transpiração das plantas é a radiação solar, que depende da localização geográfica, topografia e dia do ano. Assim, a disponibilidade de energia é função do albedo, onde superfícies mais claras refletem mais e possuem menos energia disponível (OKE, 1987).

A remoção de água na superfície e o seu consequente transporte para a atmosfera ocorrem pela combinação dos processos de evaporação e transpiração (HARTMANN, 1994). O processo evaporativo consiste na transferência de água para a atmosfera, em forma de vapor, decorrente da evaporação nos solos úmidos sem presença de vegetação, oceanos, lagos, rios e demais superfícies hídricas, e da sublimação, ocorrente em superfícies cobertas de gelo. A evaporação é condicionada pelo suprimento de energia externa, grau de saturação do ar, velocidade do vento, e disponibilidade de água. A transpiração está relacionada à evaporação da água utilizada nos processos metabólicos necessários tanto ao crescimento quanto ao desenvolvimento das plantas. Ela se dá através dos estômatos, que controlam o fluxo de gases entre a vegetação e o ambiente, dentre eles, o vapor de água. A água é removida do solo pelas raízes e, então, transportada através dos tecidos da planta até os espaços intercelulares, onde acontece a vaporização (JARVIS; MCNAUGHTON, 1986; MONTEITH; UNSWORTH, 2013).

Segundo Hartmann (1994), a transferência de água de uma superfície em que a umidade do solo não é fator limitante ocorre em sua intensidade potencial e qualquer variação seria atribuída a diferenças nas condições meteorológicas. Conforme a umidade do solo diminui, ocorrem restrições ao transporte de água para o ambiente, pois tal processo passa a depender também do sistema radicular e outras características das plantas. Assim, surge a distinção entre ET potencial (total de água transferido para a atmosfera por evaporação e transpiração, de uma superfície extensa, coberta por vegetação e bem suprida de água), e ET real (total de água transferido para a atmosfera por evaporação e transpiração, nas condições existentes de fatores atmosféricos e umidade do solo) (utilizada nesse estudo).

Diferentes parâmetros dos ecossistemas, como o conteúdo de água no solo, produção da vegetação e nutrientes, são influenciados pela ET. Em florestas tropicais a ET consome maior parte da radiação solar incidente e possui importância não somente na distribuição de energia, mas também nas condições hídricas da superfície (CARSWELL et al., 2002; NEGRÓN-JUAREZ et al., 2007).

2.6. Produtividade primária bruta e eficiência de uso da água

O sistema climático terrestre e o ciclo do carbono interagem de maneira intensa, sendo o dióxido de carbono (CO_2) um elemento crucial na definição do clima, por meio do equilíbrio ou desequilíbrio de sua concentração na atmosfera (NOHARA et al., 2013). Assim, o clima determina as características da superfície, atuando nos processos de formação do solo, tipos de vegetação, e, de maneira análoga, a superfície exerce influência sobre o clima, pois diferentes processos ecossistêmicos controlam o balanço térmico da atmosfera. No balanço global de carbono, das cerca de oito bilhões de toneladas emitidas ano a ano, 40% permanecem na atmosfera, enquanto o restante é reabsorvido principalmente pela biota terrestre (NOBRE; NOBRE, 2002). As magnitudes de assimilação de carbono pela biosfera variam de bioma para bioma, mas alguns dos maiores fluxos são esperados de ocorrer nas florestas tropicais (MALHI et al., 1998).

A produtividade primária bruta (GPP) representa o carbono bruto fixado pelos ecossistemas terrestres, sendo o ponto de partida do ciclo biogeoquímico do carbono na biosfera (XIAO et al., 2004; YUAN et al., 2010). A fixação de carbono pela vegetação é condicionada por fatores químicos, físicos e biológicos, os quais englobam, entre outros, a concentração de nitrogênio foliar, disponibilidade de umidade no solo, incidência de radiação solar, e concentração de CO_2 atmosférico (WILLIAMS et al., 1997). O estudo dessa variável tem recebido grande atenção nos últimos anos devido à sua relação direta com o ciclo de carbono global. Isso se dá pelo fato de que o aumento das concentrações de CO_2 atmosférico devido às atividades humanas pode ocasionar alterações nas quantidades sequestradas desse elemento pela biosfera terrestre e no balanço de energia da superfície, resultando em mudanças no sistema climático (SCOTT et al., 2000; ZHAO et al., 2005). Os ecossistemas terrestres assimilam o CO_2 atmosférico pela fotossíntese,

processo que é acompanhado de forma inerente pela perda de água através dos estômatos que regulam as trocas de energia e massa entre as plantas e a atmosfera. A taxa de carbono fixado por unidade de perda de água é chamada de eficiência de uso da água (WUE), sendo comumente calculada em nível ecossistêmico através da razão entre GPP e ET (LU; ZHUANG, 2010; TANG et al., 2014). A WUE permite investigar o acoplamento entre os ciclos de água e carbono, sendo um importante parâmetro para o entendimento do metabolismo de ecossistemas terrestres, condições da vegetação e distribuição de espécies de plantas (CENTRITTO et al., 2002; ITO; INATOMI, 2012).

2.7. Estudo das interações biosfera-atmosfera na Amazônia com medidas observacionais

O estudo das interações entre a biosfera e atmosfera na região amazônica tem fundamental importância no sentido de entender como os processos físicos, químicos e biológicos ocorrentes nos ecossistemas governam as trocas de energia e umidade com a atmosfera. A partir disso é possível compreender, por exemplo, como a alteração das características da vegetação, principalmente pela conversão da floresta tropical por pastagem, impacta o clima local, regional e global.

Desde a década de 1980, diversos experimentos micrometeorológicos foram realizados na Amazônia visando aumentar o conhecimento acerca da interação entre a floresta tropical e a atmosfera (p.e. *Amazonian Research Micrometeorological Experiment* (ARME) (1983-1985) (SHUTTLEWORTH et al., 1987), *Amazonian Boundary-Layer Experiment* (ABLE) (1985-1987) (GARSTANG et al., 1990), *Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observational Study* (ABRACOS) (1991-1995) (GASH; NOBRE, 1997), *Green Ocean Amazon Experiment* (GOAMAZON) (2014-2015) (MARTIN et al., 2016)). Atualmente, o principal meio de obtenção de medidas de superfície na região refere-se ao LBA (ARTAXO, 2012). Esse projeto, iniciado em 1998, tem por finalidade desenvolver a base de conhecimentos sobre a Amazônia nas áreas de: i) física do clima, ii) armazenamento e trocas de carbono, iii) biogeoquímica, iv) química da atmosfera, v) hidrologia, e vi) uso da terra. O LBA possui sítios em diferentes superfícies nos estados de RO, AM, PA e Tocantins (TO). Os dados gerados têm sido utilizados para definir o

estado presente do sistema amazônico, e servem como parâmetros de entrada e de validação para modelos numéricos de previsão do clima (GONÇALVES et al., 2013).

As principais variáveis coletadas por esses experimentos dizem respeito à K_{\downarrow} , K_{\uparrow} , albedo (CULF et al., 1995; LEITÃO et al., 2002), L_{\downarrow} , L_{\uparrow} , R_n (ALVES et al., 1999; ROCHA et al., 2004), fluxo de calor no solo (G), fluxo de calor sensível (H), fluxo de calor latente (LE), ET (MALHI et al., 2002; SAKAI et al., 2004), e fluxo líquido de carbono (NEE), que compreende os processos de produtividade primária bruta (GPP) e líquida (NPP), e respiração do ecossistema (R_{eco}) (VON RANDOW et al., 2004; HUTYRA et al., 2007). Um ponto de destaque é que a maior parte das pesquisas observacionais na Amazônia envolvendo tais variáveis, como pode se verificar pelos estudos citados, é realizada em áreas de floresta tropical e pastagem. Nesse contexto, uma forma de estender a análise para os diversos ecossistemas componentes da Amazônia e, então, buscar resolver a questão em grande escala, diz respeito ao uso integrado de medidas atmosféricas (p.e. torres de fluxo e conjuntos de informações de reanálise) e dados de SR (NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2008; GLOOR et al., 2012).

2.8. Estimativa dos fluxos de energia e carbono com dados de sensoriamento remoto

Denota-se nos últimos anos uma melhoria nas propriedades técnicas dos sensores instalados em satélites orbitais, possuindo resoluções espaciais, temporais, radiométricas, e espectrais cada vez mais refinadas. Dentro desse contexto, uma série de pesquisas têm utilizado dados orbitais para estimativa de parâmetros biofísicos e hidrológicos da superfície a partir de distintos algoritmos. Neste item são apresentadas as bases teóricas gerais de alguns dos principais modelos e algoritmos atualmente disponíveis na literatura científica para estimativa dos fluxos de energia e carbono por SR.

2.8.1. Modelos para estimativa dos fluxos de energia

Os primeiros estudos envolvendo a estimativa dos fluxos de energia por SR datam da década de 1970 (RASCHKE; PREUSS, 1979) e surgiram pela limitada densidade espacial das medidas de superfície, que impediam análises mais robustas em trabalhos

com amplas escalas (GOWDA et al., 2008). Atualmente, o interesse concentra-se em descrever de maneira detalhada as transferências de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera, com vistas ao entendimento das interações e mecanismos de retroalimentação entre a superfície e a camada limite. Isso tem ganhado importância no contexto de mudanças climáticas, pois a alteração do uso da terra pode induzir a modificações nos fluxos energéticos superficiais (YANG et al., 2012).

Os modelos de fluxos de energia variam em relação às medidas *in situ* de entrada, suposições e acurácia dos resultados (LI et al., 2009; FRENCH et al., 2015). Um ponto em comum refere-se aos dados orbitais, pois todos os algoritmos exigem informações tanto da região do visível quanto do infravermelho próximo e termal. As principais estimativas dizem respeito ao R_n e ET .

O *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) (BASTIAANSEN et al., 1998) é um modelo fundamentado em relações empíricas e parametrizações físicas. Ele foi desenvolvido para a estimativa da energia disponível à superfície a partir da utilização de dados orbitais diários e informações de campo. Nesse sentido, as variáveis de entrada dizem respeito à radiação solar, temperatura do ar e velocidade do vento no instante de passagem do satélite. O modelo tem sido aprimorado desde sua concepção, com a inserção novas parametrizações, por exemplo, para cômputo do albedo (LIANG, 2001), e do G (BASTIAANSEN, 2000).

O algoritmo possui diferentes módulos, sendo o R_n o primeiro (esse módulo será discutido detalhadamente no item 4.6). A partir dessa estimativa, é possível determinar o G (função de R_n , NDVI, albedo, e temperatura da superfície), e o H , que exige a escolha de *pixels* representando as condições extremas de temperatura e umidade da área de estudo, denominados *pixel* quente e frio. Esse é um ponto problemático, pois a intervenção do operador pode incorrer em erros, como a seleção de queimadas como *pixel* quente ou de nuvens como *pixel* frio (ALLEN et al., 2011). Alguns estudos propõem métodos estatísticos para seleção automática desses *pixels* (KJAERGAARD et al., 2011). Uma das últimas etapas do SEBAL é o cálculo do LE , a partir do qual se estima a ET diária.

O *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI) (ROERINK et al., 2000) é um modelo semi-empírico proposto logo após a formulação do SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1998), sendo muito similares. Algumas das diferenças entre as duas metodologias referem-se à estimativa de $L\uparrow$, H e LE (discutido a seguir) (OUAIDRARI et al., 2002). O S-SEBI necessita de dados orbitais de radiância espectral, sob céu claro, nas regiões do visível e infravermelho (próximo e termal) para determinar seus parâmetros base, que são a reflectância, temperatura da superfície e índices de vegetação. A partir desses parâmetros são computados os termos do balanço de energia, necessitando como informação de campo somente medidas de temperatura do ar (SOBRINO et al., 2007).

O R_n é calculado como termo restante das trocas de radiação solar e IVT (OKE, 1987), e o G é derivado a partir de uma relação empírica das características da superfície e da vegetação (SOBRINO et al., 2005). O cálculo de H e LE ocorre por meio da fração evaporativa (Λ) e é na estimativa desses fluxos que se encontra a maior diferença entre os modelos SEBAL e S-SEBI (LI et al., 2009). No S-SEBI, os fluxos de calor sensível e calor latente são obtidos de maneira conjunta, por meio dessa fração, ao contrário do SEBAL, em que tais variáveis são derivadas independentemente. Dessa forma, não se faz necessária a seleção de *pixels* representando as condições de nulidade desses fluxos. Segundo Roerink et al. (2000), há uma correlação entre a reflectância e a temperatura da superfície em áreas com forçantes atmosféricas constantes. Assim, os autores assumem que a Λ varia linearmente com a temperatura da superfície para um dado albedo. Utilizando regressões, é possível identificar o limite superior de temperatura da superfície (+ seco, máximo H) e o limite inferior (+ úmido, máximo LE). De porte dos valores referentes à H e LE é possível calcular a ET para toda imagem.

O *Surface Energy Balance System* (SEBS) (SU, 2002) é um modelo *single-source* desenvolvido para estimar os fluxos atmosféricos a partir de dados de SR. Modelos *single-source*, em que também se inserem o SEBAL e o S-SEBI, não fazem distinção entre o balanço de energia e os regimes de vapor de água e de temperatura da vegetação e do solo (TIMMERMANS et al., 2005). Como visto, a premissa principal desses modelos é baseada no contraste entre os limites seco e úmido para derivar a ET *pixel* a

pixel. Tais limites seguem as seguintes características: i) máxima (mínima) temperatura da superfície, e ii) baixa ou nenhuma (alta ou máxima) ET (GOWDA et al., 2008).

Para geração das estimativas, o SEBS exige três conjuntos de informações de entrada. O primeiro conjunto é composto por albedo, temperatura da superfície, fração de cobertura vegetal (FC), e índice de área foliar (LAI), os quais são derivados de imagens de SR em conjunção com informações sobre a área de interesse. O segundo conjunto inclui a pressão, temperatura, umidade do ar, e velocidade do vento. Nesse sentido, salienta-se que podem ser utilizadas tanto medidas obtidas através de estações em superfície quanto geradas por modelos de grande escala (dados de reanálise). O terceiro conjunto está relacionado aos fluxos de radiação solar e IVT que, assim como os dados do segundo conjunto, podem ser medidos diretamente ou derivados de reanálise (LI et al., 2000).

As estimativas de R_n e G seguem as premissas do SEBAL e S-SEBI, enquanto que na determinação de H e LE denotam-se algumas peculiaridades. No SEBS, para o limite seco, LE é assumido como zero (LE_{seco}), devido à restrição de umidade no solo, o que significa que H atinge seu valor máximo (H_{seco}). No limite úmido, a ET ocorre em sua taxa potencial ($LE_{úmido}$) e H atinge seu valor mínimo ($H_{úmido}$). Após o cálculo de H_{seco} , $H_{úmido}$ e H , utilizando a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1954), obtêm-se a fração evaporativa relativa e a fração evaporativa de referência, a partir das quais é possível determinar o LE para todos os *pixels*. Destaca-se que na parametrização de processos turbulentos na camada imediatamente acima da vegetação é necessário conhecer o comprimento de rugosidade da superfície. A maioria dos algoritmos considera esses valores fixos, enquanto o SEBS propõe uma formulação para o cálculo desse coeficiente, o que é considerado por alguns autores (LI et al., 2009) uma das maiores vantagens desse modelo, pois permite maior precisão na estimativa de H .

2.8.2. Modelos para estimativa dos fluxos de carbono

Nos últimos anos se tornou possível avaliar de maneira mais precisa o balanço de carbono nos ecossistemas terrestres pelo desenvolvimento do sistema de correlações turbulentas (BALDOCCHI et al., 2001). No entanto, as estimativas por esse sistema representam somente os fluxos na escala da torre, que varia de centenas de metros a alguns

quilômetros. Dessa forma, diversos estudos têm sido realizados no sentido de entender os processos que envolvem o carbono ganho pelos ecossistemas através da fotossíntese e o carbono perdido pela respiração utilizando dados de SR por intermédio de modelagem (TANG et al., 2013). Alguns sensores se destacam nesse tipo de aplicação, entre os quais o *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR/NOAA) (KITAMOTO et al., 2007), VEGETATION/SPOT 4 (ZHANG et al., 2012), e MODIS/Terra e Aqua (SAKAMOTO et al., 2011).

A maioria dos modelos é baseada na eficiência de uso da radiação (RUE), embora existam abordagens empíricas. O conceito de RUE foi proposto por Monteith (1972) e, posteriormente, formou a base para o uso do SR na quantificação da produtividade primária da vegetação. Nesse sentido, as estimativas se fundamentam na relação entre a RUE, radiação fotossinteticamente ativa absorvida (APAR), fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida (fAPAR) e, ainda, em fatores ambientais que limitam a fotossíntese (MCCALLUM et al., 2009). As maiores dificuldades referem-se à obtenção da RUE para grandes áreas (dependência de fatores ambientais e da própria vegetação), assim como da APAR (dependência da dinâmica da atmosfera) (TAN et al., 2012). As principais saídas desses modelos dizem respeito à GPP e NPP.

O *Parametric Production Efficiency Model* (C-Fix) (VEROUSTRAETE et al., 2002) é um modelo baseado na formulação de Monteith (1972), desenvolvido para quantificar os fluxos de carbono nas escalas local, regional e global (CHHABRA; DHADWALL, 2004; VERSTRAETEN et al., 2006). O elemento chave da abordagem é que o estado biofísico da vegetação pode ser inferido a partir de dados de SR. Nesse sentido, as saídas do C-Fix são derivadas, em síntese, de três etapas: i) mapeamento da evolução da vegetação pelo NDVI obtido por sensores orbitais, ii) estimativa da fAPAR pela relação de Myneni e Williams (1994), e iii) incorporação de medidas de temperatura do ar e $K\downarrow$.

Ao contrário da maioria dos modelos, que estimam somente a GPP e/ou NPP, o C-Fix proporciona a determinação da NPP, pela subtração da GPP com a respiração autotrófica (R_a), e da produtividade líquida do ecossistema (NEP), pela subtração da NPP com a respiração heterotrófica (R_h) (VERSTRAETEN et al., 2006). É válido salientar que o C-

Fix possui uma parametrização mais robusta que a maioria dos modelos para o cálculo da NPP, principalmente pela inserção de informações relativas à R_{eco} . Ainda, a máxima RUE no C-Fix é constante (termo de eficiência de uso da radiação (ϵ)=1,10 g C m⁻² MJ⁻¹), sendo reduzida pelos fatores normalizados de dependência da temperatura do ar e fertilização por CO₂. Os dados meteorológicos de entrada para o modelo dizem respeito à K_{\downarrow} e temperatura do ar.

O *Vegetation Photosynthesis Model* (VPM) (XIAO et al., 2004) foi desenvolvido para estimar a GPP em florestas utilizando índices de vegetação obtidos de sensores ópticos avançados. Nas duas últimas décadas, séries de NDVI, geralmente do sensor AVHRR/NOAA, foram utilizadas para modelagem da GPP e NPP (FIELD et al., 1995). Entretanto, o NDVI possui limitações, como a sensibilidade a aerossóis atmosféricos (HUETE et al., 2002). A inclusão de bandas nas regiões do azul e infravermelho de ondas curtas em sensores como o VEGETATION/SPOT 4 e MODIS/Terra e Aqua possibilitou a geração de conjuntos de dados de distintos índices de vegetação, que levam em conta tais limitações. Nesse sentido, o VPM utiliza o índice de vegetação realçado (EVI) (HUETE et al., 1997) e o índice de umidade da vegetação (LSWI) (BOLES et al., 2004).

O VPM é baseado na RUE, como a maioria dos modelos de balanço de carbono, e possui um diferencial importante, que é assumir que os dosséis florestais são compostos de vegetação fotossinteticamente ativa (PAV) (p.e. cloroplastos) e vegetação não fotossinteticamente ativa (NPV) (p.e. folhas senescentes e galhos). A partição entre PAV e NPV é uma questão crítica na modelagem da GPP ou NPP em florestas, no entanto a maioria dos algoritmos não incorpora esse fundamento. Outro ponto de destaque do VPM é que o termo ϵ não é constante, ao contrário por exemplo do C-Fix, variando conforme a vegetação. A parametrização de ϵ em distintas florestas é dada por medidas de NEE e radiação fotossinteticamente ativa incidente (IPAR) obtidas por torres de fluxo.

O *Temperature and Greenness Rectangle Model* (TGR) (YANG et al., 2013b) foi desenvolvido para estimativa da produtividade em ecossistemas terrestres por intermédio de dados MODIS/Terra e Aqua. O modelo se fundamenta nos estudos de Rahman et al. (2005), que verificaram forte relação linear entre o EVI e a GPP em distintas florestas, e

de Sims et al. (2006), que mostraram que informações sobre a temperatura da superfície podem ser usadas para inferir a influência, por exemplo, do estresse hídrico na GPP. Assim, o TGR utiliza a combinação de produtos MODIS de EVI e temperatura da superfície, além de dados *in situ* de IPAR para estimar a GPP em intervalos de 16 dias. É possível destacar três pontos principais do TGR: i) o algoritmo segue estritamente a lógica da RUE, ii) possui pouca dependência de medidas meteorológicas de superfície, e iii) a sobreposição de informações em variáveis explicativas correlacionadas é evitada.

No TGR, assim como na maior parte dos modelos de produtividade, o termo ε é multiplicado por um fator de escala para reduzir seus valores sob condições desfavoráveis (p.e. alta ou baixa temperatura e alto déficit de pressão de vapor). Para tanto, são utilizadas variáveis de EVI (WU et al., 2011) e temperatura da superfície (XIAO et al., 2004). De acordo com Yang et al. (2013b), é inapropriado simplesmente multiplicar o efeito dessas duas variáveis, dado que ambas são fisicamente interdependentes. Assim, para o cálculo desse fator de escala a partir do EVI e temperatura da superfície, o algoritmo propõe uma metodologia baseada no método dos mínimos médios quadrados (YANG et al., 2013b). Pesquisas indicam que a IPAR pode variar de ~40 a 50% da $K\downarrow$ (LEIGH, 1999). Assim, Yang et al. (2013b) sugerem a utilização de medidas *in situ* desse parâmetro para redução das incertezas. Por fim, salienta-se que no TGR, a exemplo do VPM (XIAO et al., 2004), o termo ε não é constante, podendo ser calibrado para distintas fisionomias vegetais.

2.9. Produtos globais de sensoriamento remoto

O SR é o principal método de observação do estado e de processos da superfície terrestre e atmosfera (YANG et al., 2013a). As plataformas Landsat, SPOT, NOAA, Terra, e Aqua proporcionaram/proporcionam séries temporais de dados em variadas resoluções espaciais e temporais, utilizadas para diversos propósitos (MARTÍNEZ; GILBERT, 2009). Uma das aplicações refere-se ao estudo de mudanças globais, ou seja, os dados gerados têm sido utilizados em modelos climáticos para simular a dinâmica do clima e suas projeções futuras (GHENT et al., 2011). Nesse sentido, verifica-se um esforço da comunidade científica na geração de produtos globais padronizados de SR, sobretudo relacionados ao domínio biofísico.

Atualmente, alguns dos mais importantes produtos globais derivados de satélite referem-se ao sensor MODIS/Terra e Aqua. Os produtos de superfície desse sensor correspondem, entre outros, à temperatura e emissividade (WAN et al., 2004), índices de vegetação (GAO et al., 2000), e uso da terra (FRIEDL et al., 2002). Especificamente em relação ao balanço de energia e carbono, destacam-se os produtos de albedo (MCD43) (SCHAAF et al., 2002), ET (MOD16) (MU et al., 2011), e GPP (MOD17) (ZHAO et al., 2005).

O produto MCD43 (SCHAAF et al., 2002) proporciona estimativas contínuas de albedo para os ecossistemas terrestres do planeta. O albedo está relacionado com a reflectância da superfície, sendo dependente da função de distribuição de reflectância bidirecional (BRDF) (STROEVE et al., 2005). A BRDF é determinada pelas propriedades ópticas e estruturais da superfície e é necessária em SR para a correção dos efeitos dos ângulos de iluminação e visada. Nesse sentido, o algoritmo do MCD43 baseia-se principalmente no ajuste da BRDF para as sete bandas espectrais iniciais do sensor MODIS e três bandas largas adicionais (0,3-0,7 μm , 0,7-5,0 μm e 0,3-5,0 μm). Para tanto, é utilizado um modelo linear de BRDF baseado em *kernel*, descrito em Román et al. (2009).

A aplicação do modelo de BRDF permite a geração de parâmetros para a caracterização da anisotropia da superfície em cada *pixel* da imagem. De porte desses parâmetros são calculados, então, dois tipos de albedo, o *black-sky* (α_{bs}) e *white-sky* (α_{ws}) (LUCHT et al., 2000). O albedo *black-sky* refere-se à reflectância direcional hemisférica e o *white-sky* à reflectância bi-hemisférica. De modo geral, pode-se dizer que eles representam, respectivamente, os casos extremos de iluminação completamente direta e completamente difusa. É importante salientar que o MCD43 fornece apenas informações sobre os albedos *black-sky* e *white-sky*, sendo assim, o albedo *blue-sky* deve ser calculado de acordo com o interesse do usuário. Ainda, as saídas do MCD43 contêm, além dos parâmetros do modelo de BRDF para cada *pixel* e os albedos *black-sky* e *white-sky*, dados de reflectância, para as sete primeiras bandas espectrais, ajustados ao NADIR. O produto MCD43 é disponibilizado a cada 16 dias e possui resolução espacial de 1 km.

O MOD16 (MU et al., 2011) foi desenvolvido com objetivo de determinar a ET global da superfície a partir de dados MODIS e informações meteorológicas do *Global Modeling*

and Assimilation Office (GMAO). O algoritmo para a geração das estimativas é baseado na equação de Penmann-Monteith (MONTEITH, 1965). Os dados MOD16 possuem 1 km de resolução espacial e abrangem uma superfície de ~109 milhões de km². Além da ET potencial e real, são disponibilizados os fluxos de calor latente potencial e real em intervalos de oito dias, mensal e anual. Informações detalhadas acerca do algoritmo MOD16 para o cálculo da ET serão apresentadas no item **4.7**.

O produto MOD17 (ZHAO et al., 2005) proporciona estimativas contínuas de GPP para as superfícies vegetadas do planeta. Assim como os modelos apresentados no item **2.8.2**, o algoritmo do MOD17 baseia-se na lógica da RUE (MONTEITH, 1972). Segundo essa lógica, a produtividade de uma vegetação sob boas condições hídricas e de fertilidade é linearmente relacionada com a quantidade de APAR. Salienta-se que o algoritmo define valores distintos para o termo ϵ , dependendo da vegetação. Nesse sentido, são considerados distintos tipos de florestas, cerrados, savanas, e áreas agrícolas (RUNNING et al., 2004). As saídas do MOD17 incluem, além da GPP (oito dias e mensal), a NPP (anual) com 1 km de resolução espacial. No item **4.7** serão apresentadas maiores informações sobre o cálculo da GPP através do algoritmo MOD17.

3 **ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo está localizada na porção leste da bacia amazônica, entre as latitudes 1,58° S e 14,93° S e longitudes 50,34° W e 60,14° W, com uma área total de 1.039.979 km² (Figura 3.1). Considerando que a bacia amazônica possui uma área de ~8.000.000 km², a região estudada contempla ~13% desse total. A área de estudo abrange sete bacias, quais sejam: 1) bacia do Tapajós (102.829 km², 2,19° S e 8,47° S / 54,70° W e 58,85° W), 2) bacia do Jurema (192.120 km², 7,07° S e 14,76° S / 55,30° W e 60,14° W), 3) bacia do Teles Pires (142.619 km², 7,33° S e 14,92° S / 53,84° W e 58,14° W), 4) bacia do Jamanxim (58.393 km², 4,74° S e 8,78° S / 55,01° W e 56,93° W), 5) bacia do Curuá-Una (31.295 km², 2,34° S e 4,44° S / 53,15° W e 55,17° W), 6) bacia do Iriri (143.033 km², 3,60° S e 10,31° S / 52,60° W e 55,63° W), e 7) bacia do Xingu (369.690 km², 1,58° S e 14,93° S / 50,34° W e 55,44° W). As bacias com menor e maior área são, respectivamente, a do Curuá-Una (31.295 km²) e a do Xingu (369.690 km²). No contexto do território brasileiro, as bacias contempladas no estudo se concentram, em geral, nos estados do PA, ao norte, e MT, ao sul. As bacias do Tapajós, Jamanxim, Curuá-Una, Iriri, e Xingu, estão localizadas no todo ou sua maior parte no estado do PA, ao passo que as bacias do Jurema e Teles Pires localizam-se em sua maior parte no MT.

As altitudes na área de estudo variam entre 1 e 864 m, com elevação média de 278 m (Figura 3.2). As maiores altitudes, geralmente superiores a 400 m, ocorrem nas porções meridional e central da área de estudo, as quais são situadas geomorfologicamente na chapada e planalto dos Parecis, e planalto do Cachimbo e parte da depressão da Amazônia Meridional. A chapada e planalto dos Parecis pertencem ao domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas, ao passo que o planalto do Cachimbo e depressão da Amazônia Meridional pertencem ao domínio dos Cratóns Neoproterozóicos. Os setores ocidental, setentrional, e oriental da região apresentam altitudes inferiores a 400 m, compreendendo, respectivamente, o planalto do Tapajós (Cratóns Neoproterozóicos), tabuleiros do baixo rio Amazonas (Bacias e Coberturas Sedimentares Fanerozóicas), e superfície do alto Xingu (Depósitos Sedimentares Quaternários) (IBGE, 2009). É válido citar que a base das formações supracitadas é constituída inteiramente por rochas cristalinas do Pré-Cambriano (PUTZER, 1984).

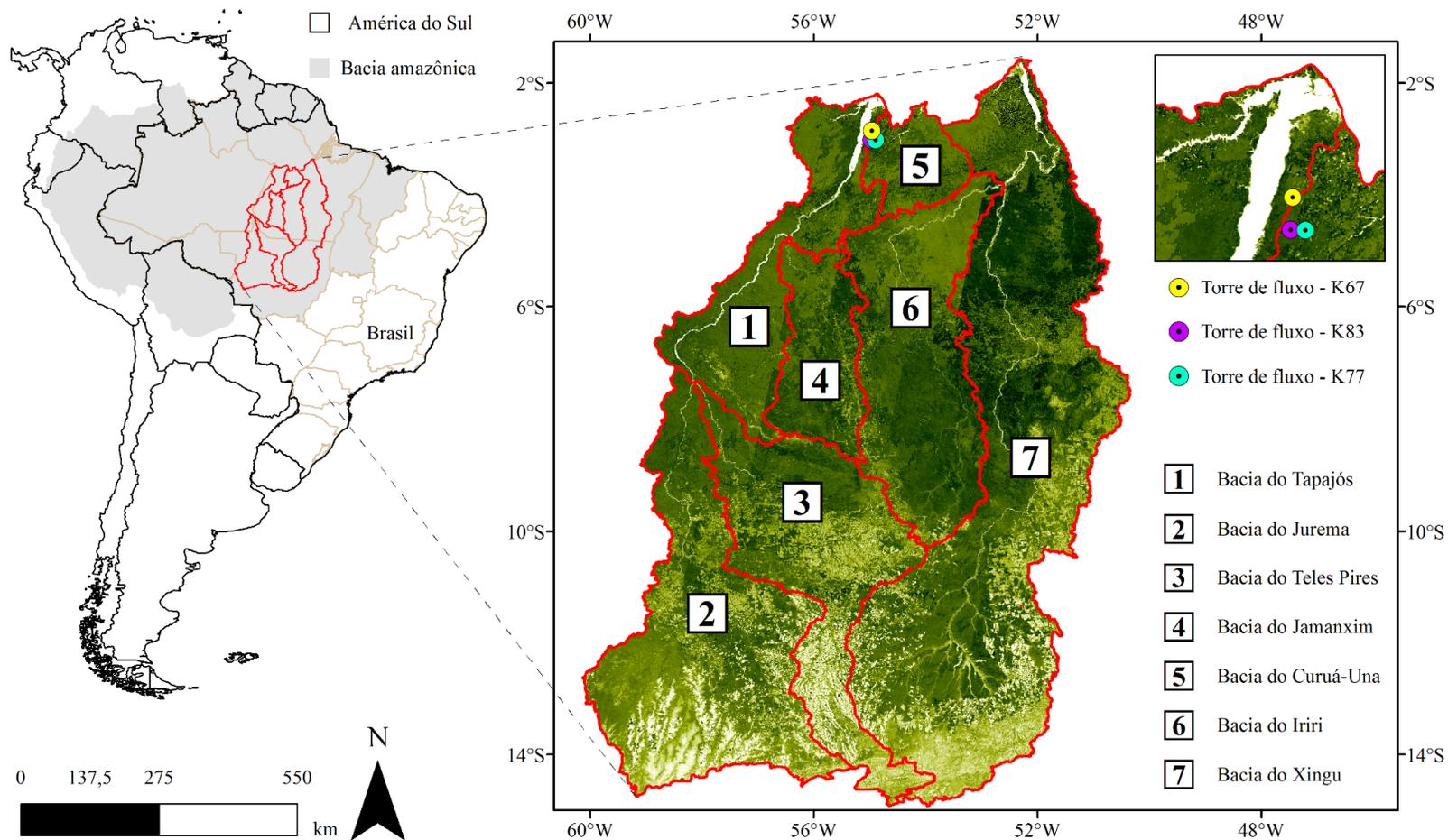


Figura 3.1 - Localização da área de estudo na porção oriental da Amazônia, abrangendo as bacias do Tapajós (1), Jurema (2), Teles Pires (3), Jamanxim (4), Curuá-Una (5), Iriri (6), e Xingu (7). Em destaque é a mostrada a distribuição espacial das torres de fluxo utilizadas na pesquisa, correspondentes ao K67, K83 e K77.

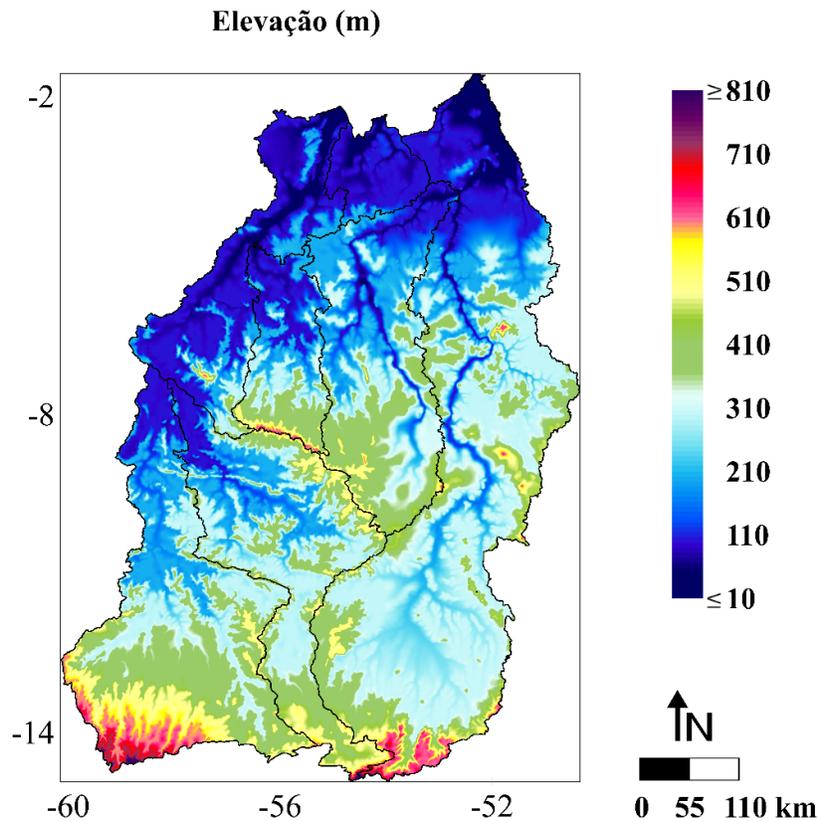


Figura 3.2 - Elevação da área de estudo obtida a partir do modelo digital de elevação global GTOPO30 (<https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>).

As diferenças nas propriedades físico-químicas dos solos através da região amazônica se correlacionam, de maneira geral, com as variações na idade do solo e tipo do material de origem (QUESADA et al., 2010). Os solos ao longo da área de estudo são, em geral, antigos, altamente intemperizados, de baixa fertilidade, e com boas condições físicas. Na porção centro-norte da área de estudo, localizada no sul do estado do PA, os solos mais comumente encontrados são os Latossolos Amarelos e Plintossolos. Na parte centro-sul da região estudada, situada no norte do estado do MT, os solos mais comuns são o Latossolo Amarelo, Latossolo Vermelho-amarelo e Latossolo Vermelho. Salienta-se que esses solos possuem grande importância nas atividades agropecuárias da região dos cerrados do MT (RESENDE et al., 2005).

A bacia amazônica detém a maior área remanescente de floresta tropical do planeta, sendo constituída de um mosaico de vegetação com distintas características estruturais e

funcionais, resultantes da dinâmica contínua dos processos regenerativos do ambiente físico e da pedogênese (FOLEY et al., 2007). De modo geral, é possível separar os tipos de vegetação da área de estudo em: i) floresta de várzea (inundada periodicamente por rios de água branca), ii) floresta de igapó (inundada periodicamente por rios de água preta), iii) floresta de terra firme (não sujeita a inundações, encontrada em platôs bem drenados e encostas em direção ao leito dos rios), iv) cerrado (vegetação xeromorfa que pode variar desde formações campestres (p.e. campo limpo e campo sujo) e savânicas (p.e. cerrado sentido restrito e vereda) até florestais (mata seca e cerradão), e v) formações pioneiras (vegetações com influência fluvial) (HAUGAASEN; PERES, 2006; IBGE, 2012). É importante salientar que as áreas de floresta amazônica e cerrado, mesmo possuindo variações fisionômicas, serão tratadas nesse estudo em seu sentido amplo (ou seja, apenas como floresta tropical ou cerrado).

A área de estudo engloba diferentes ecossistemas terrestres, com destaque para as áreas de floresta tropical primária, vegetação secundária, cerrado, pastagem, e agricultura (em sua maioria composta por lavouras de soja) (COUTINHO et al., 2013). Nesse sentido, analisando a Figura 3.1, é interessante verificar uma diferenciação no uso e cobertura da terra entre as porções centro-norte (sul do PA) e centro-sul da área de estudo (norte do MT). A porção centro-norte, abrangendo as bacias do Tapajós, Jamanxim, Iriri, Curuá-Una, e baixo Xingu, mesmo apresentando áreas com forte ocorrência de desmatamento, possui maiores áreas de floresta tropical em estágio primário ou secundário em relação à porção centro-sul, a qual abrange parte das bacias do Jurema, Teles Pires e alto Xingu. Nessa região, a transição do uso da terra de áreas naturais (floresta tropical ou cerrado) para áreas de pecuária ou agricultura vem sendo intensa. Tal fato é relatado por diversos estudos nos últimos anos (MORTON et al., 2006; DAVIDSON et al., 2012). Cabe salientar que os estados abrangidos nessa pesquisa (PA e MT) apresentam os maiores índices de desmatamento da Amazônia Legal Brasileira, como discutido no item **2.2**.

A Amazônia possui aspectos climatológicos bastante próprios. Estes foram tratados de maneira particular em **2.1**. Portanto, no presente item serão abordados apenas algumas especificidades importantes da área de estudo. O clima predominante, de acordo com a classificação de *Köppen*, é o AmW (EIDT, 1968), com precipitação média anual de

~2000 mm e temperatura do ar média anual de ~26 °C (COSTA et al., 2013). A estação úmida ocorre, de modo geral, entre janeiro e junho, enquanto a estação seca acontece entre os meses de julho e dezembro (SALESKA et al., 2003).

3.1. Torres de fluxo

Foram utilizadas três torres de fluxo do projeto LBA instaladas nos sítios experimentais do K67, K83 e K77 (Figura 3.1). Os sítios localizam-se no município de Belterra (PA), próximo a confluência dos rios Tapajós e Amazonas, a uma elevação média de 130 m. Os sítios do K67 (2.86° S, 54.96° W) e K83 (3.02° S, 54.97° W) são situados em regiões de floresta. O K67 corresponde a uma área de floresta primária sem ocorrência de distúrbio (HUTYRA et al., 2007). No sítio do K83 as árvores com diâmetro a altura do peito maiores que 35 cm foram cortadas seletivamente durante três meses, começando em setembro de 2001 (MILLER et al., 2007). Esses sítios possuem dosséis com altura média de ~35-40 m. As torres micrometeorológicas no K67 e K83 possuem 63 e 64 m de altura, respectivamente (RESTREPO-COUBE et al., 2013). O sítio do K77 corresponde a uma área previamente florestada que foi convertida para pastagem. A floresta primária foi derrubada em 1990 e a área foi plantada com gramíneas. Em novembro de 2001 o sítio foi preparado para o cultivo de arroz, que foi colhido em junho de 2002 e não replantado (SAKAI et al., 2004). A altura média da vegetação no K77 é de ~0-0,6 m e as medidas de fluxo são realizadas em uma torre de 18 m. Informações adicionais acerca dos sítios do K67, K83 e K77 podem ser encontradas em Saleska et al. (2003), Rice et al. (2004), Miller et al. (2011), e Gonçalves et al. (2013).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

No presente capítulo são descritos os dados a serem utilizados e, também, os procedimentos metodológicos propostos para o cumprimento dos objetivos deste estudo. O fluxograma apresentado na Figura 4.1 ilustra de maneira simplificada as etapas de desenvolvimento do trabalho.

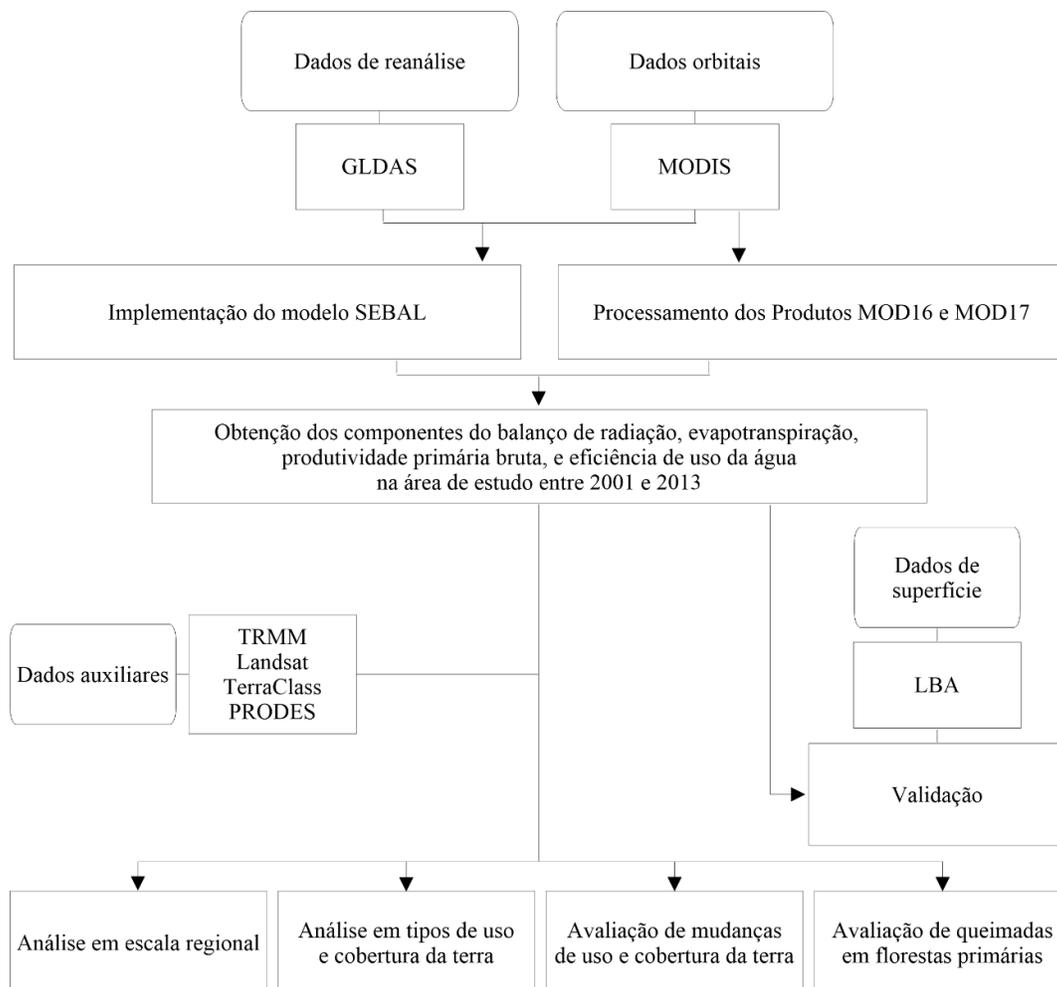


Figura 4.1 - Fluxograma metodológico com as principais etapas de desenvolvimento da presente pesquisa.

4.1. Dados de uso e cobertura da terra

As informações relacionadas ao uso e cobertura da terra foram necessárias nesse estudo por três motivos. O primeiro diz respeito às avaliações relacionadas à magnitude e

padrões temporais dos fluxos de radiação, água e carbono em tipos de uso e cobertura da terra específicos existentes na região. O segundo se refere à análise dos impactos da transição do uso da terra nos fluxos de energia e carbono e o terceiro está relacionado à avaliação dos efeitos de queimadas em áreas de floresta primária nesses fluxos.

Para a análise da magnitude e padrão temporal dos fluxos de radiação, água e carbono em diferentes ecossistemas terrestres da região, foram utilizados como base mapeamentos realizados pelos projetos TerraClass Amazônia (http://www.inpe.br/cra/projetos_pesquisas/dados_terraclass.php) (referentes aos anos de 2008, 2010, e 2012) e TerraClass Cerrado (<http://www.dpi.inpe.br/tccerrado/>) (relativo ao ano de 2013). O projeto TerraClass é desenvolvido em conjunto pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) e tem como objetivo mapear utilizando imagens de satélite o tipo de uso da terra especialmente em áreas onde ocorreram desmatamento (COUTINHO et al., 2013). De acordo com a classificação do TerraClass, existem mais de 10 diferentes tipos de uso e cobertura da terra na área abrangida pelas bacias do Tapajós, Jurema, Teles Pires, Jamanxim, Curuá-Una, Iriiri, e Xingu. Foram selecionadas cinco classes para avaliação, considerando que essas correspondem aos principais ecossistemas terrestres na área de estudo. As classes selecionadas foram: soja (SO), pastagem (PA), cerrado (CE), floresta tropical primária (FP), e vegetação secundária (VS). Utilizando os quatro mapeamentos provenientes do TerraClass e mosaicos TM/Landsat 5 (72 cenas) e OLI/Landsat 8 (73 cenas) referentes, respectivamente, aos anos de 2001 e 2013, cobrindo toda a área de estudo, foram selecionadas 24 parcelas de 1 km x 1 km para cada tipo de uso e cobertura da terra. As parcelas foram selecionadas a partir de inspeção visual dos polígonos do TerraClass superpostos aos mosaicos TM/Landsat 5 e OLI/Landsat 8 utilizando o programa *ArcGIS 9.3* (<http://www.esri.com/software/arcgis>). Com base nessas parcelas, foram extraídas, através do *Python 2.7* (<https://www.python.org/>), as séries temporais de 13 anos de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, $L\downarrow$, $L\uparrow$, R_n , ET, GPP, e WUE para os distintos ecossistemas.

Com relação às mudanças de uso e cobertura da terra e impactos nos fluxos de energia e carbono, optou-se por analisar duas das situações mais comuns na região amazônica, que

se referem à derrubada da floresta primária e conversão para áreas de pastagem ou soja. De modo a selecionar locais onde ocorreram esses tipos de mudança durante o período estudado, ou seja, entre 2001 e 2013, considerando as bases de dados disponíveis, optou-se por analisar áreas que compreendiam floresta tropical primária entre 2001 e 2007, foram convertidas em 2008, e constituíam pastagem ou soja entre 2009 e 2013. Para tanto, foram utilizadas informações referentes ao desmatamento na Amazônia Legal brasileira do PRODES relativo ao ano de 2007 e dados do TerraClass referentes aos anos de 2008, 2010, 2012, e 2013. A partir do cruzamento dessas informações, utilizando a função *Intersect* no programa *ArcGIS 9.3*, e análise visual em mosaicos TM/Landsat 5 de 2007 (76 cenas) e OLI/Landsat 8 de 2013 (73 cenas), foram selecionados 12 polígonos para cada tipo de mudança. Para a situação de conversão da FP para PA a área total dos polígonos analisada foi de 53,7 km², ou seja, ~4,5 km² cada, enquanto que para a situação de mudança de FP para SO a área total foi de 37,9 km², ou ~3,2 km² cada. De porte desses polígonos, foram extraídos os valores médios dos *pixels* utilizando o programa *Python 2.7* e construídas as séries temporais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, L↓, L↑, Rn, ET, GPP, e WUE nas áreas de FP nos sete anos precedentes à conversão para PA ou SO (2001-2007) e ao longo de cinco anos após tal conversão (2009-2013).

Para as avaliações referentes a queimadas em floresta tropical primária, foi utilizado o mapeamento conduzido em 2010 no estado do PA por Lima (2013) e imagens referentes aos anos de 2007, 2010 e 2013 dos satélites Landsat 5 e 8. A partir dessas informações, foram selecionados dois talhões submetidos a queimadas no dia 12/09/2010 no município de Cumaru do Norte, localizado na porção sul do estado do PA. O talhão 1 possui 122,1 km² e se situa entre as latitudes 8,69° S e 8,82° S e longitudes 51,31° W e 51,44° W. O talhão 2 possui 100,5 km² e localiza-se entre as latitudes e longitudes, respectivamente, de 8,56° S e 8,61° S, e 51,29° W e 51,48° W. A distância entre ambos é de ~6,5 km em linha reta. Nesse sentido, cabe salientar que a escolha dos talhões levou em consideração três fatores: i) tivessem sido submetidos ao fogo no mesmo dia, ii) estivessem relativamente próximos geograficamente, e iii) possuíssem área e características espectrais e texturais semelhantes. A delimitação dos polígonos referentes à cada talhão foi efetuada no programa *ArcGIS 9.3*. De porte dos polígonos, utilizando o *Python 2.7*,

foram extraídas as médias de valores dos *pixels* para a temperatura do ar e da superfície, NDVI, Rn_{24h} , ET, GPP, e WUE, e geradas as séries temporais para o período pré-distúrbio (entre setembro de 2007 e agosto de 2010) e pós-distúrbio (entre outubro de 2010 e setembro de 2013). Com isso, foi possível analisar o comportamento dos talhões de floresta três anos antes e três anos após a ocorrência de eventos de fogo.

4.2. Dados LBA

As medidas de superfície foram coletadas em três torres de fluxo localizadas nos sítios do LBA do K67, K83 e K77 (descritos no item **3.1**). Esses dados foram adquiridos através do *Oak Ridge National Laboratory* (ORNL) (<http://daac.ornl.gov/LBA/lba.shtml>). Os dados foram obtidos, em geral, entre os anos de 2001 e 2006, com o período de coleta variando de local para local. A cobertura temporal dos dados observacionais nos sítios do K67 e K83 compreende o período de janeiro de 2002 a janeiro de 2006, e janeiro de 2001 a março de 2004, respectivamente. No sítio do K77, as observações abrangem o período entre janeiro de 2001 e dezembro de 2005. As medições das torres de fluxo foram utilizadas para validar tanto as estimativas dos componentes do Rn , ET, GPP, e WUE derivadas através de dados de satélite, quanto os produtos de reanálise. De maneira a conduzir essa avaliação, utilizaram-se as seguintes variáveis: temperatura do ar, $K\downarrow$, $K\uparrow$, $L\downarrow$, $L\uparrow$, Rn , NEE, R_{eco} , e LE. De acordo com um protocolo comum (RESTREPO-COUCPE et al., 2013), as medidas de NEE e R_{eco} foram utilizadas para obter a GPP, e o LE foi convertido em ET. Ainda, o albedo e a WUE, variáveis também requeridas para validação e que não são medidas diretamente pelas torres de fluxo, foram calculadas como a razão entre $K\uparrow$ e $K\downarrow$, e GPP e ET, respectivamente. As medidas do LBA foram processadas primeiramente para períodos de uma hora. Com base nos dados horários, foram calculadas as médias diárias e, conseqüentemente, mensais. É válido salientar que se optou por não utilizar métodos para preenchimento de falhas nos conjuntos de dados.

4.3. Dados MODIS

A principal fonte de dados de SR nesse estudo refere-se ao sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, lançado em dezembro de 1999. O satélite Terra cruza a área de estudo durante o dia aproximadamente às 10h30. O sensor MODIS possui órbita polar, a uma

altitude de 700 km e uma área imageada de 2330 km (JUSTICE et al., 2002). Esse sensor possui 36 bandas espectrais abrangendo os comprimentos de onda entre 405-14385 nm. A resolução espacial no NADIR varia de acordo com a banda espectral: 250 m (bandas 1-2), 500 m (bandas 3-7) (visível/infravermelho médio), e 1 km (bandas 8-36) (visível/IVT). As características geométricas desse sensor garantem alta acurácia nos registros multiespectral e multitemporal, e geolocalização absoluta (WOLFE et al., 2002).

Neste estudo, os dados MODIS possuem duas finalidades. A primeira diz respeito à estimativa do R_n e seus componentes a partir do modelo SEBAL (item 4.6), e a segunda está relacionada ao cálculo da WUE através dos produtos MOD16 (ET) e MOD17 (GPP) (item 4.7). Para a implementação do SEBAL, os conjuntos de dados MODIS foram obtidos do *United States Geological Survey* (USGS) (https://lpdaac.usgs.gov/data_access/data_pool). Foi utilizada a Versão 5 dos seguintes produtos: MOD09Q1, MOD09A1, MOD11A2, e MOD44W. O MOD09Q1 proporciona a reflectância da superfície nas bandas 1 e 2 em composições de oito dias em uma resolução de 250 m. O MOD09A1 disponibiliza os valores de reflectância para as bandas 3, 4, 5, 6, e 7 em composições de oito dias em uma resolução de 500 m. O MOD11A2 contém a temperatura da superfície em composições de oito dias com 1 km de resolução sob áreas terrestres livres de nebulosidade (as nuvens são mascaradas com o produto de máscara de nuvens do MODIS (MOD35L2)). O MOD44W corresponde à máscara de águas continentais, disponibilizado somente para uma data (24/02/2000) com resolução de 250 m. No que diz respeito à ET, GPP e, conseqüentemente, ao cálculo da WUE, os dados MODIS foram obtidos da *University of Montana* (<http://www.ntsg.umt.edu/>). Foram utilizados os produtos MOD16A2 e MOD17A2, os quais proporcionam a ET e a GPP, respectivamente, em composições mensais com 1 km de resolução espacial.

Necessitaram-se três *tiles* (h12v09, h12v10 e h13v09) para abranger as bacias do Tapajós, Jurema, Teles Pires, Jamanxim, Curuá-Una, Iriri, e Xingu. Os dados foram adquiridos de forma a cobrir todo o período de estudo, entre os anos de 2001 e 2013, considerando o intervalo temporal de disponibilização de cada produto. Inicialmente, as imagens MODIS foram projetadas para um sistema de coordenadas geográficas (lat./long.) com base no datum WGS84, reamostradas espacialmente para 1 km, quando necessário, utilizando o

método do vizinho mais próximo, e convertidas para o formato GeoTIFF através do programa *MODIS Reprojection Tool* (MRT) (https://lpdaac.usgs.gov/tools/modis_reprojection_tool). Em seguida, foram efetuadas diversas etapas em programação a partir do *Python 2.7*. Tais etapas incluíram: i) recorte da área de estudo, ii) multiplicação por fatores de escala, iii) aplicação da máscara de águas continentais nos conjuntos de dados MOD09Q1, MOD09A1, MOD11A2, MOD16A2, e MOD17A2, e iv) extração da máscara de nuvens do produto MOD11A2 e aplicação nos produtos MOD09Q1 e MOD09A1.

4.4. Dados GLDAS

As informações de reanálise do GLDAS foram utilizadas para inserção direta no modelo SEBAL (item 4.6). O GLDAS é desenvolvido conjuntamente pela *Goddard Space Flight Center* (GSFC) e a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), e consiste em um sistema de modelagem terrestre global desacoplado da atmosfera que integra dados de observações de superfície e dados provenientes de satélite com vistas a produzir informações sobre os fluxos e estado da superfície terrestre em tempo quase real (RODELL et al., 2004; ROMANGUERA et al., 2012).

Os conjuntos de dados GLDAS foram adquiridos do *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center* (GESDISC) (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/hydrology/data-holdings>). Os produtos GLDAS utilizados se referem à versão 1 e correspondem a K_{\downarrow} e temperatura do ar. Esses produtos são gerados através do modelo de superfície Noah (KOREN et al., 1999) em uma resolução de $0,25^{\circ}$ e frequência temporal de três horas (24h00, 3h00, 6h00, 9h00, 12h00, 15h00, 18h00, 21h00). Para a K_{\downarrow} , foram utilizados os dados disponíveis a cada três horas (oito arquivos/dia) para todo o período de estudo (2001 a 2013) (~37960 imagens). Com relação à temperatura do ar, foram utilizados apenas os dados correspondentes ao horário das 15h00 (~4745 imagens), o que se refere às 11h00 na região cobrindo as bacias do Tapajós, Jurema, Teles Pires, Jamanxim, Curuá-Una, Iriri, e Xingu (GMT -4). Esse período foi definido por incluir o instante de passagem do satélite Terra sobre a área de estudo (~10h30). Para o processamento desses dados foi utilizado o programa *Python 2.7*. As rotinas constaram em: i) recorte da área de estudo,

ii) projeção para coordenadas geográficas (lat./long) utilizando o datum WGS84, iii) reamostragem espacial para 1 km através do método do vizinho mais próximo, e iv) aplicação da máscara de águas continentais e das máscaras de nuvens extraídas dos produtos MODIS. É importante notar que foram calculadas as médias para cada período de oito dias dos produtos de K_{\downarrow} e temperatura do ar de acordo com as datas das composições MODIS em cada ano. A partir disso, as imagens geradas de composição do GLDAS foram armazenadas em formato GeoTIFF. Todos os procedimentos envolvendo os produtos GLDAS foram conduzidos com o propósito de que eles fossem espacialmente e temporalmente consistentes com os conjuntos de dados MODIS. Essa consistência é muito importante no sentido de estimar corretamente o R_n e seus componentes considerando a abordagem proposta nesse estudo.

4.5. Dados TRMM

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é resultante de um programa de cooperação entre a NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) e tem como principal função fornecer informações acerca da distribuição da precipitação em regiões tropicais e subtropicais (KUMMEROW et al., 2000). Os dados TRMM foram adquiridos por uma ferramenta desenvolvida pela NASA denominada *TRMM Online Visualization and Analysis System* (TOVAS) (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/tovas>). Para o estudo, foram utilizados dados dos anos de 2001 a 2013 referentes à versão 7 do produto de precipitação acumulada mensal 3B43, que possui ~30 km de resolução espacial. As imagens do produto 3B43 foram processadas no programa *Python 2.7* e incluíram os seguintes passos: i) recorte da área de estudo, ii) projeção para um sistema de coordenadas geográficas (lat./long.) baseado no datum WGS84, iii) reamostragem para 1 km através do método do vizinho mais próximo, e iv) aplicação das máscaras de águas continentais e nuvens extraídas dos produtos MODIS.

4.6. Estimativa do balanço de radiação

O modelo SEBAL (BASTIAANSEN et al., 1998) foi utilizado para calcular o R_n e seus componentes na área estudada. O SEBAL compreende 25 submodelos computacionais que calculam a ET e outros termos do balanço de energia. Os termos do balanço de

energia são calculados na seguinte sequência: Rn, G, H, e LE. Em sua formulação original, o modelo requer como entrada informações observacionais em adição às imagens de satélite. Para calcular o Rn, o SEBAL necessita medições de campo de K↓ e temperatura do ar (ALLEN et al., 2002; BASTIAANSEN et al., 2005).

A seguir é apresentada a base teórica do SEBAL para estimar o Rn, assim como algumas adaptações incorporadas no modelo para eliminar a necessidade de dados de superfície como entrada. O modelo SEBAL foi implementado no programa *ERDAS Imagine 2014* (<http://leica-geosystems.com/>), a partir da função *Spatial Modeler*. O balanço de radiação instantâneo (Rn) (W m⁻²) (~10h30) foi estimado conforme a Equação 4.1:

$$Rn = (1 - \alpha_s) K \downarrow + L \downarrow - L \uparrow - (1 - \varepsilon_s) L \downarrow \quad (4.1)$$

em que α_s é o albedo da superfície, K↓ (W m⁻²) é a radiação solar incidente na superfície, L↓ (W m⁻²) é a radiação IVT incidente na superfície, L↑ (W m⁻²) é a radiação IVT emitida pela superfície, e ε_s é a emissividade da superfície.

O albedo da superfície (α_s) foi determinado utilizando o algoritmo de Liang (2001):

$$\alpha_s = 0,160\rho_1 + 0,291\rho_2 + 0,243\rho_3 + 0,116\rho_4 + 0,112\rho_5 + 0,081\rho_7 - 0,0015 \quad (4.2)$$

em que ρ_i (i=1,2,...,7) é a reflectância da superfície para as bandas 1 a 7 do sensor MODIS.

Para obter a ε_s , foi necessário calcular três índices de vegetação: o NDVI, o índice de vegetação ajustado ao solo (SAVI) e o LAI (m² m⁻²). O NDVI foi calculado pela razão entre a diferença das reflectâncias no infravermelho próximo e vermelho pela soma das mesmas (EIDENSHINK, 1992):

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (4.3)$$

O SAVI foi calculado como segue:

$$SAVI = \frac{(1 + \delta)(\rho_2 - \rho_1)}{(\delta + \rho_2 + \rho_1)} \quad (4.4)$$

em que δ é um fator de ajuste utilizado para compensar a influência de diferentes tipos de solo no índice de vegetação medido. Nesse estudo foi utilizado um valor normalmente atribuído de $\delta=0,5$ (HUETE, 1988).

Para obter o LAI, foi utilizado o método de Allen et al. (2002):

$$LAI = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad (4.5)$$

A ε_s foi, então, obtida a partir do LAI da seguinte maneira:

$$\varepsilon_s = 0,95 + 0,01LAI \quad (4.6)$$

A Equação 4.6, porém, é válida apenas para *pixels* com NDVI maior que zero. Para os *pixels* com NDVI menor que zero atribuiu-se um valor de $\varepsilon_s=0,985$ (ALLEN et al., 2002).

No modelo SEBAL, a $K\downarrow$ é calculada como uma função da constante solar, do ângulo zenital solar, da distância relativa entre a Terra e o Sol, e da transmitância atmosférica no instante de passagem do satélite (ALLEN et al., 2002). Na abordagem aqui proposta, foram utilizados dados em formato de imagem do GLDAS relacionados a $K\downarrow$ para o horário local das 11h00.

A radiação IVT incidente na superfície ($L\downarrow$) foi estimada de acordo com a lei de Stefan-Boltzmann:

$$L\downarrow = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (4.7)$$

em que ε_a é a emissividade atmosférica, σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-5} \text{ W m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) e T_a é a temperatura do ar próxima a superfície (K). Na formulação original do SEBAL, a informação sobre T_a é obtida a partir de torres micrometeorológicas

localizadas no interior da área de estudo. Nessa pesquisa, objetivando eliminar a necessidade de medidas observacionais para estimar o Rn e seus componentes, foram usados dados de temperatura do ar obtidos do GLDAS para o horário local das 11h00.

A ε_a foi obtida por meio de uma fórmula empírica sugerida por Bastiaanssen et al. (1998):

$$\varepsilon_a = 0,85(-\ln \tau)^{0,09} \quad (4.8)$$

em que τ é a transmitância atmosférica, calculada de acordo com Allen et al. (2002):

$$\tau = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad (4.9)$$

em que z é a elevação (m). Geralmente, os autores consideram z a elevação no *pixel* onde se encontra a torre que fornece os dados de entrada para o modelo. Nesse estudo, foi atribuído o valor médio de elevação da área de estudo para z , o qual corresponde a 278 m. Essa média foi calculada a partir do GTOPO30 (<https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>).

A radiação IVT emitida pela superfície ($L\uparrow$) foi estimada utilizando a seguinte equação:

$$L\uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (4.10)$$

em que T_s é a temperatura da superfície (K).

Após obter o balanço de radiação instantâneo (Rn) foi calculado o balanço de radiação diário (Rn_{24h}) adotando uma fórmula simplificada descrita em Bastiaanssen et al. (2005):

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_s) K\downarrow_{24h} - 110\tau \quad (4.11)$$

em que $K\downarrow_{24h}$ é a radiação solar incidente diária ($W\ m^{-2}$). O modelo SEBAL, em sua concepção, usa a $K\downarrow_{24h}$ medida a partir de torres de fluxo. No presente estudo, o valor de $K\downarrow_{24h}$ usado como entrada no SEBAL foi obtido para cada dia através da média dos produtos GLDAS disponíveis a cada três horas (oito arquivos/dia).

O modelo foi rodado para cada período de oito dias, entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013. Ou seja, o modelo foi rodado 46 vezes ao ano, totalizando 598 rodadas ao longo de

todo o período estudado (13 anos). Portanto, o modelo estimou 598 imagens para cada variável. As condições atmosféricas sobre a Amazônia são geralmente de grande nebulosidade, especialmente durante a estação chuvosa e, portanto, muitas dessas imagens possuíam um reduzido número de *pixels* livres de nuvens. De maneira a minimizar esse problema e proporcionar mapas relacionados ao balanço de radiação na área de estudo com consistência espacial, foram geradas composições mensais para cada variável. De modo a obter essas composições para cada mês, foram utilizadas, em geral, quatro imagens de composições de oito dias (correspondendo a 32 dias). Para selecionar quais imagens iriam compor cada mês, foram levadas em consideração as datas das composições de oito dias dos produtos MODIS em um ano normal (não bissexto). A partir disso, foram calculadas as médias das imagens de oito dias para os períodos mensais, ignorando os valores das máscaras de nuvens (*no data*). Isso significa que todas as células de entrada para cada local (ou *pixel*), incluindo aquelas com valor *no data*, foram utilizados para determinação das estatísticas das imagens finais em escala mensal.

4.7. Estimativa da eficiência de uso da água

Para a estimativa da WUE foram utilizadas informações de ET e GPP provenientes, respectivamente, dos algoritmos MOD16 e MOD17. Mais especificamente, esses disseram respeito aos produtos MOD16A2 e MOD17A2, disponibilizados mensalmente com resolução de 1 km, conforme descrito no item 4.3.

O MOD16 (MU et al., 2011) é produzido utilizando a abordagem de Penman-Montheith (MONTHEITH, 1965):

$$ET = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho_a c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (4.12)$$

em que Δ é a taxa de variação da pressão de saturação do vapor de água, Rn é o balanço de radiação, G é o fluxo de calor no solo, ρ_a é a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar, e_s e e_a correspondem, respectivamente, a pressão de saturação do vapor de água e a pressão real do vapor de água, γ é a constante psicrométrica ($\gamma=0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)

¹), e r_s e r_a correspondem, respectivamente, a resistência superficial e aerodinâmica da vegetação. O algoritmo é alimentado por informações meteorológicas derivadas de reanálise (p.e. radiação solar e temperatura do ar) e parâmetros biofísicos da vegetação calculados por SR (p.e. albedo e LAI). O MOD17 (ZHAO et al., 2005) é calculado com base no conceito de RUE (MONTHEITH, 1972):

$$GPP = \varepsilon f(T_{ar,min}) f(VPD) APAR \quad (4.13)$$

em que ε é o termo de eficiência de uso da radiação, $f(T_{ar,min})$ e $f(VPD)$ são fatores de escala relacionados, respectivamente, a temperatura mínima do ar e déficit de pressão de vapor, e APAR é radiação fotossinteticamente ativa absorvida. Assim como o MOD16, o MOD17 necessita de informações de entrada derivadas de conjuntos de dados de reanálise (p.e. radiação solar e déficit de pressão de vapor) e SR (p.e. fPAR e LAI). A WUE foi calculada mês a mês a partir da razão entre as estimativas de GPP (oriundas do MOD17) e ET (provenientes do MOD16), seguindo a proposição de Farquhar et al. (1982) e Beer et al. (2009). O processo foi efetuado em programação a partir do *Python 2.7*, sendo geradas ao longo de 13 anos (2001 a 2013) 156 imagens de WUE para a área de estudo.

4.8. Validação

As estimativas de albedo, $L\downarrow$, $L\uparrow$, R_n , R_{n24h} , ET, GPP, e WUE, obtidas a partir de dados MODIS, e as estimativas de $K\downarrow$, $K\downarrow_{24h}$ e temperatura do ar, provenientes dos produtos de reanálise do GLDAS, foram comparadas com medidas das torres de fluxo do LBA. Os valores estimados foram extraídos a partir de um *pixel* (1 km x 1 km) centrado em cada torre de fluxo (K67, K83 e K77) (suas localizações são dadas no item 3.1). Quatro índices, incluindo o coeficiente de determinação (r^2), bias (Equação 4.14), raiz do erro médio quadrático (RMSE) (Equação 4.15), e erro médio relativo (MRE) (Equação 4.16), foram utilizados para avaliar a acurácia das estimativas:

$$bias = \frac{(\sum X_{mod} - X_{obs})}{N} \quad (4.14)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum (X_{\text{obs}} - X_{\text{mod}})^2}{N}} \quad (4.15)$$

$$\text{MRE} = \frac{100}{N} \sum \left| \frac{X_{\text{mod}} - X_{\text{obs}}}{X_{\text{obs}}} \right| \quad (4.16)$$

em que X_{obs} é a observação da torre de fluxo, X_{mod} é o valor modelado e N é o número de amostras. O r^2 é utilizado para determinar a força da relação linear entre as estimativas e as medições. O bias é a medida de como os valores modelados desviam do valor verdadeiro, indicando se há sub ou superestimativa. O MRE é uma medida de previsão de acurácia, expressa em porcentagem. Tais técnicas estatísticas são comumente utilizadas para comparar pares de variáveis e permite uma avaliação dos erros nos dados estimados (BAIK; CHOI, 2015; LIU et al., 2015).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Análise da precipitação, temperatura do ar e da superfície, e NDVI

Ao observar a Figura 5.1a verifica-se que o flanco ocidental da área de estudo concentra os maiores totais de PPT, com valores geralmente superiores a 2400 mm ano⁻¹. Tais valores estão localizados, sobretudo, nas bacias do Tapajós e Jamanxim. As porções leste e sul caracterizam-se por serem mais secas, apresentando valores geralmente abaixo de 2200 mm ano⁻¹. Destaca-se que na porção sul, representada especificamente pelos setores meridionais das bacias do Jurema, Teles Pires e Xingu, são observados os menores valores de chuva (≤ 1800 mm ano⁻¹). Esse gradiente está em conformidade com o apresentado em estudos anteriores acerca da PPT ao longo da bacia amazônica, os quais sugerem uma diminuição da umidade da região noroeste para a região sul/sudeste, na qual há o encontro de formações de floresta tropical com o cerrado (COE et al., 2002; MARENGO, 2004). É válido salientar também que esse gradiente climático é largamente coincidente com o gradiente de mudanças de uso da terra, pois há claramente uma maior conversão de áreas de vegetação primária para pastagem ou agricultura nesse setor mais seco, ou meridional/oriental, da Amazônia.

A PPT mensal apresentou uma oscilação entre 8,5 e 436,8 mm mês⁻¹. Ambos os valores foram observados em 2008, com o maior total ocorrendo em janeiro e o menor em julho desse ano (Figura 5.2a). A PPT média mensal variou de 20 a 340 mm mês⁻¹, sendo julho o mês mais seco e janeiro o mês mais úmido. A PPT durante a estação chuvosa foi, em média, de 218,7 mm mês⁻¹ enquanto na estação seca observou-se um valor de 127,8 mm mês⁻¹, ou seja, uma diminuição de ~42%. A PPT média anual foi de 2078,8 mm ano⁻¹, sendo próximo ao valor de 2180 mm ano⁻¹ obtido por Malhi e Wright (2004) em um estudo englobando toda a bacia amazônica. A variação interanual foi de ~32%, com os anos de 2002 e 2011 apresentando, respectivamente, os menores e maiores valores de precipitação anual (1756 e 2309,6 mm ano⁻¹). Em 2005 e 2010, caracterizados pela ocorrência de eventos severos de seca na Amazônia, observaram-se valores de precipitação anual da ordem de 2077 e 1903 mm ano⁻¹, respectivamente. Na comparação com a média anual para o período (2078,8 mm ano⁻¹), fica evidente uma maior severidade

do evento de 2010 em relação ao de 2005 nos totais de chuva precipitada. Dentro desse contexto, é válido salientar que em ambos os eventos a região mais afetada foi a norte/noroeste da bacia amazônica (LEWIS et al., 2011).

A variabilidade espacial da temperatura do ar ao longo da área de estudo se associa diretamente com o relevo da região, o que pode ser claramente visto ao compararmos as Figuras 3.2 e 5.1b. Observa-se que áreas com maior altitude apresentam menor temperatura do ar e vice-versa. Essa relação entre elevação e temperatura do ar ocorreu conforme o esperado, sendo tal padrão intensamente relatado na literatura considerando-se principalmente regiões tropicais e subtropicais (OMETTO, 1981; LEGATES; WILLMOTT, 1990). As regiões sul e central da área de estudo, situadas em termos geomorfológicos, respectivamente, na chapada e planalto dos Parecis, e planalto do Cachimbo e parte da depressão da Amazônia Meridional, possuem os maiores valores de elevação. Nessas regiões, com altitudes geralmente superiores a 400 m, a temperatura do ar variou entre ~25 e 28 °C. Em locais com elevação inferior a 400 m, como o oeste (planalto do Tapajós), norte (tabuleiros do baixo rio Amazonas) e leste (superfície do alto Xingu) da região estudada, os valores de temperatura do ar foram superiores a 30 °C.

Com relação à temperatura da superfície, verifica-se um comportamento espacial atrelado às condições de uso da terra (Figura 5.1c). Observa-se que a região centro-norte, em especial as bacias do Tapajós, Jamanxim, Iriri, Curuá-Una, e baixo Xingu, localizadas em grande parte no estado do PA, possui menores valores de temperatura da superfície em comparação as porções centro-sul e leste, as quais englobam as bacias do Jurema, Teles Pires, e alto e médio Xingu, situadas em geral no MT. Isso ocorre, sobretudo, devido ao fato da região centro-norte possuir uma maior quantidade de áreas de floresta em estágio primário ou de sucessão secundária em relação aos setores centro-sul e leste, onde ocorre um intenso processo de conversão da vegetação prístina para pastagem e plantações de soja, estando localizada no chamado arco do desmatamento (LAMBIM et al., 2003; MARSIK et al., 2011). Estudos realizados na Amazônia têm mostrado que a temperatura da superfície em áreas agrícolas é superior à de áreas florestadas (SHUKLA et al., 1990; AGUIAR et al. 2011). Ainda, cabe destacar que a região centro-sul é ocupada sobretudo por áreas de cerrado, onde caracteristicamente a temperatura da superfície tende a ser

superior a áreas de floresta tropical. De modo geral, o setor setentrional da região de estudo apresenta valores de temperatura da superfície entre ~23 e 27 °C, enquanto a porções meridional e oriental possuem valores de ordem superior a 31 °C.

Os valores de temperatura do ar e da superfície variaram mensalmente entre 24,6 (02/2007) e 37 °C (09/2010), e 23,2 (02/2004) e 31,3 °C (08/2008, 09/2011 e 08/2012), respectivamente (Figuras 5.2b e c). A temperatura do ar média mensal teve oscilação entre 27,1 e 34,3 °C, ao passo que a temperatura da superfície variou entre 25,2 e 30,1 °C. Denota-se, portanto, uma maior variação absoluta e relativa ao longo do ano para a temperatura do ar (7,2 °C e ~27%) em comparação à temperatura da superfície (4,9 °C e ~19%). Fevereiro e março foram os meses com os menores valores de temperatura do ar e da superfície, respectivamente, enquanto os meses de setembro e agosto apresentaram os maiores valores para essas variáveis. Verificaram-se aumentos da ordem de ~12 e 11% na temperatura do ar e da superfície durante a estação seca em relação à estação chuvosa. Os valores médios anuais de temperatura do ar e da superfície foram iguais a 30 e 27 °C, respectivamente. Os menores e maiores valores anuais de temperatura do ar e da superfície foram, respectivamente, 28,9 (2006) e 31,2 °C (2012), e 26,6 (2004) e 27,7 °C (2010). Isso demonstra uma amplitude interanual de 2,3 e 1,1 °C para as variáveis citadas. A título de comparação, Williams e Sători (2004) utilizando dados de estações meteorológicas ao longo da Amazônia observaram valores anuais de temperatura do ar variando entre ~24 e 26 °C, com amplitude de ~1 a 2 °C. Por fim, salienta-se que os maiores impactos sobre a temperatura do ar e da superfície, considerando os dois eventos de seca ocorridos durante o período estudado, foram verificados para 2010 (valores ~3% superiores às médias anuais) na comparação com 2005 (valor ~2% inferior à média anual da temperatura do ar e da mesma ordem da média anual da temperatura da superfície).

Os maiores valores de NDVI, geralmente superiores a 0,70, situam-se, sobretudo, nas regiões central (bacia do Iriri) e oeste (bacia do Tapajós) da área de estudo, e estão relacionados às grandes áreas de floresta intacta ainda existentes nesses locais (Figura 5.1d). De modo específico, também cabe destacar a presença de altos valores de NDVI ao longo das margens do curso alto e médio do rio Xingu, onde se concentra o Parque Indígena do Xingu. Os menores valores de NDVI são verificados no setor mais ao sul da

área de estudo, o qual engloba um mosaico de áreas de cerrado, pastagem e soja. Nessa porção, os valores de NDVI são geralmente inferiores a 0,50. Salienta-se, ainda, a presença de baixos valores de NDVI na porção extremo-oriental e norte da bacia do Xingu, os quais se relacionam principalmente a áreas de desmatamento e consequente conversão da floresta tropical para pecuária e agricultura. Uma questão interessante que pode ser observada na imagem de NDVI diz respeito ao padrão espinha de peixe (círculo tracejado na Figura 5.1d). Tal padrão caracteriza espacialmente o desmatamento nesse setor da Amazônia (BATISTELLA; MORAN, 2005).

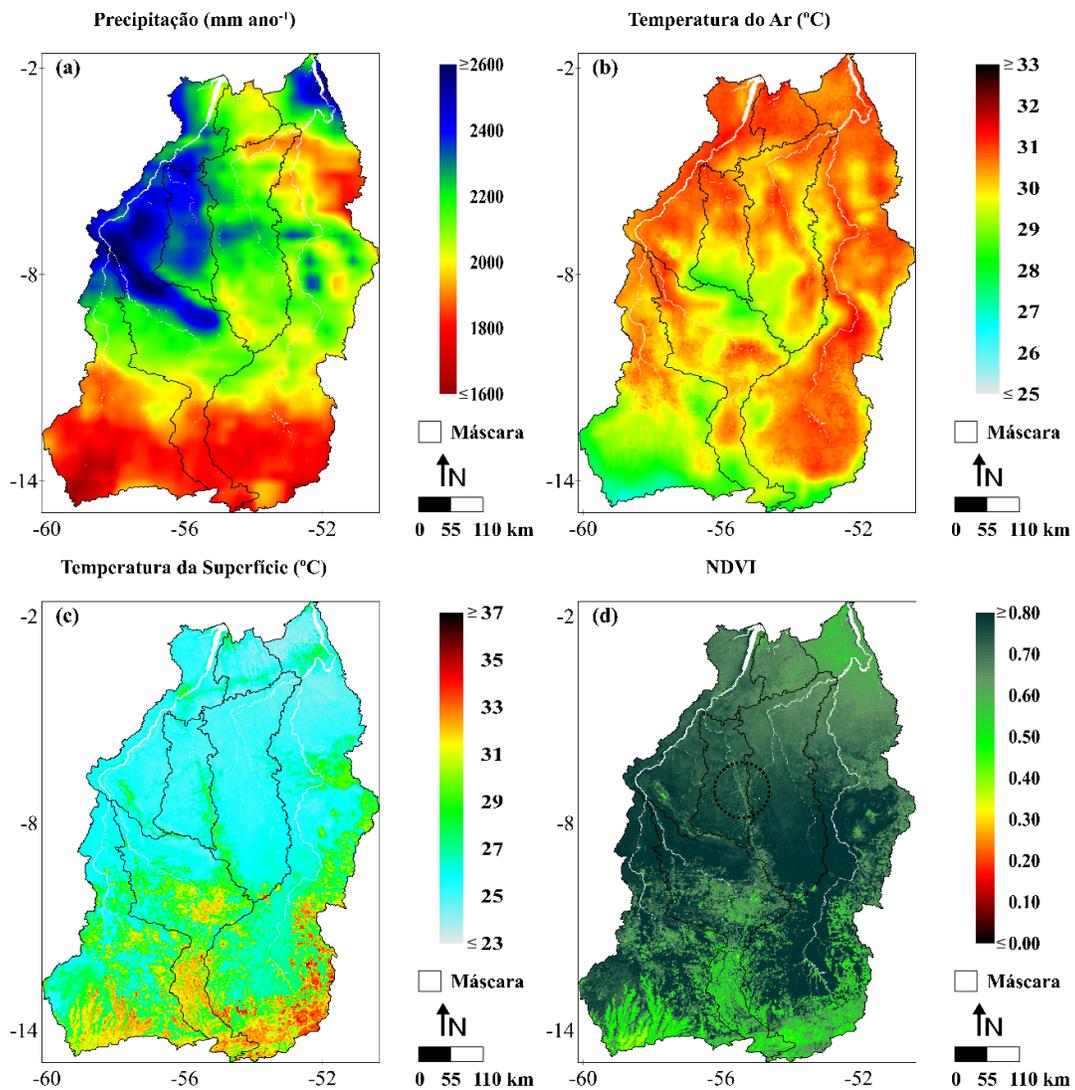


Figura 5.1 - Médias anuais de precipitação (a), temperatura do ar (b) e da superfície (c), e NDVI (d) para o período de 2001 a 2013.

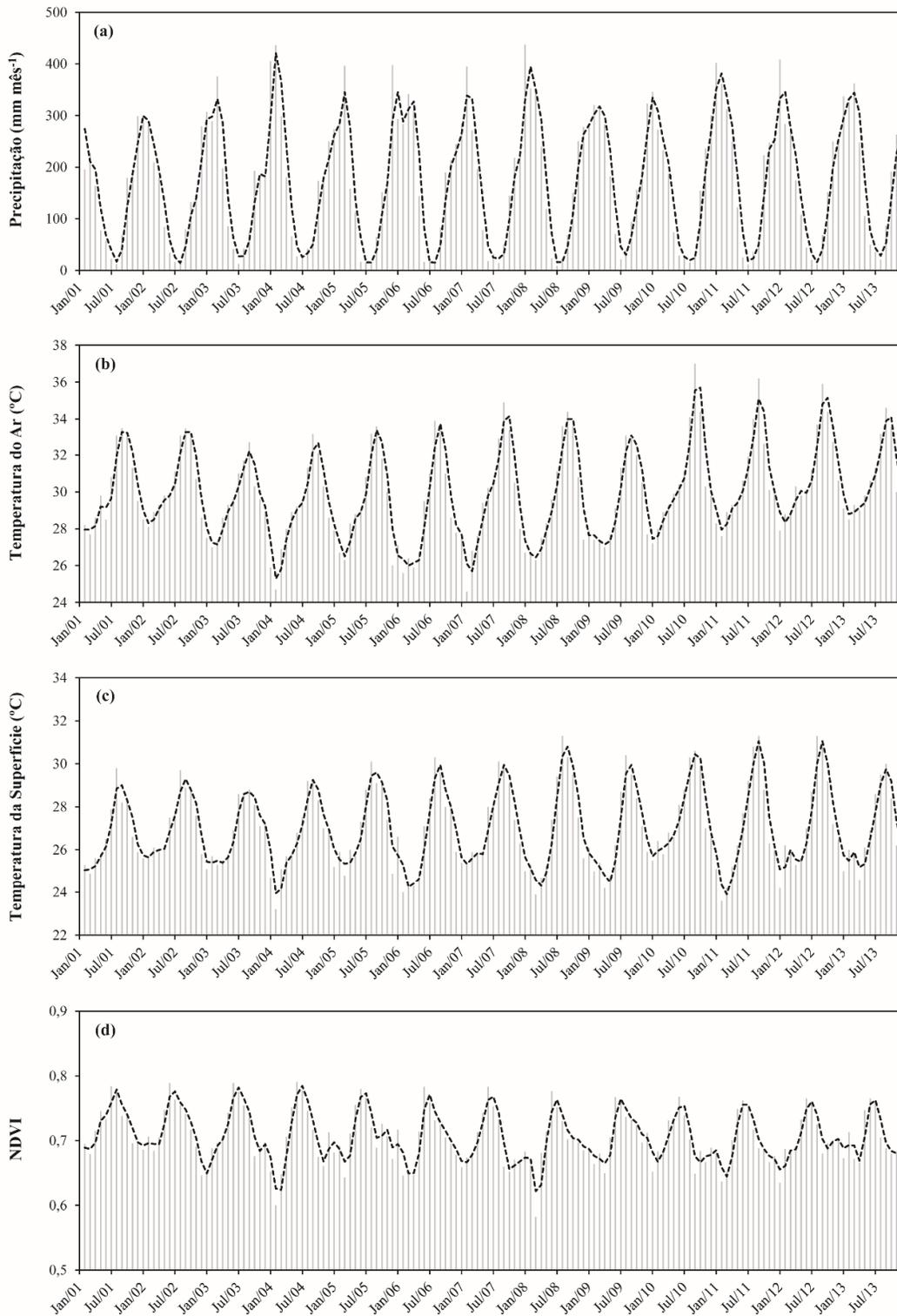


Figura 5.2 - Precipitação (a), temperatura do ar (b) e da superfície (c), e NDVI (d) mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

O NDVI variou ao longo da série entre 0,582 e 0,791, com o menor valor ocorrendo em março de 2008 e o maior em junho de 2004 (Figura 5.2d). Em termos médios mensais, os valores oscilaram de 0,664 a 0,773. Março foi o mês com o valor mais baixo de NDVI, enquanto junho apresentou o valor mais alto. A amplitude ao longo do ano dos valores de NDVI correspondeu a 0,109, ou a seja, a ~16% em termos relativos. Os valores de NDVI foram muito próximos na estação chuvosa e seca, correspondendo a 0,702 e 0,712, respectivamente. Como se observa, houve um aumento da ordem de ~1% no NDVI durante o período mais seco do ano na região. Estudos realizados utilizando dados MODIS na região amazônica também encontraram um aumento do NDVI durante a estação seca (POTTER et al., 2001; HUETE et al., 2006), porém esses focaram apenas em áreas florestadas. No caso dessa pesquisa, a área de estudo engloba diferentes tipos de uso e cobertura da terra, como soja, pastagem, cerrado, floresta primária, e sucessão secundária. Portanto, os valores obtidos refletem uma média para todas essas condições. O NDVI médio anual foi igual a 0,707, oscilando entre 0,697 (2008) e 0,724 (2001). Tais valores demonstram uma variação interanual do NDVI na região estudada de ~4%.

É importante destacar uma questão relacionada ao comportamento temporal oposto, em termos de magnitude, da temperatura do ar e da superfície e NDVI, com a PPT (Figura 5.2). Isso pode ser verificado a partir dos valores de tais variáveis ao início e final da estação chuvosa e está relacionado, entre outros, às condições de umidade do solo e à variabilidade da nebulosidade e da K_{\downarrow} na região ao longo do ano (item 5.21) (ZHAO; KHALIL, 1993; GURGEL et al., 2003).

5.2. Variabilidade espaço-temporal dos fluxos de radiação, água e carbono

5.2.1. Radiação solar incidente

Os maiores totais de K_{\downarrow} ocorrem na porção leste-sudeste da área de estudo, notadamente nas bacias do alto e médio Xingu (Figura 5.3a). Os valores nessa região são geralmente superiores a 800 W m^{-2} . Os setores oeste e norte apresentam os menores valores de K_{\downarrow} , em sua maior parte inferiores a 740 W m^{-2} . Nesse sentido, destaca-se que a bacia do Tapajós, localizada na porção ocidental, é a que recebe os menores totais de radiação

solar incidente dentre todas as bacias estudadas. As regiões central e sudoeste apresentam valores intermediários, variando entre 760 e 780 W m⁻².

Os meses de junho a outubro apresentaram maiores valores de K↓ em comparação com os meses de novembro a maio (Figura 5.3b). Esse padrão é atribuído às características das estações seca e úmida na região. O período seco no leste da Amazônia pode variar interanualmente em termos de comprimento e intensidade, mas tipicamente ocorre entre julho e dezembro. A estação úmida, por sua vez, ocorre entre os meses de janeiro e junho (SALESKA et al., 2003). É importante notar que a região amazônica, situada entre 5° N e 10° S, recebe as maiores quantidades de radiação solar no topo da atmosfera durante a estação úmida, mas é no período seco que as maiores quantidades de radiação realmente atingem a superfície terrestre (SALATI; MARQUES, 1984). De acordo com Malhi et al. (2002), mudanças sazonais na cobertura de nuvens são os principais determinantes da quantidade de radiação solar que chega no ambiente amazônico, com o ângulo solar possuindo um papel secundário. Portanto, é esperado que o decréscimo da cobertura de nuvens durante a estação seca ocasione um aumento nos totais incidentes de radiação solar na superfície terrestre. É possível verificar na Figura 5.3b que do início ao final da estação chuvosa há um gradiente de aumento na quantidade de K↓ no sentido sudeste-noroeste. Do início da estação seca (julho) até sua metade (setembro), denota-se uma baixa variabilidade espacial de K↓ ao longo da área de estudo. No mês de outubro, observa-se que na região norte os valores de K↓ são mais altos em relação à porção sul. A partir do mês de novembro, tal padrão inverte-se de maneira gradativa e permanece até praticamente o fim da estação úmida.

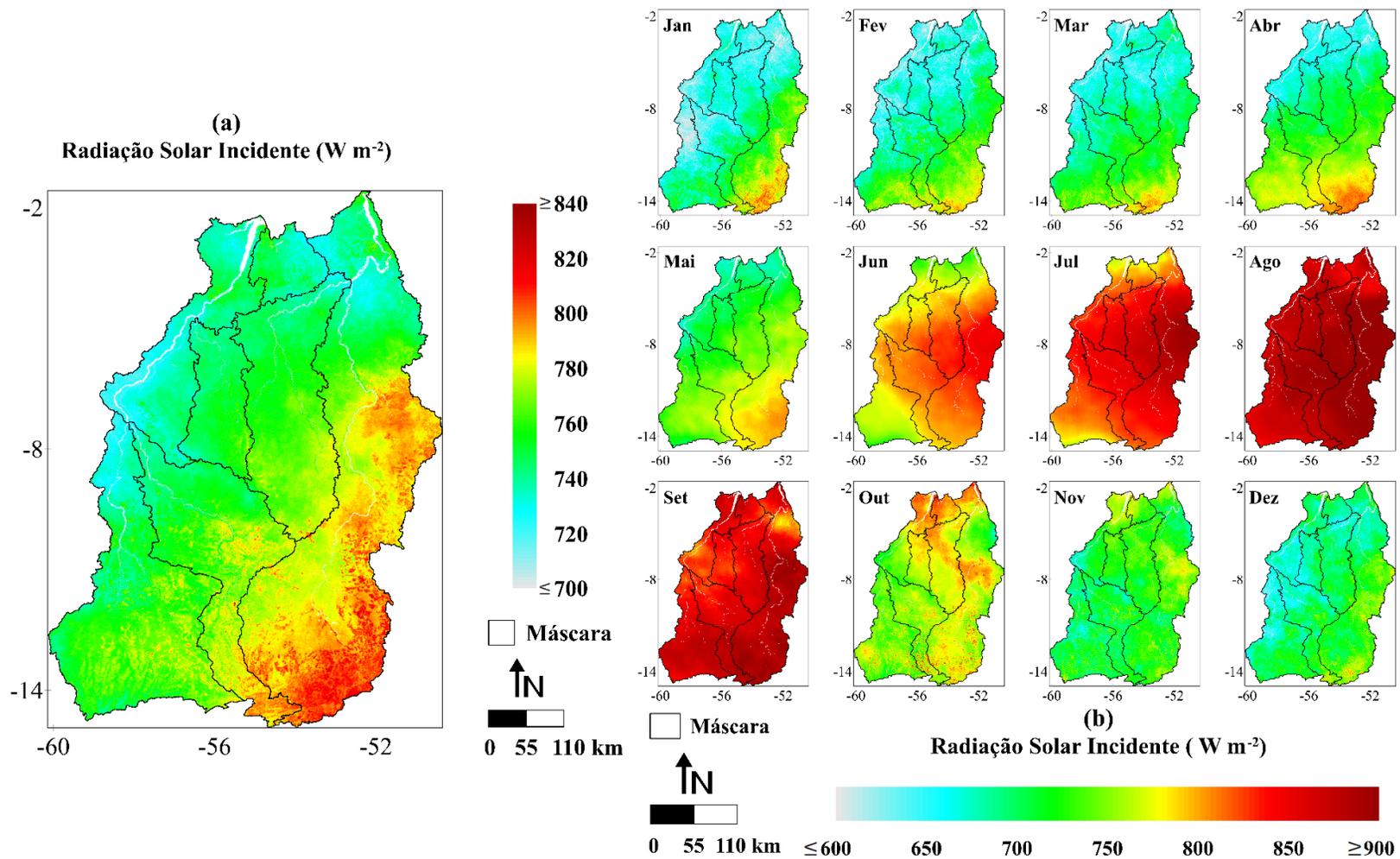


Figura 5.3 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação solar incidente considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

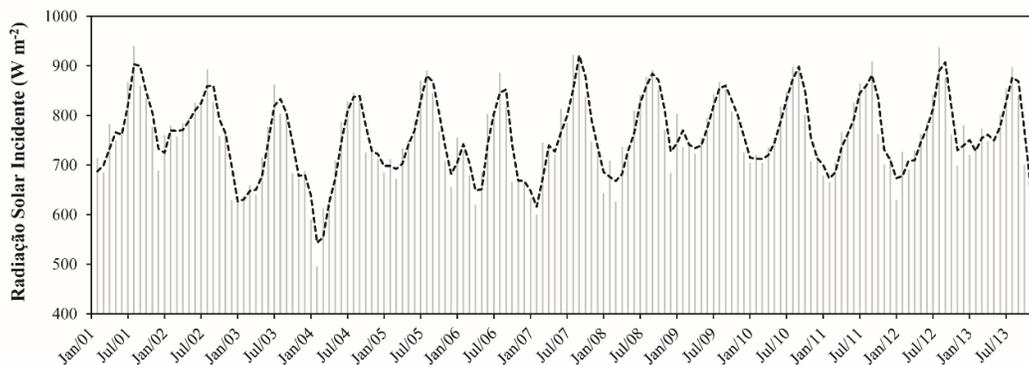


Figura 5.4 - Radiação solar incidente mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Os valores mínimo e máximo de K_{\downarrow} mensal foram iguais a 496,1 (02/2004) e 939,6 $W m^{-2}$ (08/2001) (Figura 5.4). Em termos médios mensais, observaram-se valores entre 683,7 e 885,4 $W m^{-2}$, o que representa uma variação ~30%. Janeiro (mês de início da estação chuvosa) e agosto (segundo mês da estação seca) apresentaram, respectivamente, os menores e maiores totais de radiação solar na superfície. Isso pode ser claramente observado nos mapas da Figura 5.3b. Rocha et al. (2004), em um estudo micrometeorológico no leste da Amazônia, encontrou valores máximos de K_{\downarrow} no mês de setembro e mínimos no começo do período úmido. O total de K_{\downarrow} durante a estação seca (795,2 $W m^{-2}$) foi aproximadamente 10% superior ao da estação chuvosa (721,8 $W m^{-2}$). Anualmente, K_{\downarrow} variou entre 709 (2004) e 787,1 $W m^{-2}$ (2009), com média para o período de 758,5 $W m^{-2}$. Em escala interanual, a variação correspondeu a ~11%. Com relação aos anos com ocorrência de eventos de seca, observou-se que em 2010 houve uma maior quantidade de radiação solar atingindo a superfície (775,8 $W m^{-2}$) em relação a 2005 (756,5 $W m^{-2}$), fato possivelmente relacionado à menor quantidade de chuva e, consequentemente, menor cobertura de nuvens naquele ano (item 5.1). Em 2010, o valor de K_{\downarrow} foi ~2% superior à média anual para o período entre 2001 e 2013, enquanto que em 2005 o valor foi ~0,3% inferior.

Por fim, a respeito da questão sobre a associação entre as condições de nebulosidade e, consequentemente, PPT, com a K_{\downarrow} na Amazônia, efetuou-se o cálculo do coeficiente de correlação de *Pearson* (r) entre essas variáveis, utilizando as séries temporais de 13 anos

dos dados TRMM (PPT) e GLDAS (K↓). Foi encontrado um $r=-0,80$, evidenciando, conforme o esperado, uma forte correlação inversa entre ambos os parâmetros na região.

5.2.2. Albedo

Observa-se que os maiores valores de albedo estão situados, de modo geral, no setor nordeste da área de estudo, abrangendo a bacia do Curuá-Una e a porção norte da bacia do Xingu (Figura 5.5a). Os valores de albedo nesse setor são, em sua maioria, superiores a 0,22 e estão associados, principalmente, a áreas com ocorrência de desmatamento. Grande parte da vegetação prístina nessa região vêm sendo convertida em áreas sobretudo de pastagem. Destaca-se ainda nesse setor, de maneira especial no norte da bacia do Xingu, a construção da Usina Hidrelétrica de Belo Monte, a qual tem ocasionado discussões acerca dos impactos ambientais no que diz respeito, entre outros, à supressão de áreas de floresta (FEARNSIDE, 2006). Valores elevados de albedo também são verificados nas porções centro-sul e leste da região estudada, estando relacionados a áreas de pastagem e soja. Algumas dessas áreas podem ser observadas em destaque nos círculos tracejados na Figura 5.5a.

Os valores mais baixos de albedo ($\leq 0,18$) situam-se, de modo geral, no centro-oeste da área de estudo, especialmente nas bacias do Iriri, Jamanxim, baixo Tapajós, e setor ocidental da bacia do Jurema. Também se verificam baixos valores ao longo do alto e médio curso do rio Xingu. Os baixos valores de albedo observados estão vinculados a áreas de floresta tropical e cerrado (particularmente no oeste da bacia do Jurema). Nesse sentido, destaca-se que áreas florestais, pelo fato de serem predominantemente de cor escura, absorvem mais radiação solar que regiões desmatadas e convertidas para pastagem ou agricultura, possuindo, portanto, um menor albedo (GASH; SHUTTLEWORTH, 1991; BASTABLE et al., 1993; CULF et al., 1995; PRIANTE-FILHO et al., 2004). Dentro desse contexto, é interessante notar uma relação inversa do albedo com o NDVI (item 5.1), ou seja, áreas com maiores valores desse parâmetro apresentam menores valores de albedo, e vice-versa.

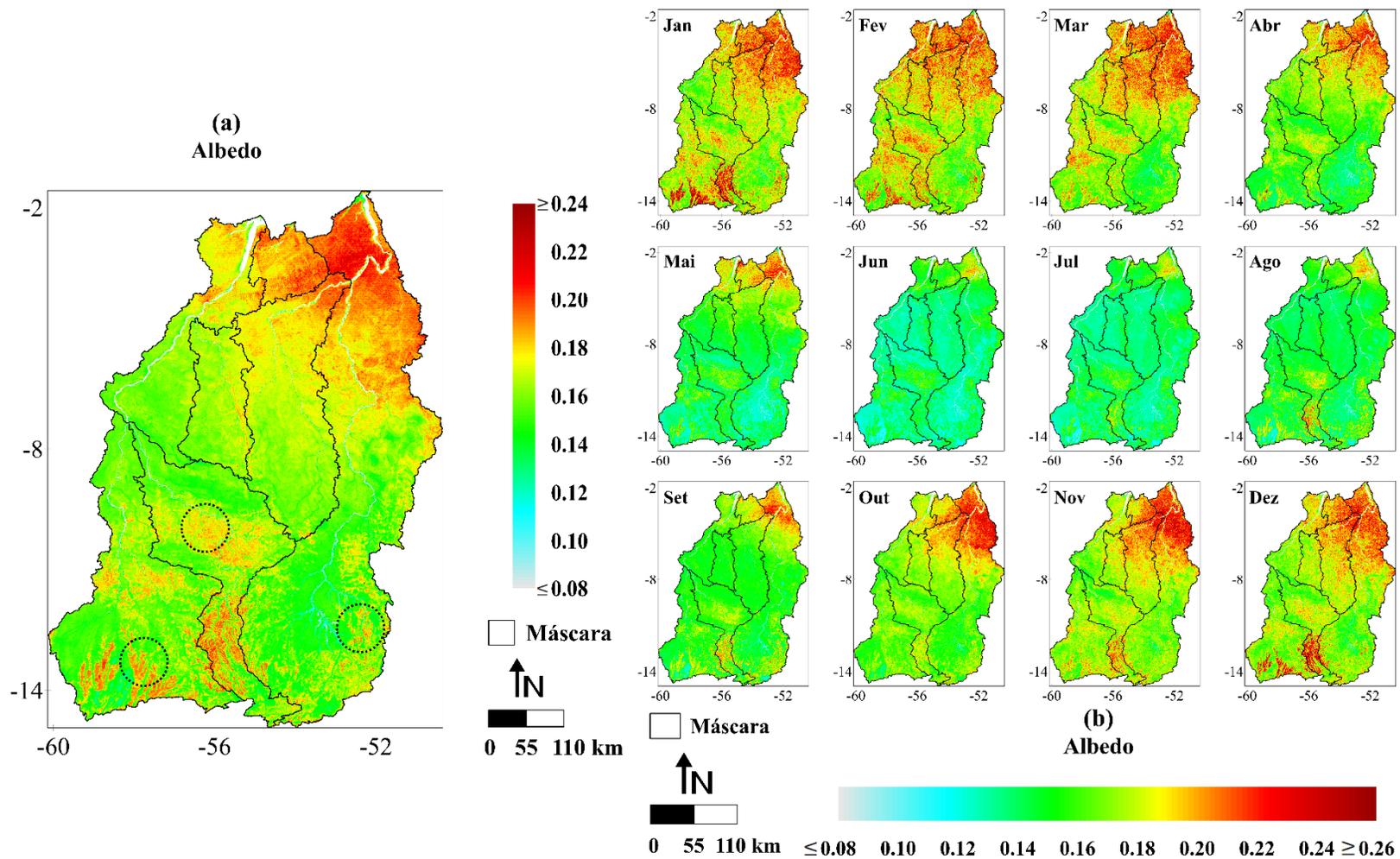


Figura 5.5 - Média anual (a) e médias mensais (b) de albedo considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

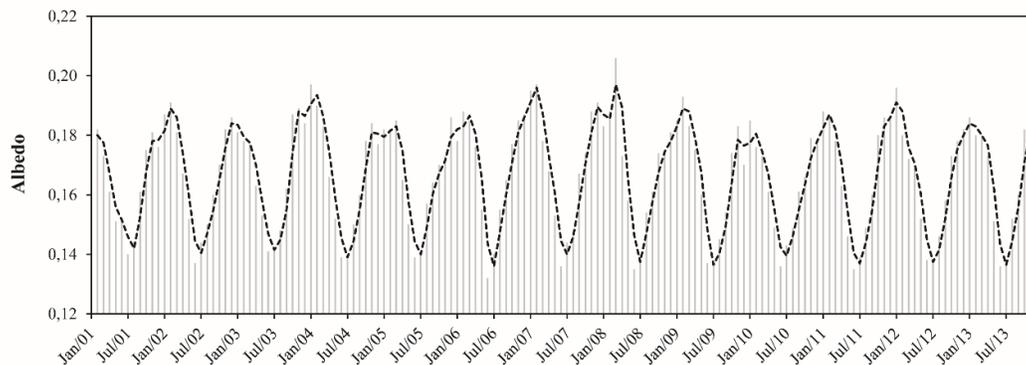


Figura 5.6 - Albedo mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Verifica-se que os meses de outubro a abril apresentaram os maiores valores de albedo (Figura 5.5b). Nesses meses, os valores estiveram geralmente $\geq 0,18$, enquanto entre maio e setembro os valores foram na maioria das vezes inferiores a 0,16. Na maior parte do ano, a região centro-norte é a que concentra o maior albedo. É válido destacar, nesse contexto, um deslocamento dos altos valores de albedo concentrados na região nordeste do meio ao final da estação seca (setembro a dezembro) em direção ao norte no início da estação chuvosa (janeiro a março). Ainda, é interessante notar uma diminuição do albedo ao início da estação seca. Estudos locais desenvolvidos na Amazônia têm mostrado maiores valores de albedo geralmente ocorrendo ao mesmo tempo em que as condições do solo são mais secas (GASH; NOBRE, 1997; VON RANDOW et al., 2004). Embora os resultados nessa pesquisa sejam diferentes, tal comportamento se justifica pela alta incidência de radiação solar atingindo a superfície na região nesse período do ano (Figura 5.3b). Ou seja, o decréscimo na umidade do solo, o qual causa uma menor absorção da radiação solar (e, conseqüentemente, um albedo mais alto), é cancelado pelo considerável aumento nos totais incidentes de radiação solar, resultando em um decréscimo no albedo.

O albedo teve uma oscilação, ao longo da série temporal, de 0,132 a 0,206, valores que ocorreram, respectivamente, em junho de 2006 e março de 2008 (Figura 5.6). Analisando os valores sob o ponto de vista médio mensal, verificou-se que o menor (0,138) e maior albedo (0,186) ocorreram em junho (final do período úmido) e janeiro (início do período úmido), respectivamente. A variação relativa ao longo do ano foi de $\sim 35\%$. O albedo médio para a estação chuvosa, igual a 0,168, foi muito próximo ao da estação seca, que

correspondeu a 0,165, representando, em termos relativos, uma variação de apenas 2%. O albedo médio anual correspondeu a 0,167, variando entre 0,163 (2010) e 0,170 (2007), ou seja, ~4%. Esse resultado evidencia uma pequena variação interanual do albedo no flanco leste da bacia amazônica.

5.2.3. Radiação infravermelha termal incidente

Verifica-se que a variabilidade espacial da L_{\downarrow} (Figura 5.7a) esteve intrinsecamente relacionada com o comportamento da temperatura do ar na região estudada (item 5.1). Conforme descrito no item 4.6, a L_{\downarrow} foi estimada a partir da lei de Stefan-Boltzmann, sendo largamente influenciada pela temperatura do ar. De modo geral, os menores valores de L_{\downarrow} , comumente $\leq 355 \text{ W m}^{-2}$, são verificados nas regiões sul (setores meridionais das bacias do Jurema, Teles Pires e Xingu) e centro (setor setentrional da bacia do Teles Pires e meridional das bacias do Jamanxim e Iriri). Os valores mais elevados ($\geq 365 \text{ W m}^{-2}$) se localizam nas porções oeste, norte e sul, abrangendo, especialmente, a bacia do Tapajós, porções setentrionais das bacias do Jamanxim e Iriri, e bacias do Curuá-Una e Xingu.

Os menores valores de L_{\downarrow} foram observados, de maneira geral, entre os meses de dezembro e maio, enquanto os maiores foram verificados de junho a novembro (Figura 5.7b). Atribui-se essa dinâmica de aumento dos valores de L_{\downarrow} na transição da estação chuvosa para a estação seca pela conseqüente elevação dos valores de temperatura do ar nesse período do ano. A título de ilustração, como discutido no item 5.1, a temperatura do ar foi ~12% superior na estação mais seca do ano em comparação à época de chuvas. Durante praticamente todo ano, o setor extremo sul apresenta baixos valores de L_{\downarrow} , o que ocorre principalmente por causa das elevadas altitudes em comparação ao restante da área de estudo. Verifica-se, entre os meses finais da estação seca (novembro e dezembro) e iniciais da estação chuvosa (janeiro e fevereiro), uma diminuição de L_{\downarrow} no sentido noroeste-sudeste. A partir de março (meio da estação chuvosa) até julho (início da estação seca), denota-se uma inversão desse gradiente, com um aumento dos valores de L_{\downarrow} de sudeste para noroeste. Entre os meses de agosto e outubro os valores de L_{\downarrow} foram praticamente constantes ao longo da região.

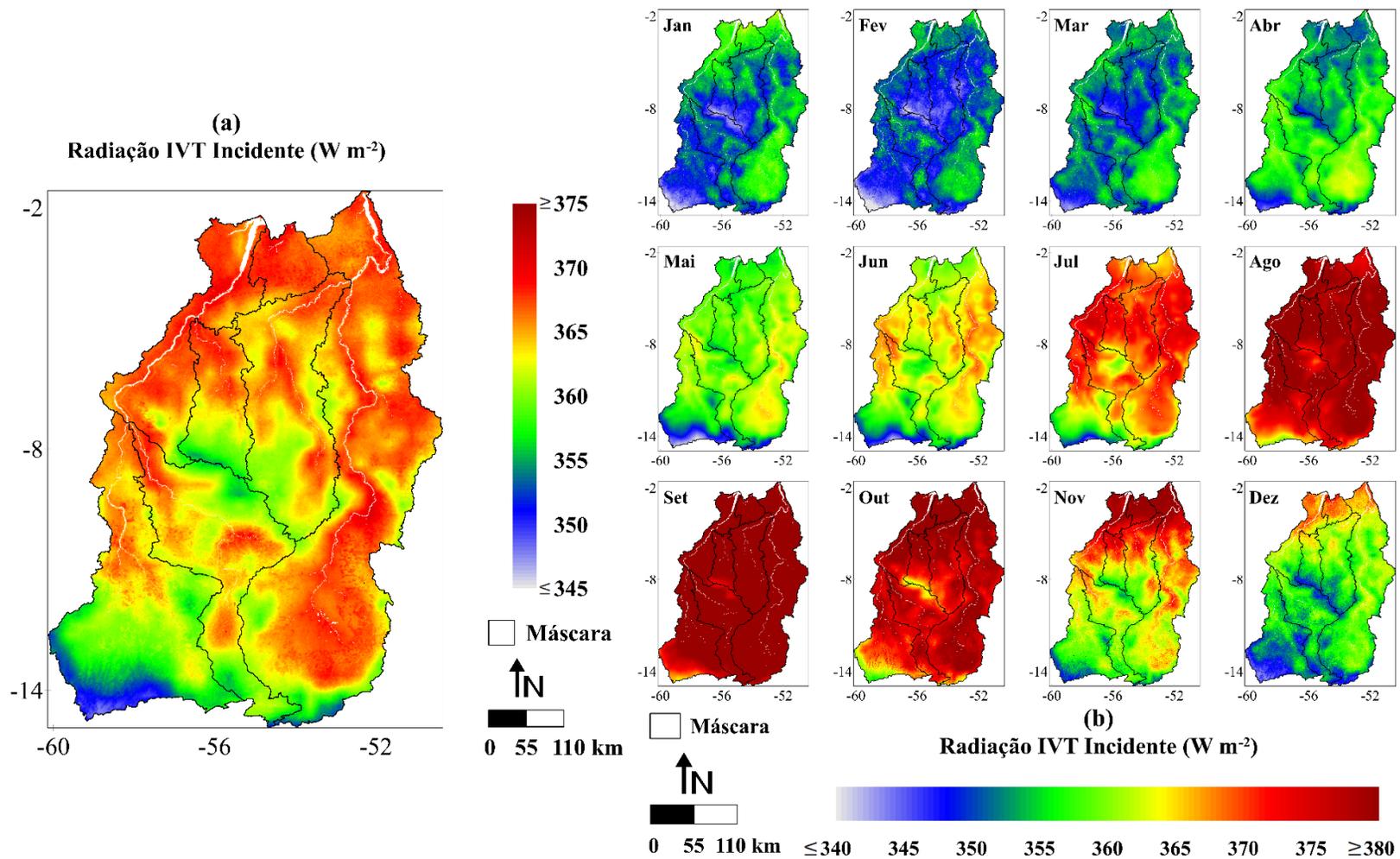


Figura 5.7 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação IVT incidente considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

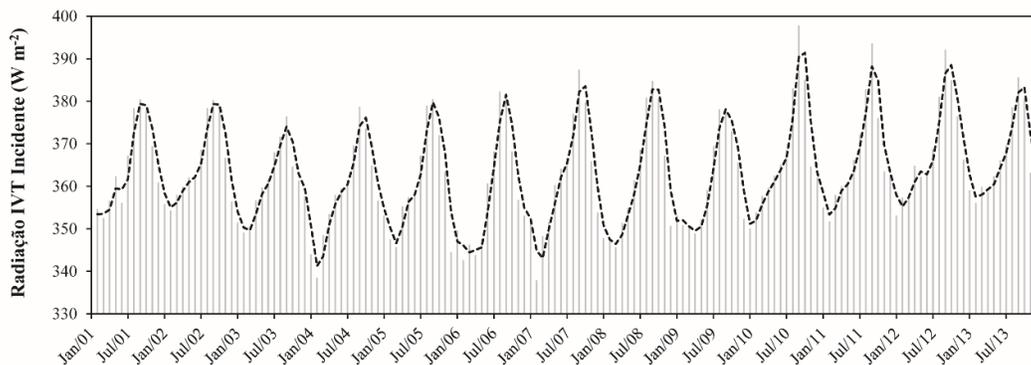


Figura 5.8 - Radiação IVT incidente mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Os valores de L_{\downarrow} mensal estiveram entre 337,9 e 397,8 $W m^{-2}$ (Figura 5.8). Tais valores ocorreram, como esperado, ao mesmo tempo em que foram verificadas a menor e a maior temperatura do ar para a região, ou seja, fevereiro de 2007 e setembro de 2010. Ao longo do ano, a menor incidência de radiação IVT na superfície foi verificada para fevereiro, ou seja, início da estação chuvosa, enquanto a maior foi verificada para setembro, que corresponde ao meio da estação seca. Observou-se uma amplitude ao longo de ano de 34,9 $W m^{-2}$, ou ~10%, com valores entre 349,4 e 384,3 $W m^{-2}$. A L_{\downarrow} variou, em média, de 354,9 $W m^{-2}$ na estação chuvosa para 371,6 $W m^{-2}$ na estação seca, o que correspondeu a um aumento de ~5%. A média anual para o período compreendido entre 2001 e 2013 foi de 363,3 $W m^{-2}$. O menor valor anual foi observado para 2006 e correspondeu a 358,3 $W m^{-2}$, ao passo que o maior foi verificado em 2012, correspondendo a 369,0 $W m^{-2}$, o que denota uma variação de ~3%.

5.2.4. Radiação infravermelha termal emitida

A estimativa da L_{\uparrow} foi obtida, de maneira similar à L_{\downarrow} , através da lei de Stefan-Boltzmann (item 4.6). A principal diferença relaciona-se ao uso da temperatura da superfície ao invés da temperatura do ar. Portanto, conforme esperado, L_{\uparrow} esteve associada com a variabilidade da temperatura da superfície na área de estudo (Figuras 5.1c e 5.9). Como descrito no item 5.1, a temperatura da superfície apresentou um comportamento espacial vinculado ao uso da terra. Dado que L_{\uparrow} possui uma relação diretamente proporcional com a temperatura da superfície, verificou-se, de maneira geral, que áreas com menores temperaturas, em especial florestas, apresentaram menores valores de L_{\uparrow} , enquanto áreas

com temperaturas mais elevadas, representadas em sua maioria por áreas agrícolas, tiveram maiores valores de $L\uparrow$. Tal comportamento está de acordo com estudos micrometeorológicos na região amazônica que demonstram que a conversão de floresta, por exemplo, para áreas de pastagem, acarreta em um aumento da temperatura da superfície e altera a emissividade, resultando em uma elevação de $L\uparrow$ (SOUZA FILHO et al., 2006, AGUIAR et al., 2011). O círculo tracejado na Figura 5.9 ilustra o padrão de desmatamento espinha de peixe, sendo possível observar a diferença entre os valores de $L\uparrow$ em áreas ocupadas por floresta (tons de azul) e pasto ou soja (tons de verde). Dentro desse contexto, é possível notar que a região centro-norte apresenta menores valores de $L\uparrow$ ($\leq 440 \text{ W m}^{-2}$) do que as porções centro-sul e leste ($\geq 460 \text{ W m}^{-2}$), devido às características de uso e cobertura da terra nesses setores, conforme detalhado no item **5.1**.

De maneira geral, as menores emissões de radiação IVT pela superfície ocorreram nos meses de dezembro a maio, ao passo que as maiores emissões ocorreram entre os meses de junho e novembro (Figura 5.9b). Tal dinâmica é a mesma observada para $L\downarrow$ (item **5.2.3**). É verificado um claro incremento nos valores de $L\uparrow$ em praticamente toda área de estudo na transição da estação chuvosa para a estação seca. Isso pode ser observado nas imagens de maio a agosto. Denota-se que tanto as áreas de floresta (situadas em sua maioria na porção centro-norte) quanto às áreas de cerrado e agrícolas (localizadas especialmente mais ao sul) aumentam as quantidades de radiação IVT emitida. Esse comportamento se justifica pelo aumento nos valores de temperatura da superfície nesse período do ano. Nesse sentido, como discutido no item **5.1**, destaca-se que a temperatura da superfície é, em média, ~11% superior na estação seca em relação à chuvosa. Cabe destacar, também, um gradiente de diminuição dos valores de $L\uparrow$ no sentido noroeste-sudeste do final da estação seca ao meio da estação chuvosa, quando passa então a ocorrer um aumento desses valores no sentido oposto.

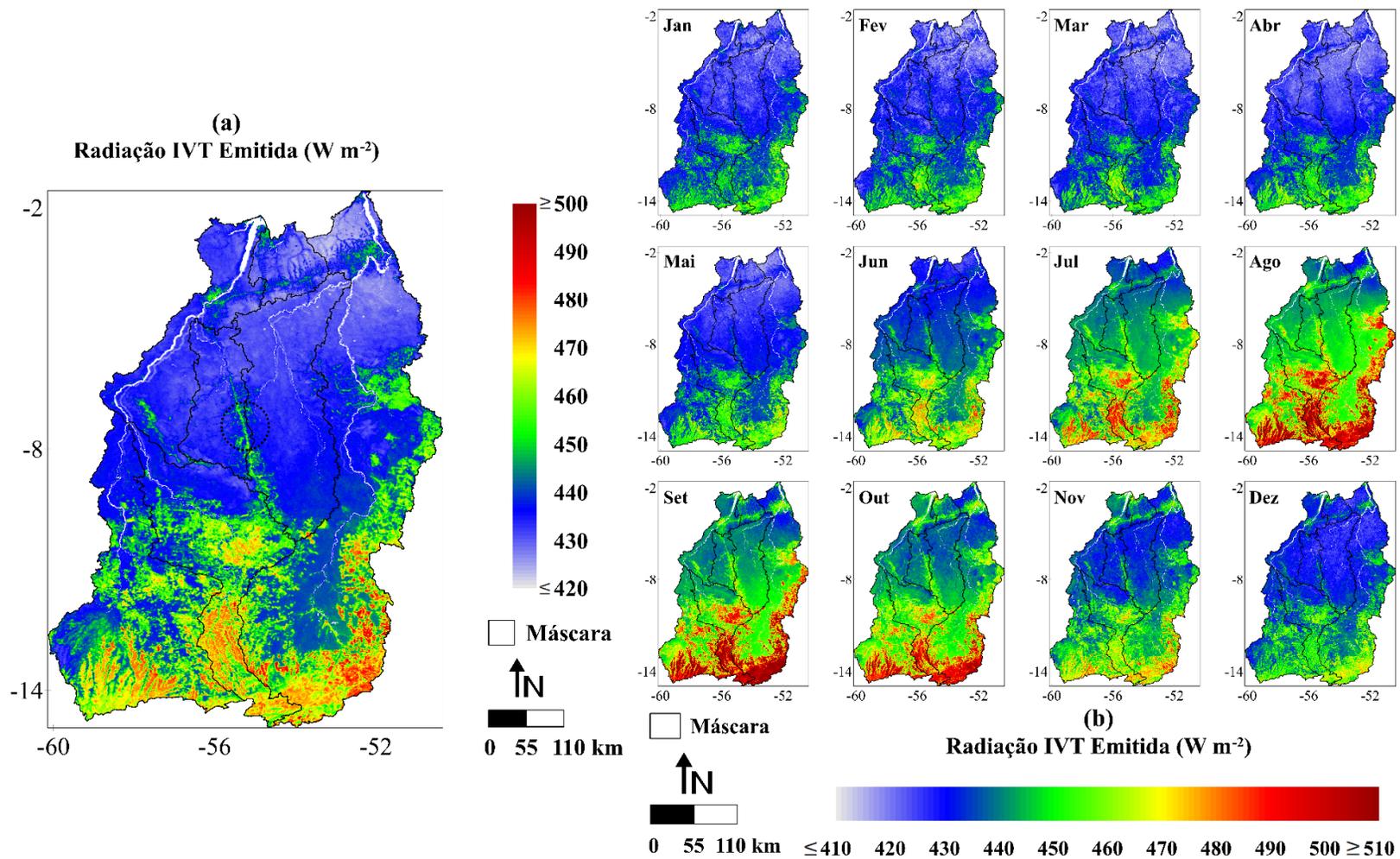


Figura 5.9 - Média anual (a) e médias mensais (b) de radiação IVT emitida considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

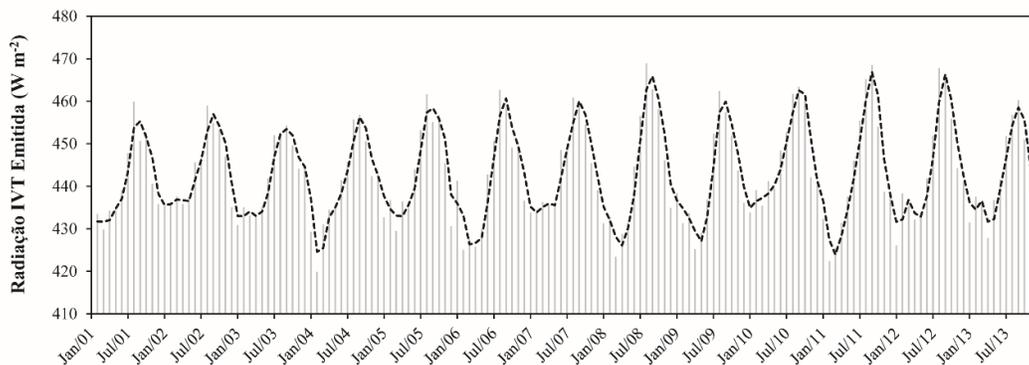


Figura 5.10 - Radiação IVT emitida mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Ao longo da série temporal, os valores de $L\uparrow$ variaram de 419,9 a 468,9 $W\ m^{-2}$, que ocorreram, respectivamente em fevereiro de 2004 e agosto de 2008 (Figura 5.10). Março (meio da estação chuvosa) e agosto (início da estação seca) foram os meses que apresentaram, em média, os menores e maiores totais de radiação IVT sendo emitida pela superfície. Os valores para março e agosto foram, respectivamente, de 431,8 e 461,2 $W\ m^{-2}$, o que significa uma oscilação de $\sim 7\%$. A $L\uparrow$ na estação chuvosa foi de 434,6 $W\ m^{-2}$, incrementando 16,5 $W\ m^{-2}$ no período seco (451,1 $W\ m^{-2}$). Denota-se, portanto, um aumento de $L\uparrow$ na estação seca de $\sim 4\%$. Considerando a média anual para o período, $L\uparrow$ correspondeu a 442,8 $W\ m^{-2}$, oscilando entre 440,5 (2004) e 446,5 $W\ m^{-2}$ (2010). Em termos relativos, isso mostra uma variação de $\sim 1\%$, muito próxima à verificada para $L\downarrow$ ($\sim 3\%$) (item 5.2.3). Esses resultados demonstram uma pequena flutuação interanual dos componentes de radiação IVT no leste da Amazônia.

5.2.5. Balanço de radiação

A variabilidade espacial do R_n esteve associada, de modo geral, com o tipo de uso e cobertura da terra (Figura 5.11a). Os maiores totais de energia disponível à superfície localizam-se na porção leste, ao longo do alto e médio curso do rio Xingu, assim como no centro-oeste da área de estudo, particularmente nas bacias do Iriri, Jamanxim, baixo Tapajós, e setor ocidental da bacia do Jurema. Os valores de R_n nessas regiões são, em sua maioria, superiores a 530 $W\ m^{-2}$ e relacionam-se a floresta tropical em estágio primário ou secundário, assim como ao cerrado (em particular na extremidade oeste da bacia do Jurema). Os menores totais de energia disponível à superfície estão situados em

duas diferentes porções da área de estudo. A primeira diz respeito à porção nordeste, abrangendo a bacia do Curuá-Una e baixo Xingu. A segunda refere-se à porção centro-sul, englobando a maior parte das bacias do Jurema e Teles Pires. Os valores de R_n em ambas as porções mencionadas são geralmente inferiores a 500 W m^{-2} e estão associados a áreas de pastagem e plantações de soja. Estudos mostram que o R_n em florestas na Amazônia é superior ao de áreas agrícolas devido às diferenças na quantidade de radiação solar refletida e no balanço de radiação IVT (BASTABLE et al., 1993; DAVIDSON et al., 2012). Os círculos tracejados na Figura 5.11 mostram algumas áreas ocupadas por pecuária e agricultura ao longo da área de estudo. Ao fazer um paralelo com o discutido nos itens 5.2.2 e 5.2.4, e levando em consideração as áreas ilustradas nas Figuras 5.5a e 5.9a, observa-se que áreas desmatadas, em sua maioria convertidas para pastagem (em geral ao norte, no estado do PA) e soja (em especial ao sul, no estado do MT), apresentam alto albedo e $L\uparrow$ e baixo R_n em comparação a áreas florestadas. Esse resultado está em conformidade com uma série de estudos observacionais conduzidos na região amazônica (CULF et al., 1996; FISCH et al., 1998; GASH et al., 2004; VON RANDOW et al., 2004).

Os meses com maior disponibilidade de energia na superfície foram junho a outubro, ao passo os menores totais foram verificados entre novembro e maio (Figura 5.11b). Observa-se de janeiro a agosto um gradiente de incremento dos valores de R_n de sudeste para noroeste. Entre setembro e dezembro é possível verificar uma clara diminuição dos valores de R_n no sentido noroeste-sudeste. Tal dinâmica é similar à observada para $K\downarrow$ (item 5.2.1). Isso ocorre devido à relação entre a radiação solar e o R_n na região amazônica, apontada por diversos estudos (SHUTTLEWOTH, 1989; BASTABLE et al., 1993). Uma análise do r entre essas variáveis, tendo como base os valores mensais durante 13 anos, mostrou uma forte correlação positiva de 0,99. Como discutido anteriormente, a estação seca apresenta os maiores totais de radiação solar atingindo à superfície na Amazônia devido à redução na cobertura de nuvens (SALATI; MARQUES, 1984; MALHI et al., 2002). Ou seja, com a redução da nebulosidade, e consequente acréscimo na incidência de radiação solar, o R_n aumenta, conforme esperado, durante o período mais seco do ano. Isso demonstra a efetividade da metodologia apresentada nesta pesquisa no sentido de capturar a variação sazonal do balanço de radiação na área de estudo.

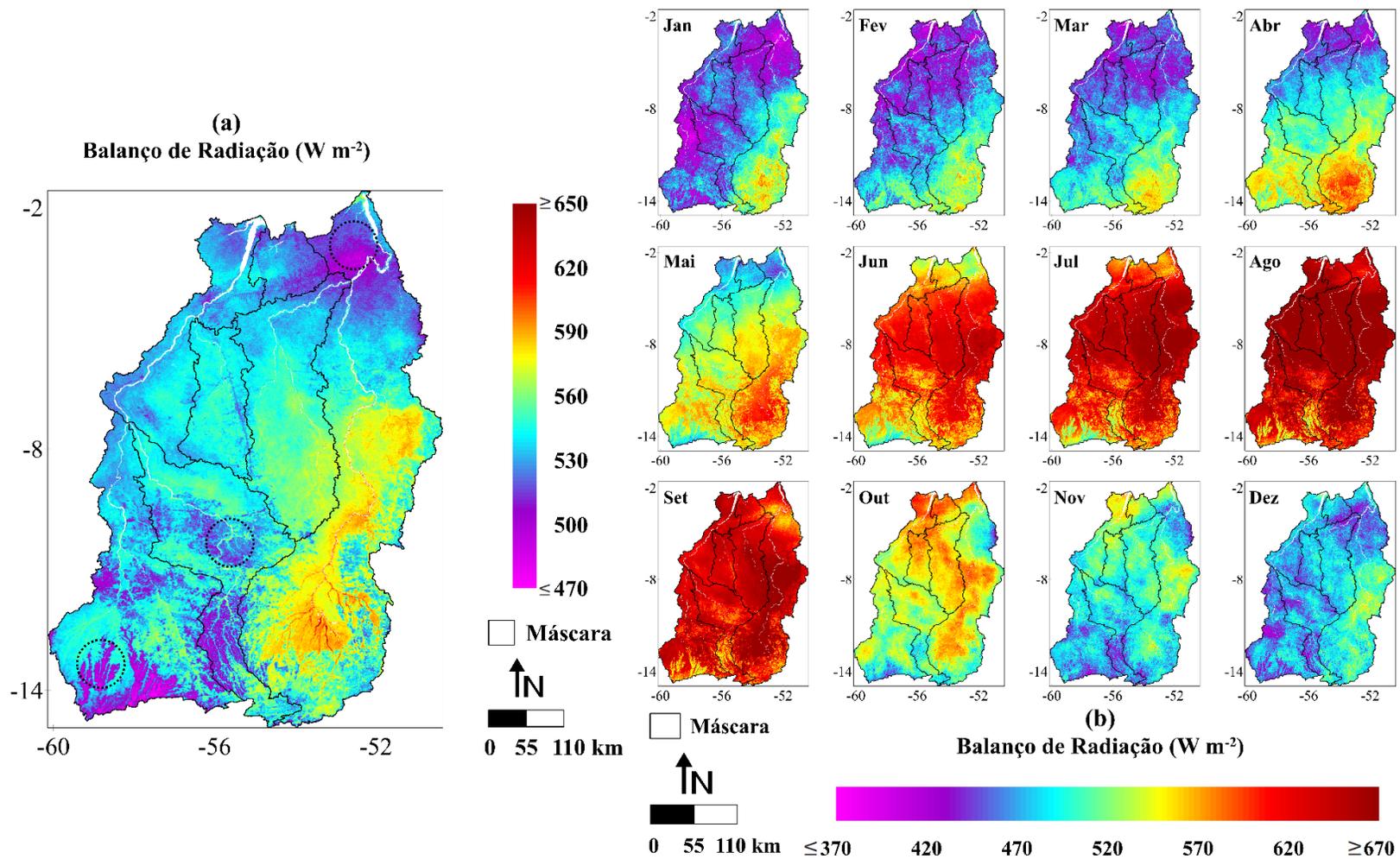


Figura 5.11 - Média anual (a) e médias mensais (b) de balanço de radiação considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

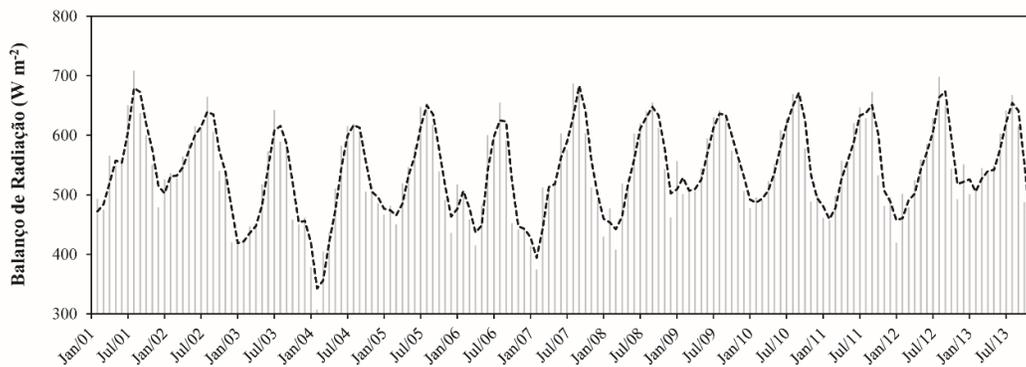


Figura 5.12 - Balanço de radiação mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

O Rn mensal oscilou entre 306,8 (02/2004) e 708,1 W m⁻² (08/2001) (Figura 5.12). Considerando os valores médios mensais, observou-se que março (terceiro mês da estação úmida) e agosto (segundo mês da estação seca) apresentaram os maiores totais de energia disponível na superfície para os processos de aquecimento do ar e ET. Os valores para esses meses corresponderam a 462,8 e 655,5 W m⁻², respectivamente, demonstrando uma flutuação de ~42% ao longo de ano. Hutyrá et al. (2007), em um estudo micrometeorológico na região, encontrou valores mínimos e máximos de Rn ocorrendo ao início dos períodos úmido e seco, respectivamente. O Rn na estação seca foi aproximadamente 12% superior ao da estação chuvosa. Os valores médios para essas estações corresponderam, respectivamente, a 508,0 e 571,4 W m⁻². Costa et al. (2010) observaram para a mesma região, utilizando dados de superfície, um incremento de Rn na estação seca da ordem de 18%. Na média anual, o valor de Rn foi igual a 539,7 W m⁻², variando entre 496,4 e 562,5 W m⁻², o que corresponde a ~13%. Isso demonstra uma razoável variação interanual de Rn na área de estudo. Os anos com menor e maior quantidade de energia disponível na superfície foram 2004 e 2009, respectivamente. Esses foram exatamente os anos onde observaram-se os mínimos e máximos totais de K↓ atingindo região, como descrito no item **5.2.1**.

Por fim, no que se refere aos anos com episódios severos de estiagem na bacia amazônica, observou-se que em 2010 houve uma maior quantidade de energia disponível na superfície (557,0 W m⁻²) em comparação a 2005 (535,8 W m⁻²), devido à maior incidência de radiação solar naquele ano ocasionada possivelmente pela menor quantidade de chuva

e, portanto, nebulosidade (item **5.2.1**). Na comparação com a média anual entre 2001 e 2013 ($539,7 \text{ W m}^{-2}$), observou-se que o valor de R_n em 2010 foi ~3% superior, enquanto que em 2005 foi ~1% inferior.

5.2.6. Evapotranspiração

Verifica-se que os maiores valores de ET estão situados, de modo geral, na porção centro-norte da área de estudo, abrangendo as bacias do Tapajós, Jamanxim, Iriri, Curuá-Una, e baixo Xingu (Figura 5.13a). Nesse setor, os valores anuais de ET são geralmente superiores 1400 mm ano^{-1} e relacionam-se, sobretudo, a áreas de floresta amazônica em estágio primário ou secundário. Especificamente, ainda, é válido salientar a presença de valores relativamente elevados de ET no sudoeste da área de estudo (extremo ocidental da bacia do Jurema), vinculados com as áreas de cerrado, assim como ao longo das bordas do alto e médio curso do rio Xingu, relacionados à áreas de floresta tropical. De maneira oposta, os valores mais baixos de ET, em geral inferiores a 1000 mm ano^{-1} , localizam-se na região centro-sul da área de estudo, abrangendo grande parte das bacias do Jurema, Teles Pires e alto Xingu. Nessa região, a transição do uso da terra de áreas naturais (floresta tropical ou cerrado) para áreas de pastagem e agricultura é muito intensa. Tal transição ocasiona, conforme discutido anteriormente, aumento da temperatura da superfície (item **5.1**) e do albedo (item **5.2.2**), os quais alteram, entre outros, os fluxos de calor no solo, calor sensível, e R_n , causando redução na ET (VON RANDOW et al., 2004, DAVIDSON et al., 2012). A ET se configura em um parâmetro chave na hidrologia da Amazônia e, portanto, a diminuição da umidade disponível nesse ambiente representa não apenas impactos nas condições hídricas da superfície, mas também no equilíbrio energético da região (CARSWELL et al., 2002; NEGRÓN-JUÁREZ et al., 2007).

É possível notar que os maiores valores de ET ocorreram entre novembro e maio enquanto os menores estiveram entre junho e outubro (Figura 5.13b). Ou seja, de um modo geral, é possível constatar que na área estudada os maiores valores de ET ocorrem durante a estação chuvosa. No entanto, ao analisarmos separadamente a região centro-norte e a região centro-sul é possível notar um padrão bastante interessante. Observa-se que na região centro-norte, ocupada em sua maioria por áreas de floresta tropical, há um

considerável aumento nos valores de ET durante o final da estação chuvosa (maio e junho) e início da estação seca (julho e agosto), passando a diminuir gradativamente do meio ao final da estação seca em direção à estação chuvosa. Esse comportamento de aumento dos valores de ET em áreas de floresta durante a estação seca no leste da Amazônia está de acordo com diversos estudos observacionais (SHUTTLEWORTH et al., 1987; ROCHA et al., 2004). Esses estudos elucidam que a capacidade de adaptação de florestas tropicais ao estresse hídrico, devido a um sistema radicular profundo e mecanismos hidrológicos próprios, pode explicar os valores mais elevados de ET na estação seca em comparação à estação chuvosa. Ainda, evidenciam que o Rn é o principal modulador da ET em florestas amazônicas e que esta variável, no período seco, é influenciada pela umidade do solo armazenada da estação chuvosa anterior, e não pelas precipitações ocorrentes no período seco vigente. Como discutido anteriormente, o decréscimo da cobertura de nuvens durante a estação seca na região é diretamente associado com o aumento na incidência de radiação solar e, conseqüentemente, no Rn (SALATI; MARQUES, 1984; MALHI et al., 2002).

Em contrapartida, na região centro-sul, composta em sua grande parte por áreas de pastagem e cultivo de soja, ocorre uma intensa diminuição dos valores de ET durante a estação seca, mais pronunciada nos meses de agosto e setembro. Essa redução está relacionada, entre outros fatores, à diminuição do LAI durante o período mais seco do ano, assim como à dificuldade de obtenção de água nas camadas mais profundas do solo devido às raízes curtas inerentes a esses tipos de vegetação (ZANCHI et al., 2009; SOUZA et al., 2011). Resumindo, constatam-se tendências distintas de diminuição/aumento da ET durante os períodos seco e úmido ao longo da região de estudo, as quais estão atreladas aos tipos de uso e cobertura da terra existentes e suas características biofísicas.

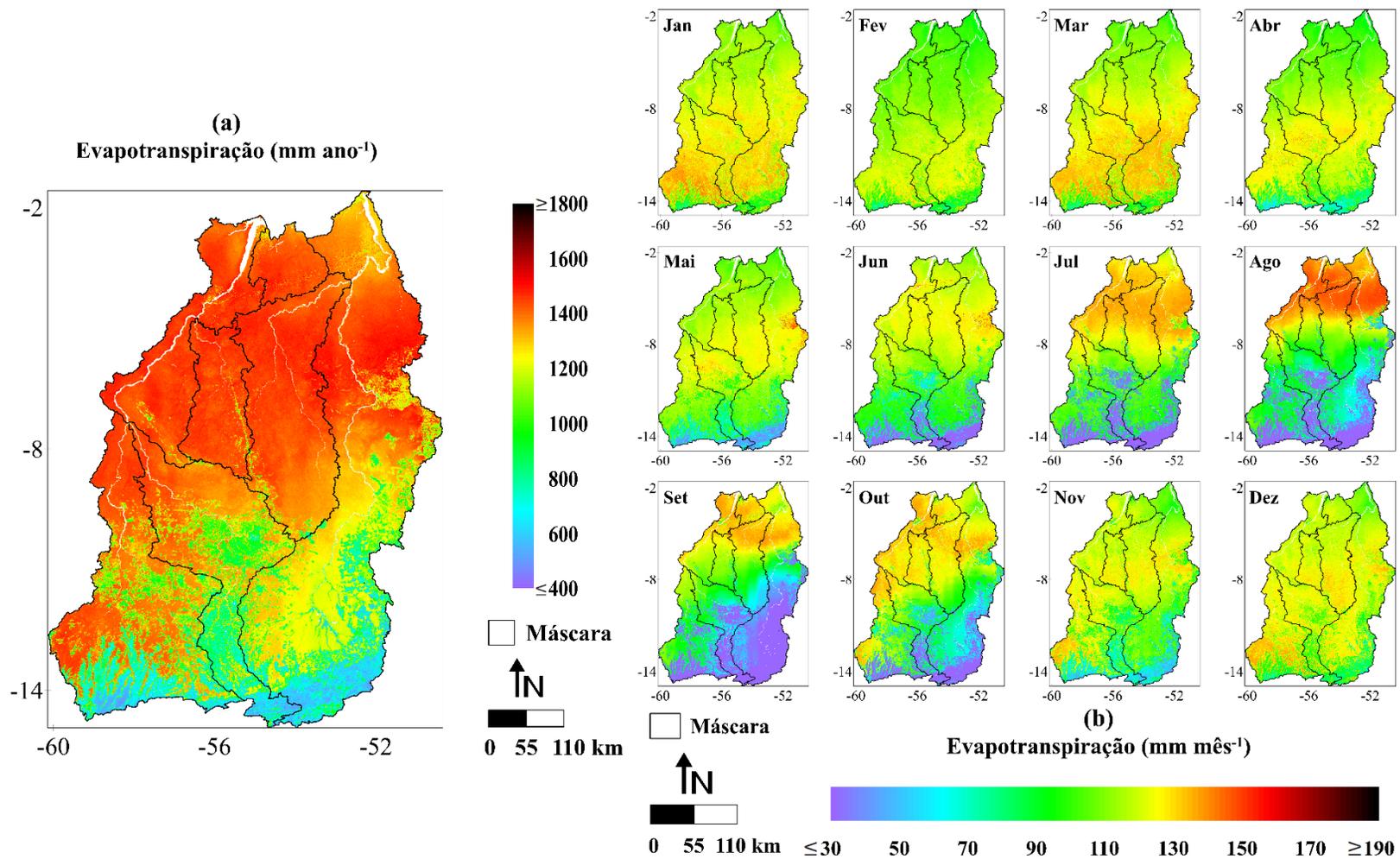


Figura 5.13 - Média anual (a) e médias mensais (b) de evapotranspiração considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

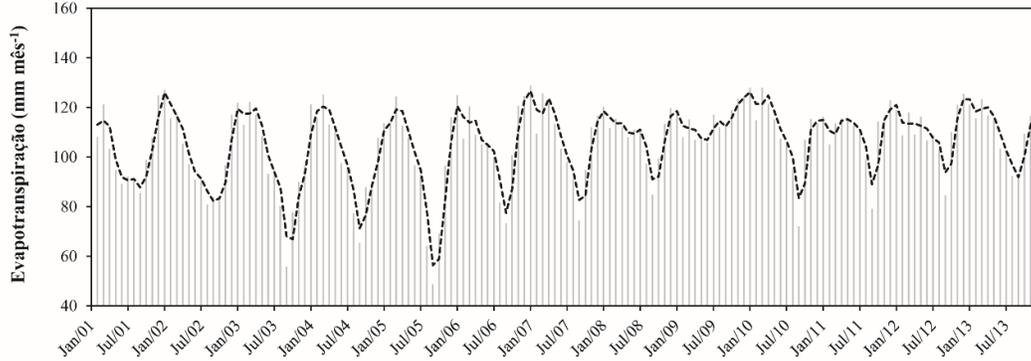


Figura 5.14 - Evapotranspiração mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

A ET variou, entre 2001 e 2013, de 48,7 a 128,8 mm mês⁻¹, representando uma diferença absoluta de 80,1 mm mês⁻¹ (Figura 5.14). Esses valores foram observados para setembro de 2005 e janeiro de 2007, respectivamente. Observou-se uma variação relativa da ET ao longo do ano de ~56%, com o menor valor ocorrendo em setembro (77,8 mm mês⁻¹), no meio da estação seca, e o maior em janeiro (121,3 mm mês⁻¹), no início da estação chuvosa. A ET foi ~12% inferior na estação seca em comparação com a estação chuvosa. A média para a estação chuvosa foi de 112,8 mm mês⁻¹, enquanto que para a estação seca foi de 98,9 mm mês⁻¹. Anualmente, a ET teve valores entre 1156,1 (2005) e 1369,6 mm ano⁻¹ (2009), que representa uma variação interanual de ~18%. A média anual para o período de estudo foi de 1270,1 mm ano⁻¹, significando ~61% da PPT (2078,8 mm ano⁻¹) (item 5.1). É interessante notar que o ano com o menor valor de ET foi 2005. Nesse ano, assim como em 2010, a bacia amazônica foi atingida episódios extremos de estiagem. Em 2005 a ET foi ~9% inferior à média anual para o período entre 2001 e 2013, ao passo que em 2010 observou-se um valor ~4% superior. Desses resultados conclui-se que houve um maior impacto no total de umidade transferido dos ecossistemas terrestres para atmosfera na região na seca de 2005. Isso pode está relacionado ao fato de que, conforme discutido no item 5.2.5, havia uma maior quantidade de energia disponível na superfície a ser utilizada para os processos de aquecimento do ar e ET em 2010 na comparação com 2005.

Com o intuito de entender os condutores dos processos evapotranspirativos na área estudada, englobando sete bacias no leste da Amazônia, calculou-se o r entre a ET com a

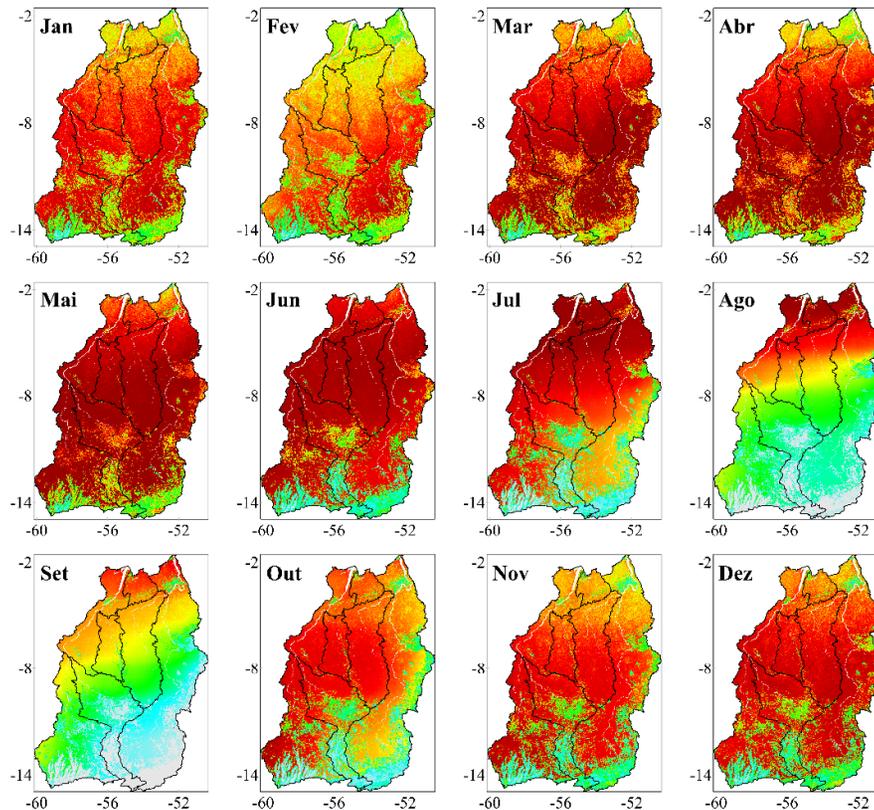
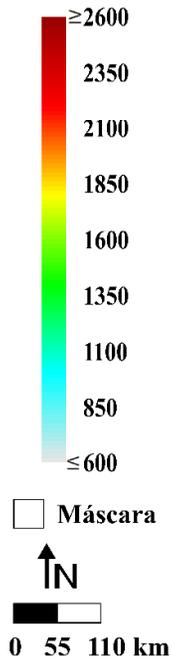
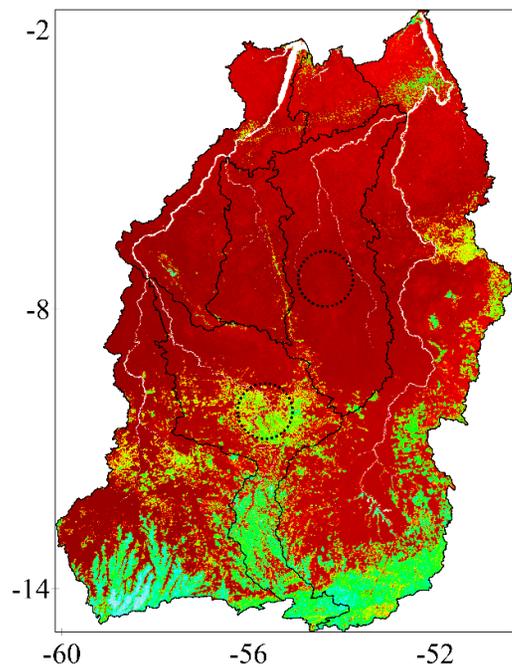
PPT e $K\downarrow$ (MALHI et al., 2002; SOMMER et al., 2002), em escala mensal. Na relação entre ET e PPT encontrou-se um $r=0,62$, ao passo que na relação entre ET e $K\downarrow$ obteve-se um $r=-0,57$. É possível perceber que ambas as variáveis analisadas possuem influência na ET da região, porém essa acaba sendo controlada principalmente pela precipitação.

5.2.7. Produtividade primária bruta

A variabilidade espacial da GPP é regida, em geral, pelos distintos tipos de uso e cobertura da terra existentes na região (Figura 5.15a). Ao se fazer uma comparação com o comportamento espacial verificado para a ET no item anterior, verifica-se uma relação direta, ou seja, áreas com valores elevados de ET apresentam altos valores de GPP, e vice-versa. Isso acontece pela ET possuir influência nos processos de produtividade em ecossistemas terrestres (GALFORD et al., 2010). Assim, verifica-se um padrão espacial muito similar entre ambas as variáveis.

É possível perceber uma clara diferença nos valores de GPP entre áreas florestadas, situadas em sua maior parte na porção centro-norte, e áreas onde ocorreram desmatamento com posterior conversão para pastagem ou agricultura, localizadas sobretudo no setor centro-sul. As áreas ocupadas por pecuária ou soja apresentam valores mais baixos de GPP, o que se dá pelo fato desses ecossistemas serem menos produtivos que ecossistemas florestais (EL-MASRI et al., 2013). Os círculos tracejados na Figura 5.15a ilustram áreas de floresta tropical e pastagem, respectivamente, nas regiões centrais das bacias do Iriri e Teles Pires. Como é possível observar, as áreas de floresta tropical apresentam valores geralmente superiores a $2100 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, enquanto as áreas de pastagem possuem valores da ordem de $1350 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Esses resultados evidenciam a capacidade do produto MOD17 em captar variações espaciais entre diferentes tipos de uso e cobertura da terra, tornando-o funcional para avaliações da GPP em regiões com ecossistemas diversificados, como a Amazônia.

(a)
Produtividade Primária Bruta ($\text{g C m}^{-2} \text{ano}^{-1}$)



(b)
Produtividade Primária Bruta ($\text{g C m}^{-2} \text{mês}^{-1}$)

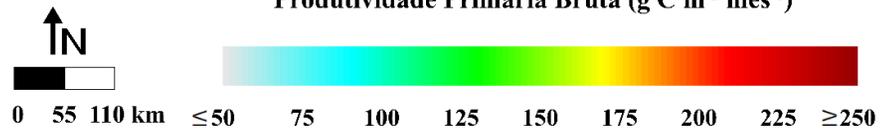


Figura 5.15 - Média anual (a) e médias mensais (b) de produtividade primária bruta considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

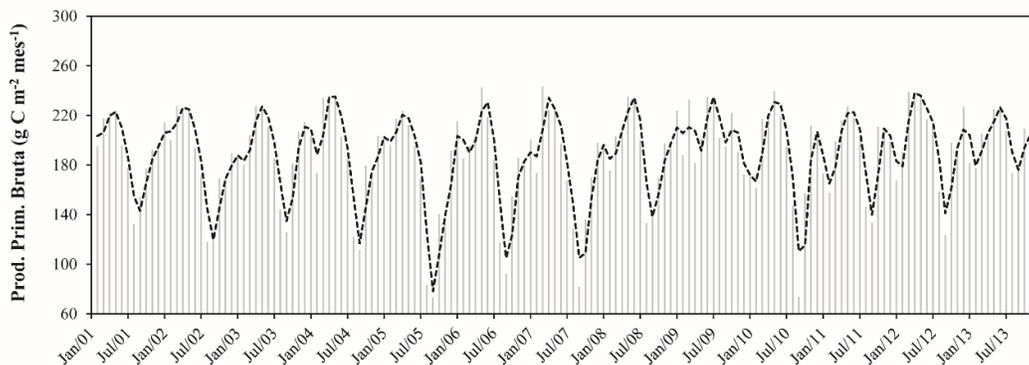


Figura 5.16 - Produtividade primária bruta mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Os meses de dezembro a junho apresentaram maiores valores de GPP em comparação com julho a novembro (Figura 5.15b). Nesse sentido, destaca-se que a tendência foi, geralmente, de diminuição da biomassa ou matéria orgânica produzida pelos ecossistemas, seja de floresta, pastagem, ou agricultura, durante a estação seca, a qual ocorre entre julho e dezembro (SALESKA et al., 2003). Dentro desse escopo, é importante notar que o grau de limitação de água possui influência nos padrões sazonais de fotossíntese na região leste da Amazônia (RESTREPO-COUBE et al., 2013). Ainda, a baixa disponibilidade de água, o incremento no déficit de pressão de vapor, e o aumento da incidência de radiação solar durante o período seco podem induzir o fechamento dos estômatos das plantas, levando a um declínio nas taxas de fotossíntese. Portanto, o decréscimo da GPP durante a estação seca ocorreu como o esperado, sendo esse resultado corroborado por estudos observacionais e com uso de SR conduzidos na região (HUTYRA et al., 2007; LEE et al., 2013).

Outra consideração importante, ainda na Figura 5.15b, refere-se ao fato de que a tendência de diminuição da GPP no período seco é menos pronunciada, por exemplo, nas florestas localizadas mais ao norte da área de estudo na comparação com as florestas da região central e sul. Isso pode ser visto ao comparar essas regiões nas imagens de julho e agosto. Tal comportamento pode estar relacionado ao fato das florestas ao sul experimentarem maiores limitações hídricas durante a estação seca em relação às florestas próximas ao equador. Essas limitações ocasionam um maior declínio da atividade fotossintética, o que, por sua vez, gera uma menor absorção de carbono pelas plantas (SALESKA et al., 2009).

No período entre 2001 e 2013, os valores de GPP estiveram entre 73,4 e 243,4 g C m⁻² mês⁻¹, os quais ocorreram em setembro de 2005 e março de 2007, respectivamente (Figura 5.16). Setembro, meio da estação seca, e maio, final da estação chuvosa, apresentaram, na média, os menores e maiores totais de GPP. Os valores obtidos para tais meses foram 123,7 e 227,2 g C m⁻² mês⁻¹, o que representa uma elevada oscilação ao longo do ano (~84%). Observou-se na estação seca uma diminuição de ~19% na quantidade de biomassa ou matéria orgânica produzida pelos ecossistemas terrestres ao longo da região. A GPP média para a estação chuvosa foi de 208,8 g C m⁻² mês⁻¹ ao passo que para a estação seca foi de 169,2 g C m⁻² mês⁻¹, representando uma diferença de 39,6 g C m⁻² mês⁻¹. Ao considerar a média anual para o período, a GPP correspondeu a 2268,4 g C m⁻² ano⁻¹, variando entre 2041,5 e 2478,8 g C m⁻² ano⁻¹. Os anos com os menores e maiores totais de GPP foram 2005 e 2009, respectivamente. Nesses anos também se verificou, como esperado, as menores e maiores quantidades de transferência de umidade da superfície terrestre para a atmosfera na região (item 5.2.6). Ainda no contexto desses resultados, é importante destacar a influência que os eventos de seca severa ocorridos na Amazônia representaram na magnitude da GPP na região. Em 2005 verificou-se o maior impacto, com uma diminuição de ~10% em relação à média anual. No ano de 2010, a diminuição na GPP em relação à média para a série entre 2001 e 2013 foi de ~2%. Salienta-se que o maior impacto observado para 2005 na comparação com 2010 está diretamente relacionado ao mais pronunciado decréscimo na ET pela menor quantidade de energia disponível na superfície (Rn) naquele ano em comparação a 2010, como discutido nos itens 5.2.5 e 5.2.6.

Estudos mostram relação entre a PPT e K↓ com os processos de GPP na Amazônia (NEMANI et al., 2003; ZHAO; RUNNING, 2010). Nesse sentido, obteve-se o r entre essas variáveis, utilizando as séries de 13 anos dos dados MOD17 (GPP), TRMM (PPT), e GLDAS (K↓). Foram encontrados valores de r=0,24 (GPP x PPT) e r=-0,43 (GPP x K↓), mostrando que na escala mensal a K↓ possui maior controle sobre a GPP na área de estudo. Salienta-se que a disponibilidade de água no solo possui também grande influência no desenvolvimento da vegetação (HARRIS et al., 2004), sendo provavelmente uma das forçantes da GPP na região, porém tal variável não foi avaliada.

5.2.8. Eficiência de uso da água

As bacias do Tapajós, Jamanxim, Iriri, Curuá-Una, e médio e baixo Xingu, situadas no setor mais setentrional da área de estudo, concentram maiores valores de WUE em comparação ao setor mais meridional, ocupado pelas bacias do Jurema, Teles Pires e alto Xingu (Figura 5.17a). Isso está relacionado ao fato de que, conforme discutido anteriormente, a região centro-norte da área de estudo tem experienciado, em geral, menos desmatamento em relação à região centro-sul, em especial no estado do MT, com a expansão cada vez maior da agricultura mecanizada para o cultivo de grãos (JASINSKI et al., 2005; MORTON et al., 2006).

A WUE sobre áreas florestadas é superior à de áreas não florestadas, como por exemplo as cobertas por gramíneas, devido principalmente a diferenças em suas produtividades (ZHANG et al., 2014; YANG et al., 2016). Os círculos tracejados na Figura 5.17a exemplificam as diferenças nos valores de WUE em áreas com ocorrência de desmatamento espinha de peixe, com os maiores valores ocorrendo sobre a floresta ($\geq 1,6$ g C kg⁻¹ H₂O) em relação à pastagem ($\leq 1,2$ g C kg⁻¹ H₂O). Outra questão interessante diz respeito à algumas diferenças que podem ser vistas nos valores de WUE entre cultivos agrícolas (p.e. áreas de pastagem e soja no centro e sul, respectivamente, da bacia do Teles Pires) e entre áreas de vegetação florestal (p.e. no norte e sul da bacia do Iriri). Isso demonstra que a obtenção de informações acerca do comportamento espacial da WUE na Amazônia, nesse caso derivada através dos produtos MOD16 e MOD17, pode ser bastante útil, entre outros, para a análise da distribuição de espécie de plantas (HOGG, 1994) e entendimento da ciclagem de carbono (CENTRITTO et al., 2002) nos diferentes ecossistemas terrestres existentes na região.

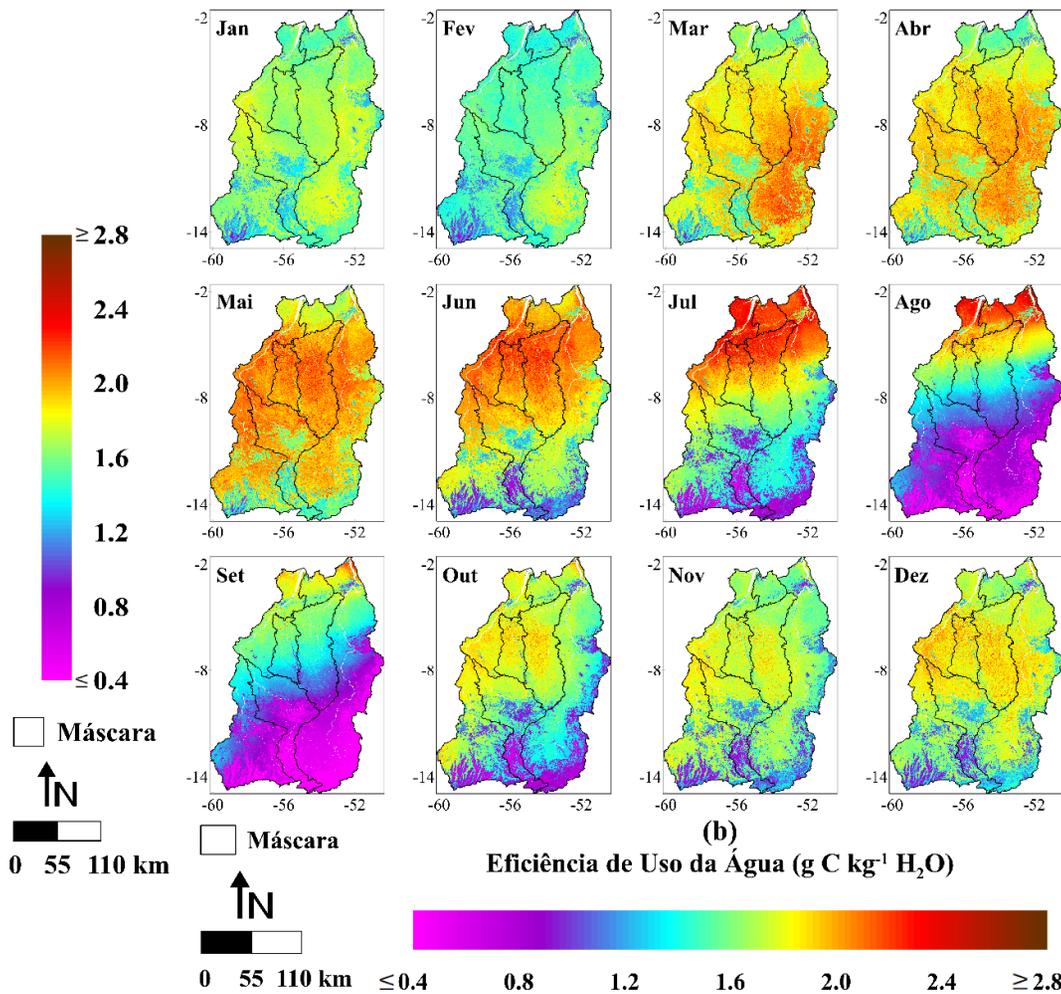
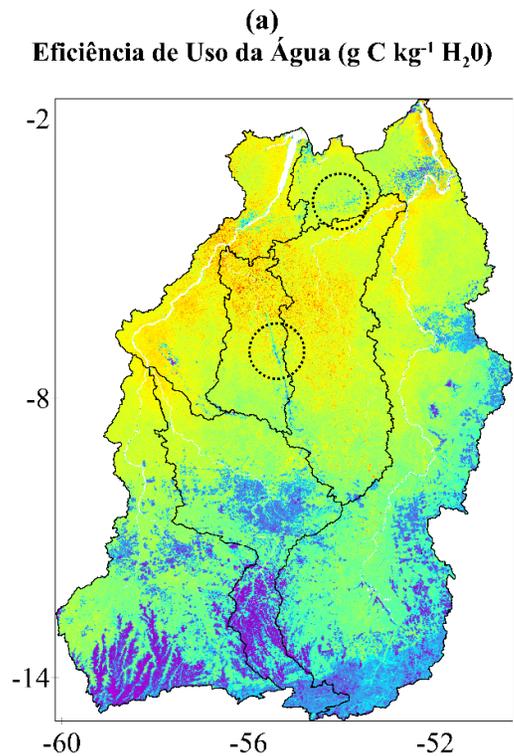


Figura 5.17 - Média anual (a) e médias mensais (b) de eficiência de uso da água considerando o período entre os anos de 2001 e 2013.

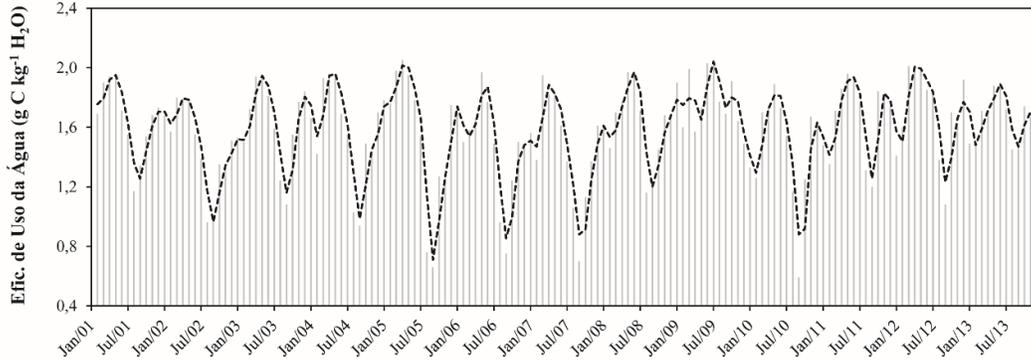


Figura 5.18 - Eficiência de uso da água mensal entre janeiro de 2001 e dezembro de 2013.

Os valores de WUE são maiores entre o período de dezembro a junho na comparação com julho a novembro (Figura 5.17b). Esse é o mesmo padrão observado para GPP (Figura 5.15b) e segue a sazonalidade climática no flanco leste da bacia amazônica. Como discutido no item **5.2.7**, a limitação de umidade durante a estação seca causa um decréscimo na fotossíntese. Portanto, dado que a WUE é proporcional à GPP (BEER et al., 2009), o padrão de redução da WUE durante o período mais seco do ano ocorreu de acordo com o esperado. Esses resultados estão de acordo com os encontrados no estudo de Lee et al. (2013) também utilizando imagens de satélite na região amazônica. Um ponto de destaque, assim como observado para GPP, se refere ao fato de que a tendência de diminuição da WUE na estação seca foi menos pronunciada nas florestas mais próximas ao equador em relação às florestas mais meridionais. Isso pode ser observado nos meses de julho e agosto (Figura 5.17b), e assim como explicado no item **5.2.7** a justificativa possivelmente se refere às maiores limitações hídricas as quais são submetidas as florestas ao sul no período seco.

Os valores mensais de WUE variaram entre 0,59 (setembro de 2010) e 2,05 g C kg⁻¹ H₂O (abril de 2005 e julho de 2009) (Figura 5.18). Ao longo do ano, o pico da WUE foi verificado para maio (final da estação chuvosa), enquanto o mínimo foi observado para setembro (meio da estação seca), mesma dinâmica observada para GPP (item **5.2.7**). A amplitude no decorrer do ano foi de 0,85 g C kg⁻¹ H₂O (~80%), com valores oscilando entre 1,06 e 1,91 g C kg⁻¹ H₂O. A WUE teve oscilação, em média, de 1,75 g C kg⁻¹ H₂O no período úmido para 1,43 g C kg⁻¹ H₂O no período seco, o que significa uma redução

de ~18%. A título de comparação, as reduções observadas para ET e GPP durante a estação seca na região foram de ~12 e 19%, respectivamente. A média anual para o período da série temporal (2001 a 2013) foi de 1,59 g C kg⁻¹ H₂O. O menor valor anual foi observado para 2007, correspondendo a 1,45 g C kg⁻¹ H₂O, enquanto o maior ocorreu em 2009, da ordem de 1,78 g C kg⁻¹ H₂O, o que evidencia uma variação interanual da ordem de ~23%.

5.3. Dinâmica temporal dos fluxos de energia e carbono em diferentes tipos de uso e cobertura da terra

A Figura 5.19 apresenta o padrão temporal das variáveis de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, L_↓, L_↑, R_n, ET, GPP, e WUE para cinco diferentes tipos de uso e cobertura da terra (soja (SO), pastagem (PA), cerrado (CE), floresta tropical primária (FP), e vegetação secundária (VS)) durante 2001 e 2013. De modo geral, o comportamento temporal dos fluxos de energia e carbono nos diferentes tipos de uso e cobertura da terra esteve diretamente associado com a sazonalidade climática da região, ou seja, às características intrínsecas aos períodos úmido (janeiro a junho) e seco (julho a dezembro), conforme discutido nos itens 5.1 e 5.2. A seguir, realizar-se-á uma análise conjunta acerca do comportamento das variáveis supracitadas sob os principais ecossistemas terrestres existentes na região.

Os valores mínimo e máximo de temperatura do ar ao longo do ano foram observados para o CE (25,9 °C) e PA (35,7 °C), respectivamente (Figura 5.19a). Tais valores ocorreram nos meses de fevereiro e setembro. Em área de pastagem no estado de RO, Aguiar et al. (2011) encontraram valores também de ~35 °C em setembro. Em todas as classes houve um aumento nos valores de temperatura do ar durante a estação seca, sendo esse mais pronunciado nas áreas de FP, da ordem de ~14%, variando de 28,1 (chuvosa) a 32,1 °C (seca). Isso significa uma amplitude de 4 °C entre as estações. Rocha et al. (2004), em um estudo sob floresta no leste da Amazônia, observou que a temperatura do ar foi ~1 a 3 °C superior no período seco em relação ao úmido. A classe CE apresentou a menor variação durante as estações, correspondendo a ~9% (oscilando entre 27,1 e 29,5 °C). O aumento médio durante o período seco, considerando as cinco classes, foi de ~3 °C.

Observou-se uma pequena diferença nos valores médios anuais de temperatura do ar entre as classes. Essa diferença correspondeu a 2,2 °C, com o menor valor verificado para CE (28,3 °C) e o maior para PA (30,5 °C). Em termos relativos, a variação correspondeu a ~8%. O fato do CE possuir o valor mais baixo de temperatura do ar está relacionado, entre outros, ao fato dessas áreas estarem localizadas em sua maioria na porção sul da área de estudo, na região da chapada e planalto dos Parecis, onde as altas elevações contribuem para menores valores de temperatura do ar em comparação aos outros setores da área de estudo (item 5.1). A média anual da temperatura do ar na FP foi de 30,1 °C, muito próxima a observada para VS, a qual correspondeu a 30,3 °C (diferença de ~1%). Analisando separadamente a temperatura do ar nas áreas de FP e VS com o CE, verifica-se que esse apresentou um valor médio anual ~6% inferior. Para SO, o valor médio anual correspondeu a 29,7 °C. Ao comparar os valores médios anuais de temperatura do ar em áreas de vegetação natural (CE, FP e VS) com áreas antropizadas (SO e PA), denota-se um valor de ~0,5 °C (~2%) superior nestas últimas.

A classe de FP apresentou o menor valor médio mensal de temperatura da superfície, de 23,5 °C (abril), enquanto SO teve o mais elevado, correspondendo a 40,9 °C (setembro) (Figura 5.19b). Isso demonstra uma diferença de ~17 °C, ou ~74%. As cinco classes apresentaram aumento da temperatura da superfície no período seco (SO ~6 °C, PA ~5 °C, CE ~3 °C, FP ~2 °C, e VS ~3 °C). As áreas de CE, FP e VS apresentaram menor variação na temperatura da superfície entre as diferentes estações na comparação com as áreas de SO e PA. Em termos médios relativos, CE, FP, e VS variaram ~10%, enquanto PA e AG oscilaram ~18%. A título de comparação, Davidson et al. (2000), em estudo na porção oriental da Amazônia, observaram uma maior variação sazonal da temperatura do solo em pastagem (~8 °C) na comparação com um sítio de floresta (~2 °C). Cabe destacar, ainda, que na média as áreas de floresta amazônica (primária ou secundária) apresentaram uma menor variação entre as estações em relação ao cerrado (~2,5 e ~3 °C, respectivamente). A FP (25,1) e o CE (26,5 °C) apresentaram os menores valores médios anuais, ao passo que SO (32,6) e PA (34,1 °C) tiveram os mais elevados. A VS apresentou um valor intermediário, da ordem de 27,6 °C. Verifica-se uma diferença de ~7 °C, ou ~27%, entre a média de temperatura das classes CE, FP e VS, em relação à SO e PA.

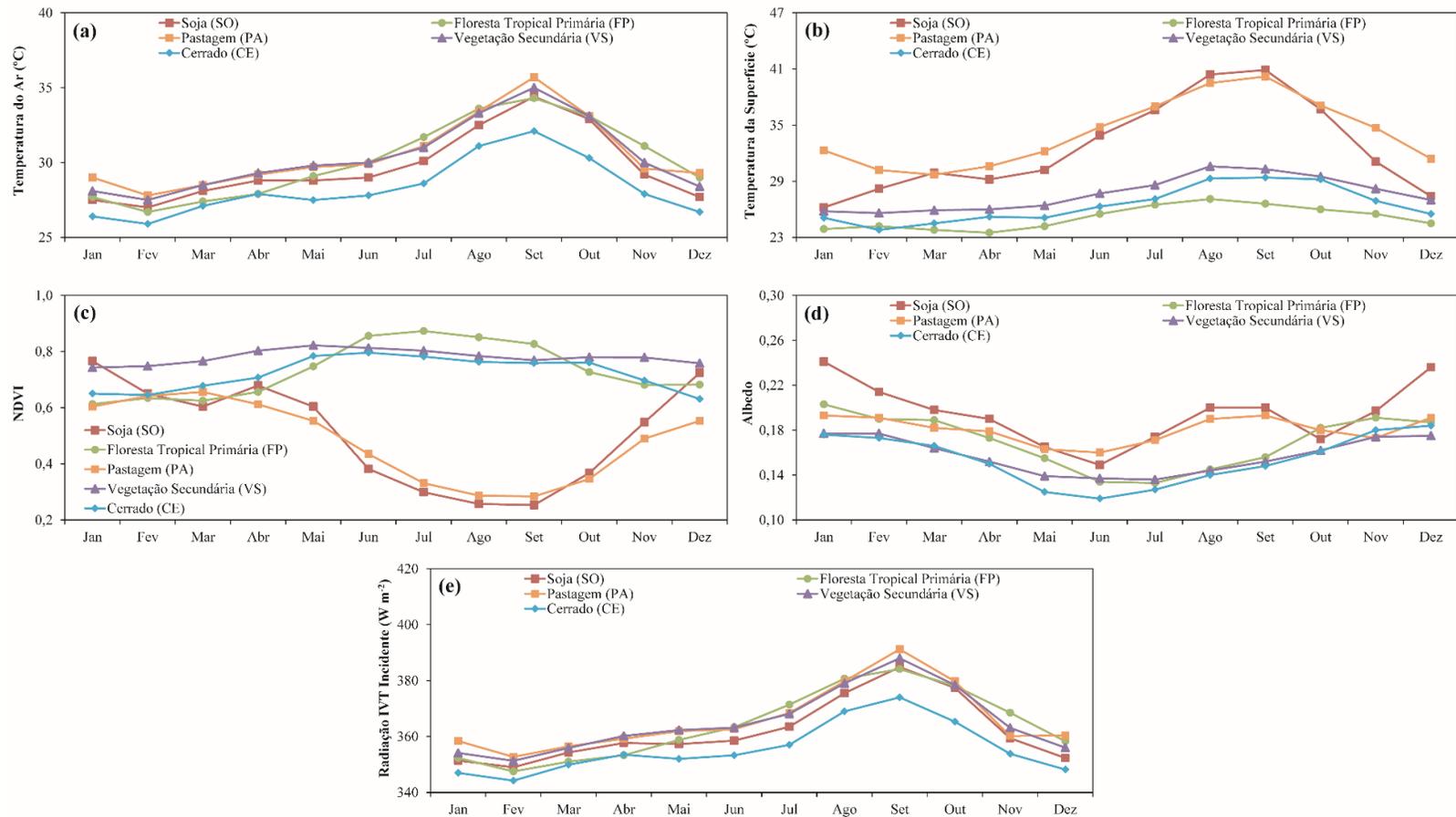


Figura 5.19 - Padrões sazonais de temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), radiação IVT incidente (e) e emitida (f), balanço de radiação (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i) e eficiência de uso da água (j) em áreas de soja (SO), pastagem (PA), cerrado (CE), floresta tropical primária (FP), e vegetação secundária (VS). A média mensal foi calculada com base no período entre 2001 e 2013. (Continua).

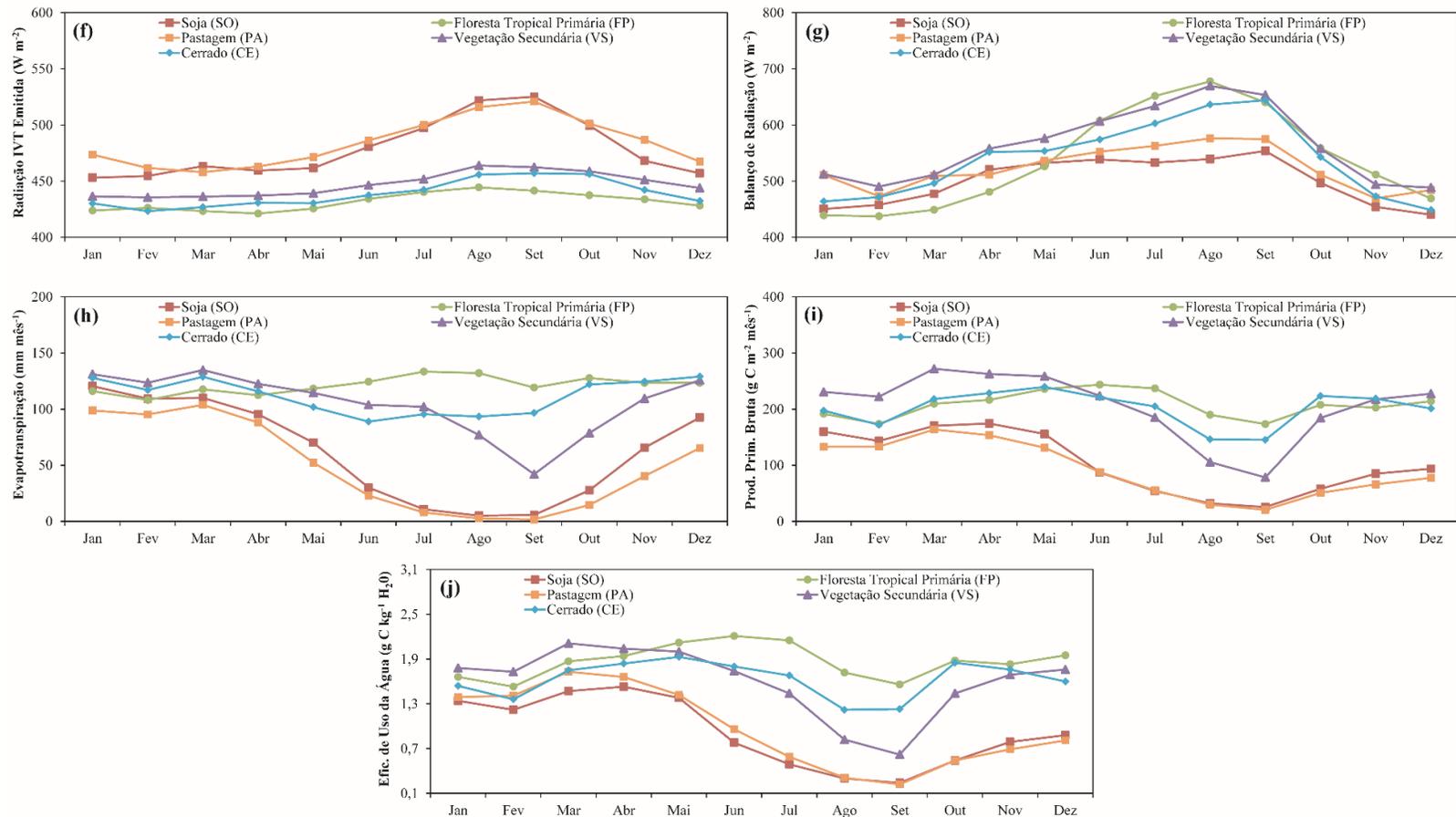


Figura 5.19 - Conclusão.

O mínimo valor de NDVI ao longo do ano foi verificado para a classe de SO (0,253), enquanto o maior foi observado para FP (0,873) (Figura 5.19c). O valor mais baixo, correspondente a SO, ocorreu em setembro (meio da estação seca), enquanto o mais elevado, relacionado a FP, ocorreu em julho (início da estação seca). É possível observar um padrão distinto de diminuição/elevação do NDVI entre as diferentes classes durante os períodos úmido e seco. Denota-se uma pronunciada diminuição do NDVI em SO e PA no período seco. Essa diminuição correspondeu, em média para ambas as classes, a ~34% e esteve associada, entre outros, ao estresse hídrico e a diminuição de biomassa (DORIGO et al., 2007). Na VS também houve diminuição, ainda que pequena, no valor de NDVI ao longo da estação seca. O valor médio variou entre 0,783 (chuvosa) e 0,779 (seca), o que significou uma redução de ~0,5%.

Nas classes de FP e CE foram verificados aumentos do NDVI durante a estação seca. Essa elevação foi mais destacada na FP, correspondendo a ~12%, com valores iguais a 0,689 e 0,774 nos períodos úmido e seco, respectivamente. Esse comportamento de elevação do NDVI durante a estação seca está de acordo com diferentes estudos de fenologia florestal na Amazônia, os quais sugerem, entre outros, uma relação com o brotamento de folhas novas durante o período mais seco do ano (HUETE et al., 2006; SAMANTA et al., 2012). No CE houve um incremento de ~3% no NDVI durante a estação seca, variando de 0,710 a 0,732. Estudos mostram comportamentos sazonais distintos do NDVI dependendo do tipo de fisionomia de cerrado (LIESENBERG et al., 2007; CARVALHO et al., 2008). Nesse sentido, cabe destacar que no presente estudo não se efetuou separação entre distintas fisionomias, ou seja, a classe CE engloba desde áreas de savana quanto arbustivas e arbóreas. Em termos médios anuais, as classes de VS, FP, e CE apresentaram os maiores valores de NDVI (0,781, 0,731 e 0,721, respectivamente), enquanto PA e SO tiveram os mais baixos (0,483 e 0,511). Tais resultados mostram, em média, um NDVI ~33% inferior sobre áreas antrópicas na região.

Na Figura 5.19d é possível observar que a FP apresentou o menor valor médio mensal de albedo entre todas as classes, correspondente a 0,133, enquanto que a SO teve o mais elevado, da ordem de 0,241. Tais valores foram verificados para julho e janeiro, respectivamente. Com relação ao comportamento do albedo nos diferentes tipos de uso e

cobertura da terra entre os períodos chuvoso e seco, destaca-se que as variações foram bastante pequenas. As classes de FP e VS tiveram reduções na estação seca de ~4,6% e ~0,6%, enquanto CE, PA e SO apresentaram incrementos de ~3,3%, ~2,8% e ~2,1%. É válido salientar que, em geral, estudos micrometeorológicos na Amazônia apontam um menor albedo no período chuvoso em relação ao seco, seja em floresta ou áreas agrícolas, fato que é atribuído principalmente à mudanças na coloração dos vegetais e do solo, que se tornam mais escuros pela presença de umidade, ocasionando uma maior absorção da radiação solar (QUERINO et al., 2006; SOUZA FILHO et al., 2006). Embora isso não tenha sido observado para as áreas de floresta amazônica aqui analisadas (FP e VS), tal comportamento pode ser justificado pela influência da geometria da copa das árvores na reflexão da radiação solar dependendo da localização das parcelas analisadas, visto que podem haver diferenças consideráveis de iluminação na região de estudo ao longo do ano (SALATI; MARQUES, 1984; MOURA et al., 1999).

Os valores médios anuais de albedo estiveram entre 0,154 (CE) e 0,195 (SO), o que evidencia uma diferença de 0,041 (~27%). As áreas de floresta tropical primária e secundária apresentaram valores de 0,17 e 0,157, respectivamente, ou seja, um valor médio de 0,164. Na classe de PA observou-se um valor médio anual de 0,181. Como se verifica, as áreas cobertas por vegetação natural apresentaram, em média, um albedo ~15% inferior as áreas com presença de pecuária ou lavouras de soja. Estudos realizados sobre floresta, pastagem e soja na Amazônia mostram valores da ordem de 0,134, 0,18 e 0,20, bastante semelhantes aos obtidos na presente pesquisa (SHUTTLEWORTH, 1989; CULF et al., 1995; SOUZA et al., 2013).

Como discutido nos itens **5.2.3** e **5.2.4**, há uma relação direta entre a temperatura do ar e da superfície com L_{\downarrow} e com L_{\uparrow} , respectivamente, ou seja, as classes com maiores valores de temperatura do ar e da superfície apresentam os valores mais elevados de L_{\downarrow} e L_{\uparrow} , e vice-versa. Nesse contexto, as avaliações apresentadas a seguir sobre o comportamento da radiação IVT incidente e emitida em diferentes tipos de uso e cobertura da terra devem ser entendidas sob essa perspectiva. Ao longo do ano, os menores valores incidentes e emitidos de radiação IVT foram observados em áreas de CE ($344,2 \text{ W m}^{-2}$) (fevereiro) e FP ($421,1 \text{ W m}^{-2}$) (abril), enquanto os maiores foram verificados em PA ($391,2 \text{ W m}^{-2}$)

(setembro) e SO (525, 1 W m⁻²) (setembro) (Figuras 5.19e e f). Como esperado, os cinco tipos de uso e cobertura da terra analisados tiveram um incremento nos valores de L_↓ e L_↑ no período seco em comparação ao chuvoso. Para L_↓, a variação relativa entre as estações do ano foi de ~3 a 5%, observados para CE e FP, respectivamente. As demais classes (VS, SO e PA) apresentaram valores da ordem de ~4%. Com relação à L_↑, foram verificadas variações entre ~3 e 7%, relacionados, respectivamente, a FP e AG. Nas outras classes observaram-se incrementos na estação seca de ~4% (CE e VS) e ~6% (PA).

CE e PA apresentaram, respectivamente, o menor e maior valor médio anual de L_↓, correspondentes a 355,6 e 365,9 W m⁻², o que representa uma amplitude de 10,3 W m⁻² (~3%). SO, FP e VS tiveram, respectivamente, valores de 361,8, 363,9, e 365 W m⁻². Esses resultados mostram que a L_↓ foi, em média, ~1% superior para SO e PA em relação ao CE, FP e VS. As classes com menores valores de L_↑ corresponderam às áreas consideradas naturais, ou seja, FP (431,6), CE (438,7) e VS (446,9 W m⁻²). Os demais tipos de uso e cobertura da terra, considerados antrópicos (SO e PA), tiveram um valor, em média, ~11% superior. Os valores médios anuais para essas classes (SO e PA) foram, respectivamente, de 478,4 e 483,8 W m⁻². É importante notar que a diferença observada em L_↓ e L_↑ entre os ecossistemas de floresta tropical e cerrado com áreas de pasto ou soja está associada principalmente às características de temperatura e emissividade em cada superfície (GALVÃO; FISCH, 2000). Nesse sentido, como visto anteriormente, as temperaturas do ar e da superfície foram, respectivamente, ~0,5 e 7 °C superiores nas áreas de SO e PA em relação às áreas de FP, VS e CE.

Ao considerar o ciclo do R_n ao longo do ano nos diferentes ecossistemas, observa-se que a FP teve o menor e maior valor médio mensal entre todas as classes (Figura 5.19g). Esses corresponderam a 437,3 e 677,7 W m⁻², e ocorreram em fevereiro (segundo mês da estação chuvosa) e agosto (segundo mês da estação seca), respectivamente. Denota-se, portanto, uma diferença de ~55% entre o menor e maior valor médio mensal. Seguindo o padrão observado para toda área de estudo (item 5.2.5), verifica-se um aumento do R_n na estação seca. Conforme discutido anteriormente, isso ocorre pela forte relação direta entre radiação solar e o R_n na região amazônica. As áreas de FP tiveram a maior variação entre as estações, entre 489,9 (chuvosa) a 584,7 W m⁻² (seca), ou ~19%. Em seguida, as classes

com maiores variações foram CE e VS, oscilando entre 518,5 e 557,9 W m⁻² (~8%) e 542,4 e 582,8 W m⁻² (7%), respectivamente. SO e PA tiveram menores oscilações entre os diferentes períodos do ano, da ordem de ~1 a 3%. Os valores de Rn no período úmido para SO e PA foram 496,1 e 515,6 W m⁻², enquanto no período seco foram de 502,8 e 529,8 W m⁻², respectivamente. Os ecossistemas com menores valores de Rn, considerando a média para os 13 anos, foram SO (499,4 W m⁻²) e PA (522,7 W m⁻²). Estudos observacionais na região amazônica mostraram valores de Rn sob áreas de pastagem, para o horário das 11h00, em média, de ~500 W m⁻², muito próximos ao observado nesse estudo (WRIGHT et al. 1992; GALVÃO; FISCH, 2000). Os maiores valores de Rn foram encontrados, respectivamente, para VS (562,6 W m⁻²), CE (538,2 W m⁻²) e FP (537,3 W m⁻²). Como comparação, estudos micrometeorológicos desenvolvidos por Von Randow et al. (2004) e Aguiar (2007) mostraram valores de ~530 e 550 W m⁻² em um sítio do LBA de floresta primária na região sudoeste da Amazônia (média para às 11h00). Os maiores valores observados para VS, CE e FP em comparação às áreas de SO e PA estão relacionados às diferenças existentes na quantidade de reflexão da radiação solar e na emissão de radiação IVT (FISCH et al., 1998).

Observa-se que o Rn nas áreas de SO e PA foram inferiores, em média, a ~6% na comparação com a VS, CE e FP. Isso demonstra claramente uma maior quantidade de energia na superfície disponível nos ecossistemas de VS, CE e FP para ser utilizada nos processos evapotranspirativos. É interessante notar que as classes de CE e FP tiveram valores, em média, muito próximos, com diferença de apenas 0,2%. Dentro do contexto das áreas de FP, ainda, é válido notar que uma análise de correlação de Rn com os dados de K_↓ mensais do GLDAS mostrou um r=0,98, evidenciando a forte influência da radiação solar na quantidade de energia disponível na superfície nesse ecossistema. Por fim, salienta-se que o Rn na VS foi ~5% superior ao da FP, mostrando que com o tempo, a floresta secundária pode recuperar seu estado original em termos de fluxos de radiação, reduzindo conseqüentemente o impacto do desmatamento na climatologia da Amazônia.

A ET teve o seu mínimo médio mensal verificado para PA (1,8 mm mês⁻¹) (setembro), enquanto o máximo foi observado para VS (134,8 mm mês⁻¹) (março) (Figura 5.19h). Denota-se uma redução dos valores de ET durante o período mais seco do ano nas classes

de PA, SO, VS, e CE. As maiores diminuições ocorreram, conforme o esperado, nas classes de PA (~71%, entre 76,8 e 26,1 mm mês⁻¹) e SO (~61%, entre 89,3 e 34,6 mm mês⁻¹), o que esteve relacionado, entre outros, a redução do LAI na estação seca e a dificuldade de aquisição de água nas camadas inferiores do solo devido às raízes curtas inerentes a esses tipos de vegetação (ZANCHI et al., 2009; SOUZA et al., 2011). Ainda, cabe salientar que o período de crescimento da soja ocorre durante o período úmido na região (COSTA et al., 2007), portanto, maiores valores de ET são esperados para tal ecossistema nessa época do ano. Nas classes de VS e CE foram observadas reduções de ~27 e 3%, oscilando, respectivamente, entre 121,7 e 89,2 mm mês⁻¹ e 113,3 e 110,2 mm mês⁻¹, respectivamente.

Para FP, denota-se um padrão de aumento da ET durante o período seco de ~9%, variando entre 116,1 e 126,5 mm mês⁻¹, ou seja, uma amplitude de 10,4 mm mês⁻¹. Esse comportamento ocorreu conforme o esperado e concorda, entre outros, com o estudo de Rocha et al. (2004) na Amazônia oriental, no qual observou-se uma redução de ~20% da ET no período seco. De acordo com algumas pesquisas (SHUTTLEWORTH et al., 1987; ROCHA et al., 2004), tal aumento está relacionado ao fato de que K_{\downarrow} e, conseqüentemente, o R_n são os principais moduladores da ET em florestas amazônicas e que esta variável, no período seco, é influenciada pela umidade do solo armazenada da estação chuvosa anterior, e não pelas precipitações ocorrentes no período seco vigente. Ainda, a capacidade de adaptação de florestas tropicais ao estresse hídrico, devido a um sistema radicular profundo e mecanismos hidrológicos próprios, pode explicar os valores mais elevados de ET na estação seca em comparação à chuvosa. No sentido de verificar a possível maior influência da radiação solar em relação à precipitação no comportamento da ET da floresta amazônica, conforme os estudos supracitados, efetuou-se o cálculo de r entre essas variáveis considerando apenas as parcelas de FP. Foi possível comprovar uma maior relação da ET com K_{\downarrow} ($r=0,54$) em relação à PPT ($r=-0,48$).

Uma questão importante a ser destacada, ainda, em relação ao comportamento das classes de VS, CE e FP durante as diferentes estações, é o fato dos ecossistemas considerados primários (FP e CE) serem menos vulneráveis as alterações sazonais do que a vegetação perturbada e em estágio de sucessão (VS). Ao considerar a média anual dos valores para

os distintos tipos de uso e cobertura da terra no período entre 2001 e 2013, observam-se os menores valores ocorrendo na PA (593,5) e SO (742,9 mm ano⁻¹), e os maiores nas áreas de FP (1455,8 mm ano⁻¹), CE (1340,9 mm ano⁻¹) e VS (1265,2 mm ano⁻¹). Com base nesses resultados, verifica-se que a FP apresenta, em termos médios anuais, uma ET ~8% e ~15% superior ao CE e VS, respectivamente. Uma questão interessante também se refere ao fato de que a ET representou ~63% da PPT em áreas de FP, considerando que a PPT média anual sobre tais locais foi de 2308,9 mm ano⁻¹. Adicionalmente, denota-se que as áreas de SO e PA possuem, em média, uma ET ~51% inferior à FP, CE e VS. Isso proporciona uma ideia dos efeitos causados pela transição do uso da terra, de floresta tropical ou cerrado para pastagem ou soja, na ET da região.

O menor valor de GPP médio mensal foi observado para a classe de PA (20,7 g C m⁻² mês⁻¹), no mês de setembro, ao passo que o maior foi verificado na classe de VS (271,8 g C m⁻² mês⁻¹), ocorrido em março (Figura 5.19i). Verificou-se que nos cinco ecossistemas houve uma redução na produção de biomassa ou matéria orgânica durante o período seco. Conforme discutido anteriormente, isso está relacionado ao fato de que a baixa disponibilidade de água, o aumento no déficit de pressão de vapor e o incremento na incidência de radiação solar durante essa estação induz o fechamento dos estômatos das plantas, o que leva a um declínio da taxa de fotossíntese (RESTREPO-COUBE et al., 2013). Esse comportamento acontece em todos os ecossistemas avaliados no presente estudo. Aliado a isso, ainda, cabe destacar que o período de crescimento da soja ocorre durante o período úmido (COSTA et al., 2007), o que também corrobora a maior GPP observada para as áreas de SO durante a estação de chuvas.

O menor impacto em termos de produtividade durante o período seco foi observado para FP (~4%, variando entre 211,7 e 204,0 g C m⁻² mês⁻¹). Isso demonstra que, devido às suas características fenológicas, as florestas do leste da Amazônia, em especial as mais próximas ao equador, tendem, de modo geral, a manter suas taxas fotossintéticas altas durante o período seco, mesmo com a redução na respiração do ecossistema (KELLER et al., 2004; SALESKA et al., 2009). As áreas de CE e VS apresentaram reduções mais consideráveis em relação à FP, as quais corresponderam a ~11 e 32%, oscilando entre 212,7 e 189,8 g C m⁻² mês⁻¹, e 244,9 e 166,4 g C m⁻² mês⁻¹, respectivamente. Como se

verifica, entre os ecossistemas considerados naturais, a VS é a formação mais vulnerável as alterações sazonais. Nas classes de SO e PA percebe-se um profundo impacto do déficit hídrico em suas produtividades. Foram observadas reduções na GPP da ordem de ~61 e 63%, respectivamente. Na SO os valores estiveram entre 148,4 (chuvosa) e 58,1 g C m⁻² mês⁻¹ (seca), enquanto que na PA os valores oscilaram entre 133,8 (chuvosa) e 50,0 g C m⁻² mês⁻¹ (seca). Com relação às médias anuais, considerando a série de 13 anos, verificou-se, conforme o esperado, valores mais baixos de GPP nas áreas de PA (1102,6 g C m⁻² mês⁻¹) e SO (1239 g C m⁻² mês⁻¹) e valores mais elevados em FP (2494,3 g C m⁻² mês⁻¹), VS (2467,6 g C m⁻² mês⁻¹) e CE (2414,9 g C m⁻² mês⁻¹). É interessante notar que a FP apresenta, em termos médios anuais, um valor de GPP apenas ~1% superior ao da VS. Isso está relacionado à alta produtividade de florestas em estágios iniciais em comparação a florestas prístinas, que tendem a apresentar um declínio na GPP à medida que atingem a maturidade (SILVER et al., 2000). Observa-se uma GPP ~3% superior na FP em comparação com o CE. Ainda, é importante notar que as classes de SO e PA possuem GPP, em média, ~52% inferior aos ecossistemas de CE, FP e VS. Na análise dos possíveis condicionantes da GPP em áreas de FP, observaram-se fracas correlações com as variáveis de PPT e K_↓, em escala mensal, utilizando os produtos TRMM e GLDAS. Os valores de r entre GPP x PPT e GPP x K_↓ nas parcelas de FP foram, respectivamente, de -0,19 e 0,15. Dentro desse contexto, é válido salientar que a umidade do solo possui influência nos processos de produtividade da vegetação sendo, possivelmente, uma das forçantes da GPP em áreas de floresta amazônica ou cerrado, porém esse parâmetro não foi estimado na presente pesquisa.

Conforme discutido no item **5.2.8**, a WUE é proporcional a GPP (BEER et al. 2009). Dessa maneira, os resultados apresentados a seguir, em relação à WUE nos diferentes ecossistemas, devem ser compreendidos sob esse ponto de vista. O mínimo valor de WUE ao longo do ano foi verificado para a classe de PA (0,22 g C kg⁻¹ H₂O) enquanto o maior foi observado para FP (2,21 g C kg⁻¹ H₂O) (Figura 5.19j). O valor mais baixo ocorreu em setembro (meio da estação seca) enquanto o mais elevado ocorreu em junho (final da estação chuvosa). Seguindo o padrão observado para GPP, verifica-se, conforme o esperado, uma diminuição da WUE na estação seca nas cinco classes analisadas. Tais

reduções foram mais evidentes nos ecossistemas considerados antrópicos (SO e PA) em relação aos considerados naturais (CE, FP e VS). A menor variação foi observada para FP, da ordem de ~2%, oscilando entre 1,89 (seca) e 1,85 g C kg⁻¹ H₂O (chuvosa). As áreas de CE e VS apresentaram reduções mais pronunciadas na comparação com FP, as quais corresponderam a ~9% (1,70 e 1,56 g C kg⁻¹ H₂O) e ~32% (1,90 e 1,30 g C kg⁻¹ H₂O), respectivamente. Em SO e PA verificam-se drásticas reduções nas taxas de assimilação de carbono na estação seca. Foram observadas reduções da ordem de ~58 e 63%, respectivamente. Na classe de SO os valores estiveram entre 1,29 (chuvosa) e 0,54 g C kg⁻¹ H₂O (seca), enquanto que na PA os valores foram compreendidos entre 1,43 (chuvosa) e 0,53 g C kg⁻¹ H₂O (seca).

Considerando a média anual entre 2001 e 2013, denotou-se que os ecossistemas com maiores valores de WUE foram a FP (1,87 g C kg⁻¹ H₂O), CE (1,63 g C kg⁻¹ H₂O) e VS (1,60 g C kg⁻¹ H₂O), enquanto aqueles com menores valores corresponderam a SO (0,91 g C kg⁻¹ H₂O) e PA (0,98 g C kg⁻¹ H₂O). A título de comparação, Tang et al. (2014) observaram em sítios de floresta valores da ordem de 2,58 g C kg⁻¹ H₂O. Xiao et al. (2013) obtiveram para áreas de pastagem e agricultura valores de ~0,5 a 1,0 g C kg⁻¹ H₂O, os quais são próximos aos aqui verificados. É possível perceber que a WUE na VS é ~14% inferior que na FP, e que o CE possui uma capacidade ~13% inferior de assimilação de carbono por unidade de água perdida na comparação com áreas de floresta amazônica primária. Também é importante salientar que os valores de WUE nas áreas de SO e PA são, em média, ~44% menores em relação à FP, VS e CE.

5.4. Mudanças de uso e cobertura da terra e impactos nos fluxos de superfície

De maneira a analisar o impacto da conversão do uso da terra nos valores de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, L_↓, L_↑, R_n, ET, GPP, e WUE, foram selecionadas duas situações de mudança que representam processos típicos de alterações ocorrentes atualmente na região amazônica. As situações selecionadas foram: 1) floresta tropical primária (FP) para pastagem (PA), e 2) floresta tropical primária (FP) para soja (SO). Cada tipo de mudança foi representado por 12 polígonos ao longo da área abrangida pelas sete bacias estudadas. Para a situação de conversão da FP para PA a área total dos

polígono analisada foi de 53,7 km² (~4,5 km² cada), enquanto que para a situação de mudança de FP para SO a área total foi de 37,9 km² (~3,2 km² cada). A Figura 5.20 ilustra alguns dos polígonos analisados referentes às situações 1 e 2, com amostras dos *pixels* em imagens TM/Landsat 5 de 2001, OLI/Landsat 8 de 2013 e MODIS/Terra de 2001 e 2013. Os valores mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, L↓, L↑, Rn, ET, GPP, e WUE foram extraídos nas áreas de FP nos sete anos precedentes à conversão para pastagem ou cultivo de soja (2001-2007) e ao longo de cinco anos após tal conversão (2009-2013). A Tabela 5.1 sumariza os resultados sob o ponto de vista médio anual, enquanto as Tabelas 5.2 e 5.3 apresentam os resultados obtidos para as estações úmida e seca nas situações 1 (FP para PA) e 2 (FP para SO), respectivamente.

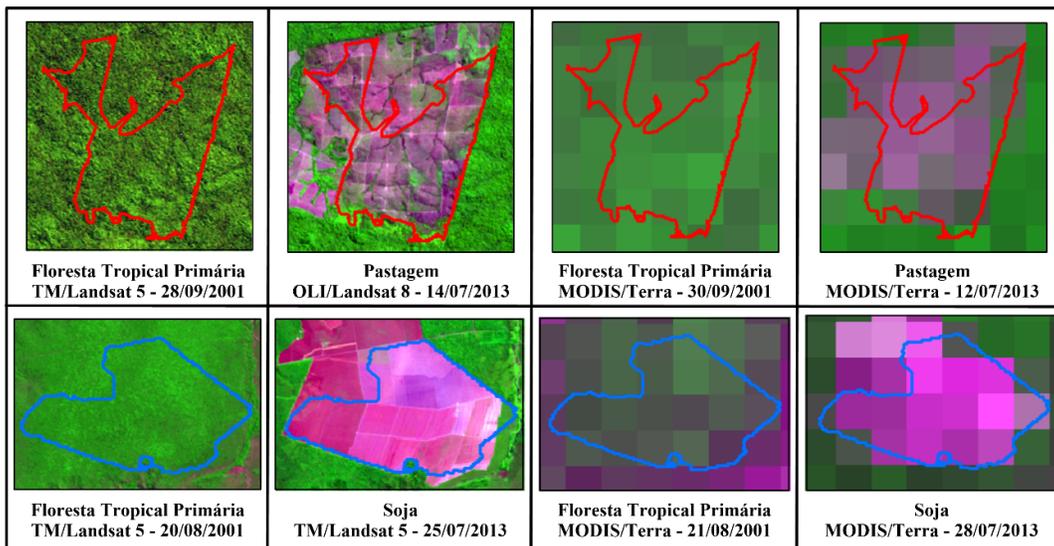


Figura 5.20 - Ilustração de áreas com ocorrência de conversão da floresta tropical primária para pastagem e soja na área de estudo em imagens TM/Landsat 5 (R5G4B3), OLI/Landsat 8 (R5G4B3) e MODIS/Terra (R1G2B1).

Tabela 5.1 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios anuais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água nas situações 1 e 2 de mudança de uso e cobertura da terra.

	Temperatura do ar (°C)	Temperatura da Superfície (°C)	NDVI	Albedo	Rad. IVT Incidente (W m ⁻²)	Rad. IVT Emitida (W m ⁻²)	Balanço de Radiação (W m ⁻²)	Evapotranspiração (mm ano ⁻¹)	Produtividade Primária Bruta (g C m ⁻² ano ⁻¹)	Eficiência de Uso da Água (g C kg ⁻¹ H ₂ O)
Situação 1										
Floresta Tropical Primária	29,9	27,2	0,770	0,153	363,0	444,4	558,9	1175,8	2181,2	1,57
Pastagem	31,1	30,8	0,586	0,172	368,6	464,3	551,6	1105,2	2282,7	1,59
VA	1,2	3,6	-0,184	0,019	5,6	19,9	-7,3	-70,6	101,5	0,02
VR	4,0	13,2	-23,9	12,4	1,5	4,5	-1,3	-6,0	4,7	1,3
Situação 2										
Floresta Tropical Primária	29,8	28,7	0,743	0,148	362,6	453,0	564,5	1071,1	2192,1	1,57
Soja	30,1	32,3	0,476	0,175	363,7	473,1	527,6	877,4	1584,5	1,13
VA	0,3	3,6	-0,267	0,027	1,1	20,1	-36,9	-193,7	-607,6	-0,44
VR	1,0	12,5	-35,9	18,2	0,3	4,4	-6,5	-18,1	-27,7	-28,0

Tabela 5.2 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água para as estações úmida e seca na situação de mudança de floresta tropical primária para pastagem.

	Temperatura do ar (°C)	Temperatura da Superfície (°C)	NDVI	Albedo	Rad. IVT Incidente (W m ⁻²)	Rad. IVT Emitida (W m ⁻²)	Balanço de Radiação (W m ⁻²)	Evapotranspiração (mm mês ⁻¹)	Produtividade Primária Bruta (g C m ⁻² mês ⁻¹)	Eficiência de Uso da Água (g C kg ⁻¹ H ₂ O)
Estação Úmida										
Floresta Tropical Primária	28,4	25,6	0,787	0,152	355,4	434,6	526,0	122,7	225,8	1,94
Pastagem	29,2	28,1	0,669	0,173	359,6	448,8	534,6	116,8	243,1	2,03
VA	0,8	2,5	-0,118	0,021	4,2	14,2	8,6	-5,9	17,3	0,09
VR	2,8	9,8	-15,0	13,8	1,2	3,3	1,6	-4,8	7,7	4,6
Estação Seca										
Floresta Tropical Primária	31,5	28,8	0,753	0,154	370,6	454,3	591,9	73,2	137,8	1,20
Pastagem	32,9	33,5	0,503	0,171	377,6	479,8	568,6	67,4	137,4	1,16
VA	1,4	4,7	-0,250	0,017	7,0	25,5	-23,3	-5,8	-0,4	-0,04
VR	4,4	16,3	-33,2	11,0	1,9	5,6	-3,9	-7,9	-0,3	-3,3

Tabela 5.3 - Variações absoluta (VA) e relativa (VR) (%) dos valores médios mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, evapotranspiração, produtividade primária bruta, e eficiência de uso da água para as estações úmida e seca na situação de mudança de floresta tropical primária para soja.

	Temperatura do ar (°C)	Temperatura da Superfície (°C)	NDVI	Albedo	Rad. IVT Incidente (W m ⁻²)	Rad. IVT Emitida (W m ⁻²)	Balanço de Radiação (W m ⁻²)	Evapotranspiração (mm mês ⁻¹)	Produtividade Primária Bruta (g C m ⁻² mês ⁻¹)	Eficiência de Uso da Água (g C kg ⁻¹ H ₂ O)
Estação Úmida										
Floresta Tropical Primária	28,5	27,1	0,749	0,149	355,9	442,8	550,2	110,1	230,1	1,98
Soja	28,5	29,6	0,559	0,170	356,2	457,2	533,1	98,1	183,8	1,56
VA	0,0	2,5	-0,190	0,021	0,3	14,4	-17,1	-12,0	-46,3	-0,42
VR	0,0	9,2	-25,4	14,1	0,1	3,3	-3,1	-10,9	-20,1	-21,2
Estação Seca										
Floresta Tropical Primária	31,2	30,4	0,737	0,147	369,3	463,2	578,7	68,4	135,3	1,17
Soja	31,7	35,1	0,391	0,180	371,4	489,4	521,9	48,2	80,2	0,70
VA	0,5	4,7	-0,346	0,033	2,1	26,2	-56,8	-20,2	-55,1	-0,47
VR	1,6	15,5	-46,9	22,4	0,6	5,7	-9,8	-29,5	-40,7	-40,2

As situações aqui apresentadas têm sido bastante estudadas através de observações micrometeorológicas, dados de satélites e por modelos regionais e de circulação geral da atmosfera desde o início da década de 1980 na Amazônia. As pesquisas mostram, de um modo geral, que tais alterações no uso da terra ocasionam aumento da temperatura do ar e da superfície, aumento do albedo, diminuição do R_n , diminuição da ET, diminuição da PPT, e aumento das concentrações de CO_2 na atmosfera (NOBRE et al., 1991; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; COSTA; FOLEY, 2000; MORAES et al., 2003; SAMPAIO et al., 2007; PANDAY et al., 2015).

Em uma primeira análise dos resultados obtidos para as situações 1 e 2, percebe-se que há uma relação coerente com os estudos supracitados, pois é possível verificar um acréscimo na temperatura do ar e da superfície, pelo fato dos solos em pastagens ou lavouras de soja estarem mais expostos à radiação solar e absorverem uma maior quantidade de calor em comparação com as áreas de floresta; um aumento do albedo devido, sobretudo, ao fato das folhas das gramíneas ou da soja apresentarem uma maior reflectância que o dossel das árvores; um decréscimo no R_n , que está relacionado ao aumento do albedo, diminuição do K^* e aumento do L^* (devido à maior temperatura do ar e da superfície em áreas com menor cobertura vegetal); e diminuição da ET, ocasionada especialmente pela redução no LAI, da profundidade de raízes e da rugosidade da superfície. Com relação à GPP e, conseqüentemente, WUE, encontrou-se um padrão distinto pós-conversão, ocorrendo um aumento, ainda que pequeno, para a pastagem e uma diminuição para soja. As possíveis causas desses padrões observados serão discutidas mais detalhadamente a seguir.

Com relação à situação 1, ou seja, a mudança de FP para PA, a maior VR foi observada para o NDVI, que reduziu cerca de 24% (Tabela 5.1). Tal variação foi mais pronunciada, como esperado, na estação seca (~33%) em relação à chuvosa (~15%) (Tabela 5.2), fato que está relacionado ao estresse hídrico e diminuição de biomassa verde. Santos et al. (2011), observaram diferenças entre valores de NDVI sob floresta e pasto no estado de RO de até 46%. Os valores médios anuais de temperatura do ar e da superfície na PA (31,1 e 30,8 °C) foram, respectivamente, ~4 e 13% superiores do que na FP (29,9 e 27,2 °C). Em termos absolutos, as diferenças chegaram a 1,2 e 3,6 °C. No período chuvoso, a

temperatura do ar e da superfície na PA são ~3 e 10% superiores do que na FP. Tais diferenças aumentam para ~4 e 16% no período seco. Em um estudo realizado por Santos et al. (2014), foram encontrados valores de temperatura da superfície para os sítios do LBA na Reserva Biológica do Jaru (RBJ) e Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNSA) da ordem de 30,1 e 32,6 °C, respectivamente, o que representa uma diferença de ~8%.

Ainda na conversão de FP para PA, observou-se um incremento no albedo de ~12%, o qual oscilou entre 0,153 e 0,172. A maior diferença no albedo entre as diferentes coberturas vegetais foi verificada no período úmido (~14%) na comparação com o período seco (~11%). A título de comparação, Lean e Rowntree (1997) e Costa e Foley (2000) encontraram valores de albedo relacionados a esse tipo de conversão da ordem de 0,13/0,18 e 0,135/0,173, respectivamente. As quantidades de $L\downarrow$ e $L\uparrow$ foram superiores em ~2 e 5% no período pós-conversão (pastagem). Essas aumentaram de 363 a 368,6 $W m^{-2}$, e de 444,4 a 464,3 $W m^{-2}$, respectivamente. A média anual do L^* foi ~18% superior na PA em relação a FP. Aguiar (2007) observou um L^* médio anual ~35% maior sob condição de pastagem na comparação com floresta primária. Na estação seca, $L\downarrow$ e $L\uparrow$ apresentam valores ~2 e 6% maiores na PA em relação à FP, enquanto na estação úmida as diferenças são menores, da ordem de ~1 e 3%.

No que diz respeito ao R_n , observou-se uma redução de ~1,3%. Na comparação com outros estudos, verificam-se variações de até 11% para o cenário de conversão de floresta para pastagem (CULF et al., 1995; LEAN et al., 1996). Com relação às diferentes estações, verifica-se que o maior impacto no R_n ocasionado pela mudança de FP para PA ocorre durante a estação seca, onde se verifica uma redução de ~4%. A ET média anual sob a FP foi de ~1175,8 $mm ano^{-1}$ ao passo que na PA correspondeu a 1105,2 $mm ano^{-1}$, demonstrando que essa alteração provocou uma redução de 70,6 $mm ano^{-1}$ (~6%). Estudos no leste da Amazônia mostraram valores médios anuais sob floresta tropical e pastagem da ordem de 1025 e 982 $mm ano^{-1}$, respectivamente, demonstrando uma diferença de ~4%, muito próxima à encontrada no presente estudo (PRIANTE FILHO et al., 2004; DIAS et al., 2015). Nos períodos úmido e seco, a ET é, respectivamente, ~5 e 8% inferior na PA em comparação à FP. Isso demonstra que o maior impacto nessa variável ocasionado pela mudança de FP para PA ocorre durante o período seco.

Com relação à GPP, observa-se um aumento dessa variável após a conversão de FP para PA. Esse aumento correspondeu, em termos médios anuais, a ~5%, variando de 2181,2 (FP) a 2282,7 g C m⁻² ano⁻¹ (PA). É importante notar que a maior contribuição para esse aumento ocorreu durante o período chuvoso. Nessa estação a GPP na PA foi ~7,7% superior do que na FP. No período seco verificou-se uma diminuição da GPP na PA em comparação a FP de ~0,3%. Conforme discutido anteriormente, as áreas de PA apresentam valores mais baixos de GPP em relação aos ecossistemas florestais, pelo fato de serem menos produtivas (EL-MASRI et al., 2013). No entanto, é válido destacar que os talhões de PA analisados no presente estudo são considerados jovens ou não degradados. A idade dessas áreas é de no máximo cinco anos (considerando o período entre 2009 e 2013). Pastagens jovens possuem uma maior produtividade em relação à pastagens degradadas, uma vez que o crescimento das gramíneas é constantemente renovado quando as taxas de nutrientes no solo são superiores (TRUMBORE et al., 1995; FELDPAUSCH et al., 2004). Assim, com o tempo, é esperado que os valores de GPP sob pastagens sejam inferiores. Resultados relacionados a um maior sequestro de carbono em áreas de pastagem na comparação com florestas também foram encontrados por Von Randow et al. (2004) em um estudo micrometeorológico no estado de RO. Por fim, com relação à WUE, observou-se um valor ~1% superior na PA do que na FP, o que esteve relacionado justamente a maior GPP observada naquele ecossistema. Durante a estação úmida a WUE é ~5% superior na PA, enquanto no período seco ela é ~3% inferior.

No que diz respeito à situação 2, referente à mudança de FP para SO, observa-se que a maior VR esteve relacionada, assim como na situação 1, ao NDVI (Tabela 5.1). Esse variou de 0,743 a 0,476, representando uma diminuição de ~36%. O maior impacto sob essa variável ocorreu no período seco, da ordem de ~47%, em comparação com o período chuvoso, que foi de ~24% (Tabela 5.3). A menor diferença entre FP e SO no período chuvoso se dá pela maior quantidade de biomassa verde, o qual ocorre devido ao fato da cultura de soja estar em plena fase de crescimento durante esse período do ano. A conversão de FP para SO ocasionou um aumento nos valores médios anuais de temperatura do ar e da superfície de ~1% (0,3 °C) e ~13% (3,6 °C), respectivamente. Sampaio et al. (2007), observaram valores de temperatura da superfície aumentando em

4,2 °C na situação de conversão da floresta tropical por soja. Durante o período seco, a temperatura do ar e da superfície na SO são ~2 e 15% superiores em relação à FP. No período chuvoso observa-se uma diminuição dessas diferenças, que ficam entre ~0 e 9%. Salienta-se que tais padrões, relacionados a um maior aumento na temperatura da superfície em relação a temperatura do ar, assim como um maior impacto durante a estação seca, foram os mesmos observados para a situação 1. Ainda, salienta-se que a VA e VR na temperatura do ar e da superfície para as duas situações são muito semelhantes.

O albedo médio anual foi de 0,148 na FP e 0,175 na SO, evidenciando um aumento nessa variável, causado pela mudança do uso da terra, de ~18%. Em um estudo numérico de modelagem desenvolvido por Yanagi (2006), foram encontrados valores médios anuais de albedo pré e pós-desflorestamento (soja) da ordem de 0,127 e 0,237, respectivamente. A maior diferença no albedo entre FP e SO foi verificada na estação seca (~22%) em comparação com a estação úmida (~14%). Os fluxos de L_{\downarrow} e L_{\uparrow} tiveram um aumento de ~0,3 e 4,4% em decorrência do desflorestamento e conversão para SO. Os aumentos foram de 362,6 a 363,7 $W m^{-2}$, e 453,0 e 473,1 $W m^{-2}$, respectivamente. O L^* foi cerca de 21% maior para a condição de SO. No mesmo estudo realizado por Yanagi (2006), foi observado um L^* da ordem de ~47% superior para áreas de soja em comparação com áreas de floresta amazônica. No período mais seco do ano, L_{\downarrow} e L_{\uparrow} apresentam valores ~0,6 e 5,7% maiores na AG em relação à FP, enquanto na estação úmida as diferenças são menores, da ordem de ~0,1 e 3,3%. O comportamento referente a um maior aumento em L_{\uparrow} do que em L_{\downarrow} causado pela conversão de FP para SO foi o mesmo observado para a situação de mudança de FP para PA, com o maior impacto ocorrendo, da mesma forma, durante a estação seca. Salienta-se que o maior aumento observado para a radiação IVT emitida na relação com a radiação IVT incidente foi governado pelo maior incremento nos valores de temperatura da superfície na comparação com a temperatura do ar nas duas situações de mudança da cobertura vegetal.

Observou-se um impacto na média anual do R_n de ~7%, idêntico ao obtido por Sampaio et al. (2007) em um cenário de substituição de floresta tropical por soja. No entanto, esse resultado difere do encontrado por Souza et al. (2013), o qual foi da ordem de ~16%. É possível notar que a redução de R_n ocasionada pela mudança de FP para AG é mais

pronunciada para a estação seca (~10%) quando comparada com a estação úmida (~3%). Esse maior impacto no Rn durante a estação seca também foi constatado para a situação 1. O valor médio anual de ET na FP correspondeu a 1071,1 mm ano⁻¹, reduzindo ~200 mm ano⁻¹, ou ~18%, com a conversão para SO. Em estudo realizado por Dias et al. (2015), foi encontrada uma redução de ~34% em uma simulação da conversão de floresta por cultivo de soja. Durante a estação úmida, a ET na SO é ~12 mm mês⁻¹ (ou ~11%) inferior que na FP. Essa diferença aumenta para 20 mm mês⁻¹ (~30%) na estação seca. De maneira similar ao verificado para a mudança de FP para PA, o maior impacto no balanço de umidade na conversão de FP para SO ocorre durante o período mais seco do ano. Cabe salientar que o impacto na estação seca causado pela situação 2 é superior ao da situação 1 pelo fato de que no período úmido na região a soja encontra-se em plena fase de crescimento, possuindo um maior acréscimo proporcionalmente na ET em relação à PA durante essa estação do ano. Nesse sentido, comparando-se os valores de ET nas diferentes estações para PA e SO, verifica-se que na PA a ET foi ~73% superior no período úmido em relação ao seco, enquanto que na SO o valor foi ~104% superior.

É possível denotar uma diminuição considerável na GPP após a conversão de FP para SO. Tal decréscimo foi, sob o ponto de vista média anual, de ~27%, com valor de 2192,1 g C m⁻² ano⁻¹ para FP e de 1584,5 g C m⁻² ano⁻¹ para SO. A maior contribuição para essa diminuição ocorreu no período seco, chegando a ~41%, enquanto no período úmido não ultrapassou a ~20%. A menor GPP na SO em relação à FP, e o fato da redução ser mais evidente na estação seca ocorreram conforme o esperado pela menor produtividade de ecossistemas agrícolas em comparação com florestas e pelos picos de produção de biomassa na soja ocorrerem durante o período úmido na região (RISSO et al., 2012; EL-MASRI et al., 2013). A WUE, seguindo a tendência observada para a GPP, foi ~28% inferior na SO (1,13 g C kg⁻¹ H₂O) em relação à FP (1,57 g C kg⁻¹ H₂O). No período mais úmido do ano, a WUE na SO foi ~21% inferior do que na FP. Essa diferença aumentou para ~40% durante a estação seca.

Em síntese quanto aos resultados discutidos anteriormente, é possível notar que a conversão de FP para SO possui um maior impacto no clima regional da porção leste da Amazônia na comparação com a alteração de FP para PA. Isso pode ser observado pelo

fato da conversão de FP para SO ocasionar um maior albedo, menor Rn (ou seja, menor quantidade de energia disponível para o resfriamento do ar próximo à superfície e lançamento de umidade na atmosfera), menor ET, menor GPP e, conseqüentemente, menor WUE (Tabela 5.1). Tais resultados concordam, entre outros, com os obtidos por Costa et al. (2007) e Sampaio et al. (2007). Ainda, é importante salientar que, de um modo geral, em ambas as situações (FP para PA e FP para SO) os maiores impactos nas magnitudes dos valores ocorrem durante a estação seca. Por fim, fazendo uma breve relação dos efeitos combinados da conversão de um importante ecossistema natural da região amazônica, no caso a floresta tropical, por ecossistemas agrícolas (pastagem ou soja), observam-se aumentos médios anuais de ~2%, ~13%, ~15%, ~1%, e ~4% para temperatura do ar e da superfície, albedo, L_{\downarrow} , e L_{\uparrow} , e diminuições médias anuais de ~30%, ~4%, ~12%, ~11%, e ~13% para NDVI, Rn, ET, GPP, e WUE.

5.5. Eventos de queimada em áreas florestais e impactos nos fluxos de superfície

Os episódios de queimada são extremamente prejudiciais para a região amazônica, afetando, entre outros, o ciclo natural da vegetação e o funcionamento dos ecossistemas (COCHRANE; SCHULZE, 1998). Os efeitos de fogos florestais nos fluxos de radiação e ciclos de água e carbono ainda não são bem compreendidos, sobretudo pela dificuldade em obter medidas dessas variáveis em áreas afetadas por queimadas com alta cobertura espacial e temporal (RANDERSON et al., 2006). De modo a analisar esses impactos em curto e longo prazo, foram selecionados dois talhões (talhão 1=122,1 km², 8,69° S e 8,82° S / 51,31° W e 51,44° W; talhão 2=100,5 km², 8,56° S e 8,61° S / 51,29° W e 51,48° W) submetidos ao fogo no dia 12/09/2010 na região central da área de estudo (município de Cumaru do Norte, sul do estado do PA) (Figura 5.21). Os valores mensais de temperatura do ar e da superfície, NDVI, Rn_{24h}, ET, GPP, e WUE foram extraídos para ambos os talhões durante um período de seis anos, entre setembro de 2007 a setembro de 2013. Ou seja, obtiveram-se os fluxos de superfície em três anos precedentes (09/2007 a 08/2010) e posteriores (10/2010 a 09/2013) aos eventos de queimada. A Figura 5.22 apresenta as séries temporais das diferentes variáveis para ambos os talhões, englobando o período entre setembro de 2007 e setembro de 2013. Na Tabela 5.4 é possível observar os valores médios anuais das distintas variáveis para cada talhão selecionado, assim como a média

entre ambos, para os períodos pré-queimada (09/2007 - 08/2010), e um ano (10/2010 - 09/2011), dois anos (10/2010 - 09/2012) e três anos pós-queimada (10/2010 - 09/2013).

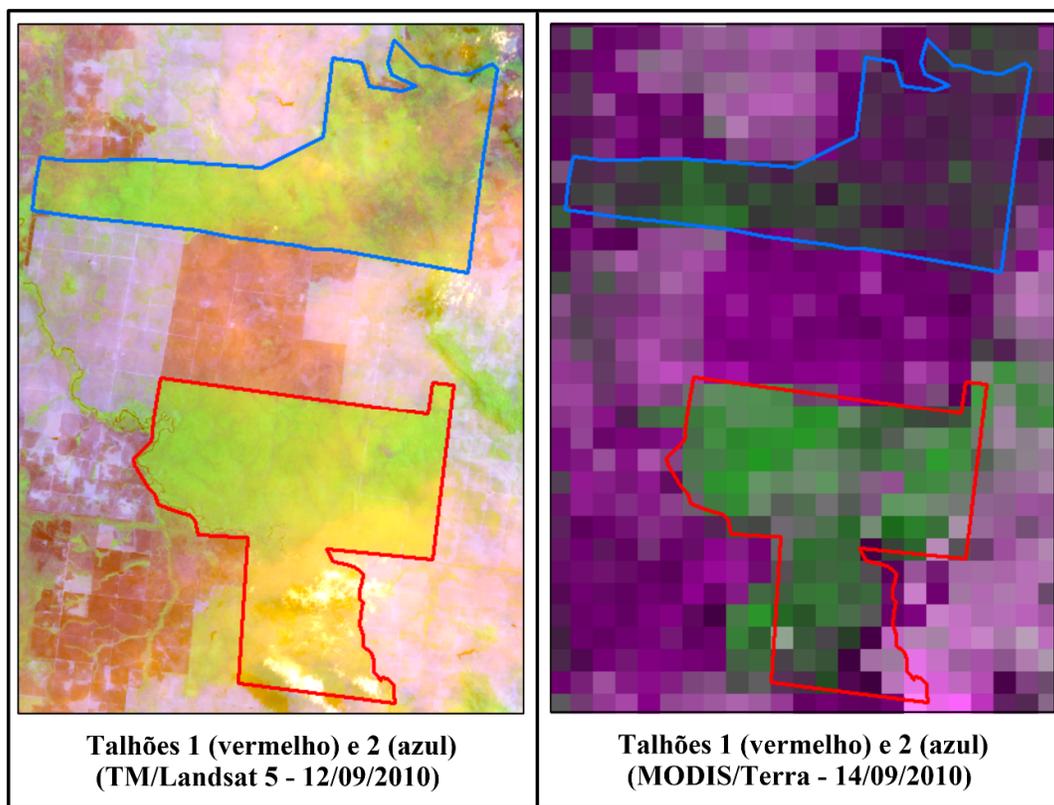


Figura 5.21 - Ilustração dos talhões submetidos a queimada em imagens TM/Landsat 5 (R3G4B5) de 12/09/2010 (dia dos eventos de fogo) e MODIS/Terra (R1G2B1) de 14/09/2010 (dois dias após os eventos de fogo).

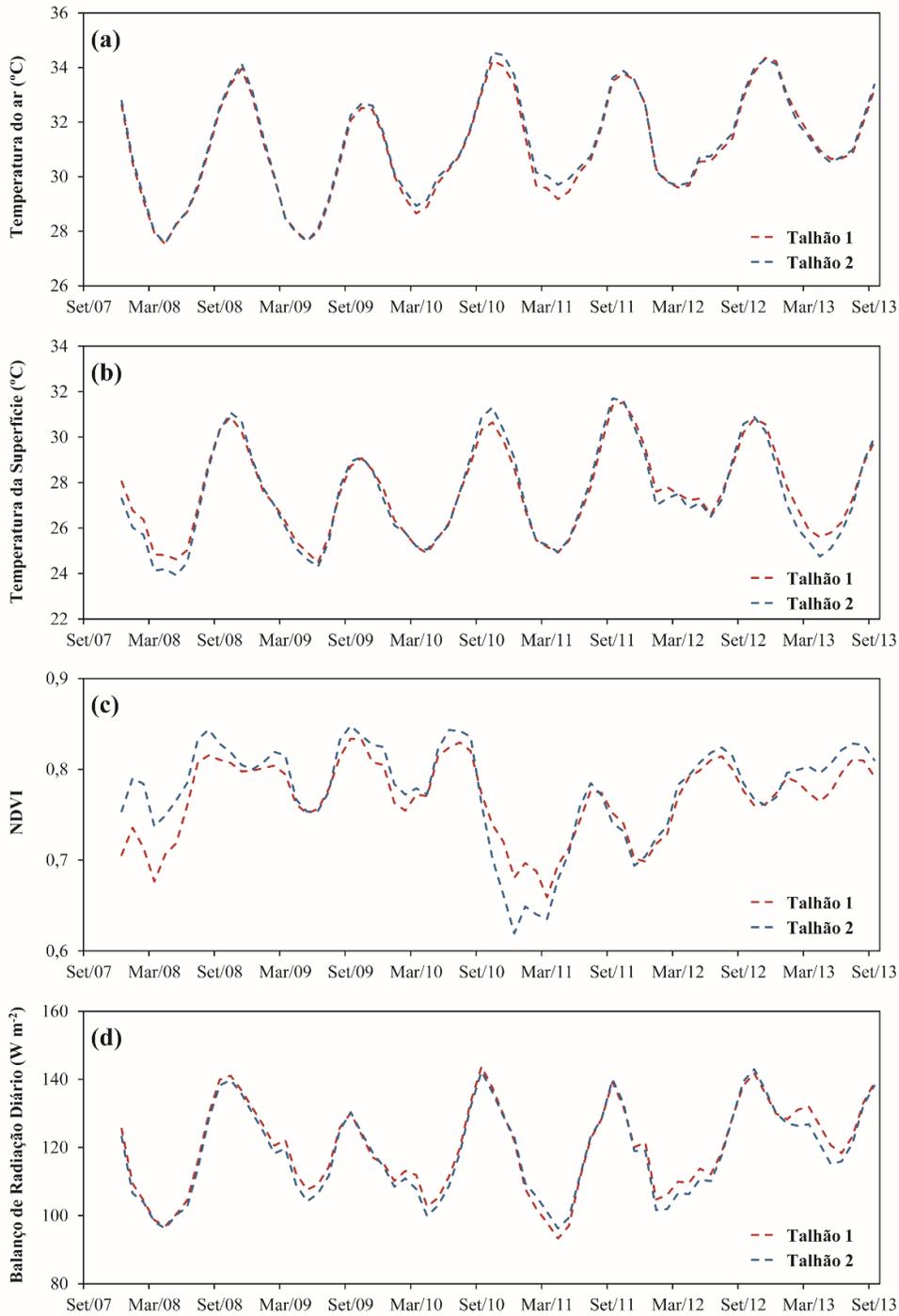


Figura 5.22 - Temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), balanço de radiação diário (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i), e eficiência de uso da água (j) nos talhões de floresta queimados. Os gráficos foram construídos utilizando uma média móvel de período 4 considerando os valores mensais entre setembro de 2007 e setembro de 2013. (Continua).

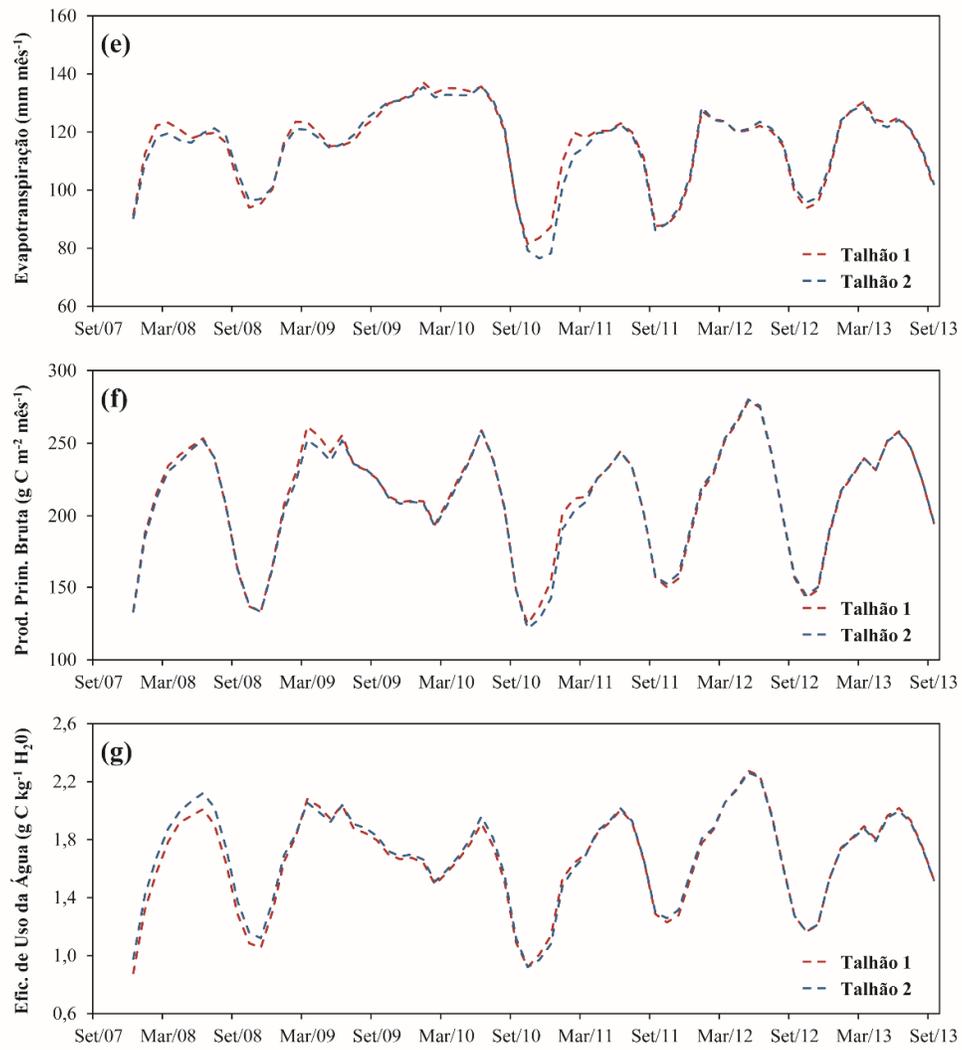


Figura 5.22 - Conclusão.

Tabela 5.4 - Valores médios anuais de temperatura do ar (a) e da superfície (b), NDVI (c), albedo (d), balanço de radiação diário (g), evapotranspiração (h), produtividade primária bruta (i), e eficiência de uso da água (j) nos talhões de floresta (1 e 2) para os períodos pré-queimada, 1 ano pós-queimada, 2 anos pós-queimada e 3 anos pós-queimada. As variações relativas (VR) foram calculadas com base nos valores médios anuais pré-queimada.

	Temperatura do ar (°C)	Temperatura da Superfície (°C)	NDVI	Balanço de Radiação Diário (W m ⁻²)	Evapotranspiração (mm ano ⁻¹)	Produtividade Primária Bruta (g C m ⁻² ano ⁻¹)	Eficiência de Uso da Água (g C kg ⁻¹ H ₂ O)
Pré-Queimada							
Talhão 1	30,5	27,2	0,777	119,3	1412,4	2498,2	1,61
Talhão 2	30,6	27,1	0,798	117,6	1408,0	2477,3	1,66
Média	30,6	27,2	0,788	118,5	1410,2	2487,8	1,64
1 Ano Pós-Queimada							
Talhão 1	31,5	27,9	0,721	114,7	1271,8	2369,4	1,58
Talhão 2	31,8	28,1	0,699	116,3	1229,6	2325,2	1,57
Média	31,7	28,0	0,710	115,5	1250,7	2347,3	1,58
VR	3,6	2,9	-9,9	-2,5	-11,3	-5,6	-3,7
2 Anos Pós-Queimada							
Talhão 1	31,4	28,1	0,743	116,8	1330,4	2489,9	1,68
Talhão 2	31,6	28,1	0,736	116,8	1315,8	2478,2	1,67
Média	31,5	28,1	0,740	116,8	1323,1	2484,1	1,68
VR	2,9	3,3	-6,1	-1,4	-6,2	-0,1	2,4
3 Anos Pós-Queimada							
Talhão 1	31,7	28,0	0,757	121,0	1349,9	2543,7	1,70
Talhão 2	31,8	27,9	0,758	120,1	1340,8	2537,7	1,69
Média	31,8	28,0	0,758	120,6	1345,4	2540,7	1,70
VR	3,9	2,9	-3,8	1,8	-4,6	2,1	3,7

Ao analisar a Figura 5.22 e a Tabela 5.4 se percebe que tanto a magnitude quanto o padrão sazonal dos valores de temperatura do ar e da superfície, NDVI, Rn_{24h}, ET, GPP, e WUE são muito similares em ambos os talhões. Isso ocorreu como esperado, e está relacionado, entre outros, ao fato dos talhões localizarem-se muito próximos, ou seja, sob as mesmas

condições climáticas locais, apresentarem características espectrais e de textura do dossel similares, e pelo fato de terem sido submetidos a queimadas no mesmo dia (ambos sob fase de chamas) (item 4.1). As diferenças, em termos médios anuais, considerando o período entre 09/2007 e 09/2013, são de ~0,3%, ~0,4%, ~1,2%, ~1,1%, ~0,5%, ~0,5%, e ~1,2% para temperatura do ar e da superfície, NDVI, R_{n24h} , ET, GPP, e WUE, respectivamente. Ainda, considerando a média anual entre 09/2007 e 08/2010 (antes da queimada) e 10/2010 e 09/2013 (após a queimada), verificam-se pequenas diferenças nos valores das diferentes variáveis entre os talhões, da ordem de ~0,3 a 3,1%, e ~0,1 a 0,7%, respectivamente. A seguir será feita uma análise para cada variável nos períodos anteriores e posteriores ao fogo, considerando a média obtida entre ambos os talhões.

As temperaturas do ar e da superfície apresentaram valores médios anuais, considerando o período de três anos antes da queimada, de 30,6 e 27,2 °C, respectivamente. No mês logo após a queimada (10/2010) verificaram-se valores de temperatura do ar e da superfície atingindo 35,8 e 29,8 °C. Na comparação dessas temperaturas com o valor médio um ano depois do evento, verificam-se reduções de 4,1 °C (~11%) e 1,8 °C (~6%). Considerando a média anual pré-queimada e após três anos de ocorrência do fogo, é possível notar que tanto a temperatura do ar (30,6 °C) quanto da superfície (27,2 °C) nas áreas analisadas tiveram seus valores aumentados. A temperatura do ar aumentou em 1,2 °C, ou ~4%, chegando a 31,8 °C, enquanto a temperatura da superfície teve uma elevação de 0,8 °C, ou ~3%, atingindo 28 °C. Tal comportamento ocorreu como o esperado e se relaciona, entre outros, a alterações na emissividade e nas características de absorção da radiação solar pelos dosséis florestais após a ocorrência de fogo (ARINO et al., 2001).

O NDVI teve uma queda de ~13% considerando o mês imediatamente anterior (08/2010) e posterior (10/2010) ao fogo. Os valores observados para esses meses, na média para os dois talhões, foram de 0,767 e 0,668. O valor médio anual para o período pré-queimada (entre 09/2007 e 08/2010) foi de 0,788. Um ano após a queimada foi verificado um valor médio de 0,710, o que demonstra um aumento de ~6% na comparação com o valor verificado logo após a queimada (0,668) e uma diminuição de ~10% em relação ao valor médio anual pré-queimada (0,788). Ao completar, respectivamente, dois e três anos após a queimada os valores médios eram de 0,740 e 0,758. Esses resultados mostram que o

NDVI aumentou a uma taxa de ~4% ao ano logo após a ocorrência do fogo e que, em termos médios anuais, a queimada ocasionou uma diminuição no NDVI dos talhões analisados de também ~4%. O NDVI tem sido usado em diversos estudos relacionados à recuperação de áreas de vegetação após a ocorrência de queimadas (RIAÑO et al., 2002; LANORTE et al., 2014). Tais pesquisas mostram uma tendência similar à observada no presente estudo, ou seja, de incremento do NDVI com o passar do tempo, podendo chegar próximo ou até mesmo ultrapassar os valores verificados antes da ocorrência desses episódios. No entanto, é importante salientar que as taxas de aumento ao longo do tempo variam de acordo com tipos específicos de vegetação, condições do clima, entre outros.

O Rn_{24h} no mês anterior a queimada era de $143,4 \text{ W m}^{-2}$, diminuindo para $107,9 \text{ W m}^{-2}$ no mês posterior ao evento. Isso demonstra um decréscimo de $35,5 \text{ W m}^{-2}$, ou ~25%. Tal decréscimo está relacionado à diminuição do albedo, causada pela maior absorção de radiação solar pelas cinzas escuras presentes no solo, e aumento da temperatura do ar e da superfície, de acordo com o discutido anteriormente, o que causa alterações no L^* (VERAVERBEKE et al., 2014). A título de comparação, Chambers et al. (2005) encontraram uma redução de ~10% no balanço de radiação para o período imediatamente anterior e posterior a um evento de queimada em área de floresta boreal. A média anual do Rn_{24h} para o período pré-queimada foi de $188,5 \text{ W m}^{-2}$. Após o considerável decréscimo observado no mês posterior a queimada ($107,9 \text{ W m}^{-2}$), o Rn_{24h} apresentou uma taxa de incremento médio anual de ~4%, atingindo valores de 115,5, 116,8 e $120,6 \text{ W m}^{-2}$, ao final do primeiro, segundo e terceiro ano após os episódios de fogo. É possível perceber que após três anos as áreas foram capazes de recuperar seus estados originais em termos de fluxos de radiação, apresentando um valor ~2% superior à média anual para o período pré-queimada. Por fim, uma análise das séries temporais de Rn_{24h} considerando a média para ambos os talhões no período seco e úmido antes e após a queimada mostrou variações de ~0,3% ($128,9$ e $129,3 \text{ W m}^{-2}$) (seco) e ~4% ($108,0$ e $111,8 \text{ W m}^{-2}$) (úmido).

A ET mensal apresentou uma redução imediata de ~31% ao considerar as estimativas obtidas, em média para os talhões 1 e 2, nos meses de agosto ($99,2 \text{ mm mês}^{-1}$) e outubro ($68,9 \text{ mm mês}^{-1}$) de 2010. A média anual para o período pré-queimada (09/2007 - 08/2010) correspondeu a $1410,2 \text{ mm ano}^{-1}$. A análise dos dados ao longo de 12 meses

após a ocorrência do fogo mostrou um valor médio de $1250,7 \text{ mm ano}^{-1}$, evidenciando uma redução de $\sim 11\%$ em relação ao valor médio anual para o período antes da queimada. Os valores médios anuais para dois e três anos após a queimada foram de $1323,1$ e $1345,4 \text{ mm ano}^{-1}$, o que mostra uma diminuição das diferenças na comparação com o período anterior ao fogo com o passar do tempo. Dois anos após a queimada a diferença com o valor médio anual pré-queimada era de $\sim 6\%$, e três anos após diminuiu para $\sim 5\%$. As áreas analisadas foram capazes de recuperar os fluxos evapotranspirativos a uma taxa aproximada de 21% ao ano. No entanto, é possível observar que as queimadas ocasionaram nos talhões analisados, tendo por base os três anos posteriores ao fogo, uma redução da ET da ordem de $64,8 \text{ mm ano}^{-1}$ ($\sim 5\%$). Análises realizadas por Nolan et al. (2014) em áreas de eucalipto dois anos após a ocorrência de queimada mostraram uma redução nos valores de ET da ordem de 3% . A avaliação das séries temporais demonstrou que após a queimada houve uma redução de $\sim 8\%$ na ET no período seco e $\sim 1\%$ no úmido.

A GPP para o mês anterior à ocorrência das queimadas (08/2010) correspondeu a $133,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$, aumentando para $138,9 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$ no mês subsequente (10/2010), o que representa uma variação de $\sim 4\%$. Esse aumento imediato da produtividade no mês seguinte a queima pode estar relacionado, conforme Rap et al. (2015), ao fato de que a presença de aerossóis na atmosfera provenientes do fogo causam um maior espalhamento da radiação solar, aumentando a fração da radiação difusa e a eficiência da fotossíntese. A média anual da GPP para o período de três anos precedente a queimada foi de $2487,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Na avaliação dos valores ao longo do ano diretamente posterior ao fogo, foi observado um valor médio de $2347,3 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, o que demonstra uma redução de $\sim 6\%$ na comparação com o valor médio anual pré-queimada. Uma das explicações para esse padrão é a redução da produtividade, sobretudo, nos estratos inferiores do dossel, os quais são mais afetados por eventos de queimada em florestas amazônicas. As médias anuais considerando os períodos de dois e três anos após os eventos de queimada corresponderam a $2484,1$ e $2540,7 \text{ g C m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, respectivamente. A análise das séries temporais mostrou uma taxa anual de crescimento da produtividade após queimada pelos talhões analisados de $\sim 17\%$, com o valor médio ao final do terceiro ano da ordem de $\sim 2\%$ superior ao verificado antes do fogo. Na média para a estação seca após a queimada,

observou-se um incremento de ~5% da GPP na comparação com antes do fogo. Para a estação chuvosa, a GPP observada antes e após os episódios de queimada foi muito próxima, da ordem de ~0,1% superior no período posterior.

O comportamento da WUE nos talhões estudados no período anterior e posterior aos episódios de queimada foi muito similar ao observado para a GPP. Na comparação do mês anterior com o mês posterior ao fogo, observou-se um pequeno incremento da WUE em ~4%, variando de 1,0 a 1,4 g C kg⁻¹ H₂O, respectivamente. Tal acréscimo se deu pelo aumento da produtividade no mês subsequente a queima, conforme discutido anteriormente, pela maior disponibilidade de radiação difusa a ser utilizada pelos dosséis para os processos de fotossíntese. A WUE média anual para o período precedente ao fogo foi de 1,64 g C kg⁻¹ H₂O. As médias anuais para os períodos entre 10/2010 - 09/2011, 10/2010 - 09/2012 e 10/2010 - 09/2013 corresponderam a 1,58, 1,68 e 1,70 g C kg⁻¹ H₂O. Tendo por base o valor no mês seguinte a queimada e o valor ao final dos três anos posteriores, observou-se um incremento médio anual de ~21%. A partir desses resultados, se verifica que em um período de três anos após os episódios de queimada os talhões analisados passaram a ter uma WUE média anual superior em ~4% com relação ao seu estado original (pré-queimada). Por fim, a avaliação das séries temporais demonstrou que após a queimada houve um aumento de ~7% na WUE no período seco e ~2% no chuvoso. Observa-se que a ocorrência de queimada ocasionou uma tendência de maior produtividade e assimilação de carbono durante o período seco em relação ao úmido.

5.6. Validação

Os resultados apresentados abrangem todo o período entre 2001 e 2006, exceto quando houve valores *no data* (máscara de nuvens) no conjunto de dados de reanálise e MODIS, ou erros nas medidas de superfície. Primeiramente, será realizada a avaliação dos dados de reanálise, em seguida das estimativas do Rn utilizando o modelo SEBAL e imagens MODIS, e por fim das estimativas de ET, GPP e WUE obtidas através dos produtos MOD16 e MOD17.

5.6.1. Dados de reanálise

Na Tabela 5.5 são mostrados os resultados de comparação entre a K_{\downarrow} , $K_{\downarrow 24h}$ e temperatura do ar obtidos a partir do GLDAS, com medidas de superfície dos sítios do LBA. O MRE para K_{\downarrow} foi de ~10 a 11% em relação às medidas de campo. O bias variou entre 45,7 e 70,5 $W m^{-2}$, enquanto o RMSE oscilou entre 72,7 e 86,5 $W m^{-2}$. Baik e Choi (2015), comparando a K_{\downarrow} obtida por imagens de satélite e dados de superfície, observaram valores de bias e RMSE variando entre -21,6 a -112,6 $W m^{-2}$, e 107,1 a 202,4 $W m^{-2}$, respectivamente. O r^2 médio foi de 0,82, oscilando entre 0,78 e 0,86 nos sítios do K77 e K83, respectivamente. Em um estudo desenvolvido por Shi e Liang (2013) para analisar a K_{\downarrow} adquirida a partir de quatro diferentes conjuntos de dados de reanálise, foram encontrados valores de r^2 variando entre 0,42 e 0,47. A respeito da $K_{\downarrow 24h}$, considerando os dois sítios, verificou-se um MRE de ~17%. Os valores de bias e RMSE foram da ordem de 25,4 a 36,5 $W m^{-2}$, e 32,2 a 41,2 $W m^{-2}$, respectivamente. Em uma base diária, Hou et al. (2014) observaram valores de bias e RMSE entre 21 a 25 $W m^{-2}$, e 27 a 28 $W m^{-2}$, respectivamente. O r^2 médio verificado no presente estudo foi 0,76, ao passo que Hou et al. (2014) observaram um valor de 0,98. Em geral, considerando tanto K_{\downarrow} quanto $K_{\downarrow 24h}$, é importante notar que os valores foram superestimados na comparação com os dados de superfície. Ainda, verifica-se que os resultados foram mais acurados para o sítio de pastagem (K77) do que no sítio de floresta (K83).

A temperatura do ar apresentou os resultados mais acurados entre os dados de reanálise avaliados nesse estudo. Em média para os três sítios, o MRE foi de ~5%, variando entre ~3,7% (K77) e ~6,6% (K67). Para o K83 foi observado um MRE de ~6,1%. Da mesma maneira como verificado para K_{\downarrow} e $K_{\downarrow 24h}$, foi observada uma maior concordância entre os dados do GLDAS e LBA sob a condição de pastagem em comparação à floresta. Os valores médios de bias e RMSE corresponderam a 1,2 e 2 $^{\circ}C$, respectivamente, e o r^2 foi de 0,80. Bisht et al. (2005), utilizando imagens MODIS para estimar a temperatura do ar, observou valores de bias, RMSE e r^2 de -2,1 $^{\circ}C$, 5 $^{\circ}C$ e 0,62, respectivamente. Com base nos resultados obtidos, salienta-se que a hipótese de usar dados de reanálise como informação de entrada ao modelo SEBAL é válida, servindo como alternativa ao uso de dados observacionais em regiões onde esse tipo de informação é limitado.

Tabela 5.5 - Valores médios observados e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de determinação (r^2) ($p < 0,05$), e erro médio relativo (MRE) para a radiação solar incidente, radiação solar incidente diária e temperatura do ar.

		K67	K83	K77
Radiação Solar Incidente (K_{\downarrow}) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	--	637,1	667,6
	Média Est.	--	707,6	713,3
	bias	--	70,5	45,7
	RMSE	--	86,5	72,7
	r^2	--	0,86	0,78
	MRE (%)	--	11,1	9,9
Radiação Solar Incidente Diária ($K_{\downarrow 24h}$) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	--	189,5	200,9
	Média Est.	--	226,0	226,3
	bias	--	36,5	25,4
	RMSE	--	41,2	32,2
	r^2	--	0,81	0,71
	MRE (%)	--	19,5	14,0
Temperatura do Ar (T_a) ($^{\circ}C$)	Média Obs.	27,2	27,4	28,9
	Média Est.	29,0	29,0	29,1
	bias	1,8	1,6	0,2
	RMSE	2,3	2,3	1,4
	r^2	0,84	0,77	0,78
	MRE (%)	6,6	6,1	3,7

5.6.2. Estimativa do balanço de radiação

Na Tabela 5.6 são apresentados os resultados de comparação entre o albedo, L_{\downarrow} , L_{\uparrow} , R_n , e R_{n24h} estimados a partir do SEBAL, e medidas de superfície do LBA. O albedo apresentou o mais elevado MRE entre todos os componentes do R_n . Em média para os sítios do K77 e K83, o MRE correspondeu a ~32%, sendo que no K83 foi de ~43%, enquanto no K77 correspondeu a ~20%. Houveram superestimativas de 0,044 e 0,028 para os sítios de floresta e pastagem, respectivamente. Na média, o RMSE do albedo foi de 0,047 e o r^2 de 0,16. Tais resultados revelam uma certa ineficiência do algoritmo de Liang (2001) (descrito no item 4.6) para estimativa do albedo através de produtos MOD09 na região amazônica. Em um estudo de validação do produto MCD43, Hou et al. (2014) verificaram que as estimativas de albedo foram subestimadas, apresentando valores de bias, RMSE e r^2 , em média, de -0,024, 0,029 e 0,32, respectivamente. Utilizando diferentes conjuntos de dados de SR na região do platô tibetano, Shi e Liang (2013) observaram valores de RMSE e r^2 da ordem de 0,06 e 0,07, e 0,04 e 0,10, respectivamente.

Tabela 5.6 - Valores médios observados e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de determinação (r^2) ($p < 0,05$), e erro médio relativo (MRE) para o albedo, radiação IVT incidente e emitida, balanço de radiação, e balanço de radiação diário.

		K67	K83	K77
Albedo	Média Obs.	--	0,110	0,169
	Média Est.	--	0,153	0,197
	bias	--	0,044	0,028
	RMSE	--	0,052	0,041
	r^2	--	0,18	0,14
	MRE (%)	--	43,4	20,1
Radiação IVT Incidente ($L\downarrow$) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	--	436,8	441,0
	Média Est.	--	371,5	369,2
	bias	--	-65,3	-71,8
	RMSE	--	66,6	73,9
	r^2	--	0,06	0,05
	MRE (%)	--	14,9	16,2
Radiação IVT Emitida ($L\uparrow$) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	--	468,7	486,9
	Média Est.	--	432,3	440,4
	bias	--	-36,4	-46,5
	RMSE	--	37,1	47,9
	r^2	--	0,34	0,59
	MRE (%)	--	7,8	9,5
Balanço de Radiação (R_n) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	489,0	466,6	480,7
	Média Est.	525,6	521,6	511,2
	bias	36,6	55,1	30,5
	RMSE	68,2	88,8	71,6
	r^2	0,64	0,78	0,35
	MRE (%)	12,5	16,4	13,1
Balanço de Radiação Diário (R_{n24h}) ($W m^{-2}$)	Média Obs.	128,9	132,9	126,6
	Média Est.	115,9	127,4	113,6
	bias	-13,0	-5,4	-13,0
	RMSE	18,7	19,7	24,8
	r^2	0,57	0,31	0,06
	MRE (%)	11,3	12,1	15,9

Em relação aos componentes do balanço de radiação IVT, foi encontrado um MRE, em média, de ~16% para a porção que é emitida da atmosfera em direção à superfície, e de ~9% para a porção que é emitida da superfície para a atmosfera. Bisht e Bras (2011), analisando a acurácia de $L\downarrow$ e $L\uparrow$ estimadas também a partir de dados MODIS, encontraram erros entre ~4 e 8%, e ~9 e 12%, respectivamente. Para ambas as componentes foram observadas subestimativas, em média, de -68,6 e -41,5 $W m^{-2}$ para $L\downarrow$ e $L\uparrow$, respectivamente. O RMSE oscilou entre 66,6 e 73,9 $W m^{-2}$ para a porção incidente, e de 37,1 a 47,9 $W m^{-2}$ para a porção emitida. Os coeficientes de determinação foram, em média, de 0,06 e 0,47 para $L\downarrow$ e $L\uparrow$, respectivamente. Oliveira e Moraes (2013) observaram biases entre -55,8 e 13,4 $W m^{-2}$ (-21,2 $W m^{-2}$ em média), e -41,8 e -15,3 W

m^{-2} ($-28,6 \text{ W m}^{-2}$ em média) para L_{\downarrow} e L_{\uparrow} . Em relação ao RMSE, Bisht e Bras (2011) verificaram valores para L_{\downarrow} variando entre 28,2 e 37,6 W m^{-2} , e para L_{\uparrow} entre 17,1 e 35,3 W m^{-2} . Os valores de r^2 obtidos por Shi e Liang (2013) foram de 0,12 e 0,02 para L_{\downarrow} e L_{\uparrow} , respectivamente. É possível observar, em geral, que os resultados para os componentes do balanço de radiação IVT foram melhores para a porção emitida pela superfície. Isso está de acordo com outros estudos que apontam que L_{\downarrow} é um dos componentes do R_n mais difíceis de ser estimado (DARNELL et al., 1983; AGUIAR et al., 2011). Como descrito no item 4.6, o modelo SEBAL utiliza a lei de Stefan-Boltzmann para obter L_{\downarrow} , assumindo que a emissividade da atmosfera pode ser computada através de uma fórmula empírica baseada na transmitância atmosférica, a qual considera, sobretudo, a altitude da área de estudo. Conforme alguns autores, a estimativa acurada de L_{\downarrow} é dependente de informações sobre a concentração de gases estufa e perfis de umidade e temperatura do ar (TANG; LI, 2008; WANG; LIANG; 2009). No entanto, esses tipos de dados são extremamente custosos para obtenção, especialmente na região estudada.

Os valores de MRE do R_n e R_{n24h} foram, em média para os três sítios, da ordem de ~ 14 e 13%, respectivamente. Outros estudos também utilizando imagens orbitais apresentaram erros no R_n e R_{n24h} variando entre ~ 13 e 24% (BISHT; BRAS, 2011), e ~ 12 e 14% (HOU et al., 2014), respectivamente. O R_n teve a tendência de ser superestimado, com biases entre 30,5 e 55,1 W m^{-2} , enquanto o R_{n24h} tendeu a ser subestimado, apresentando biases de -5,4 a -13 W m^{-2} . Em média, os valores de bias para R_n e R_{n24h} corresponderam a 40,8 e -10,5 W m^{-2} . Bisht et al. (2005) verificaram biases de 59 W m^{-2} (R_n) e 50 W m^{-2} (R_{n24h}). O RMSE foi, em média, de 76,2 e 21,1 W m^{-2} para R_n e R_{n24h} , respectivamente. Os valores de RMSE estiveram muito próximos daqueles encontrados nos estudos de Bisht et al. (2005) e Shi e Liang (2013). O primeiro obteve um RMSE para R_n de $\sim 74 \text{ W m}^{-2}$, enquanto o segundo verificou um RMSE para R_{n24h} de $\sim 24 \text{ W m}^{-2}$. O r^2 variou de 0,35 a 0,78 para R_n e de 0,06 a 0,57 para R_{n24h} (Figuras 5.23 e 5.24). Tanto para R_n quanto R_{n24h} , os menores valores de r^2 foram observados no K77. Em média, os valores de r^2 foram de $\sim 0,60$ para R_n e de $\sim 0,31$ para R_{n24h} . Na comparação com estudos também estimando tais parâmetros por imagens MODIS, foram observados valores de r^2 de $\sim 0,78$ (R_n) (KIM; HOUGE, 2008) e $\sim 0,57$ (R_{n24h}) (Jin et al., 2011).

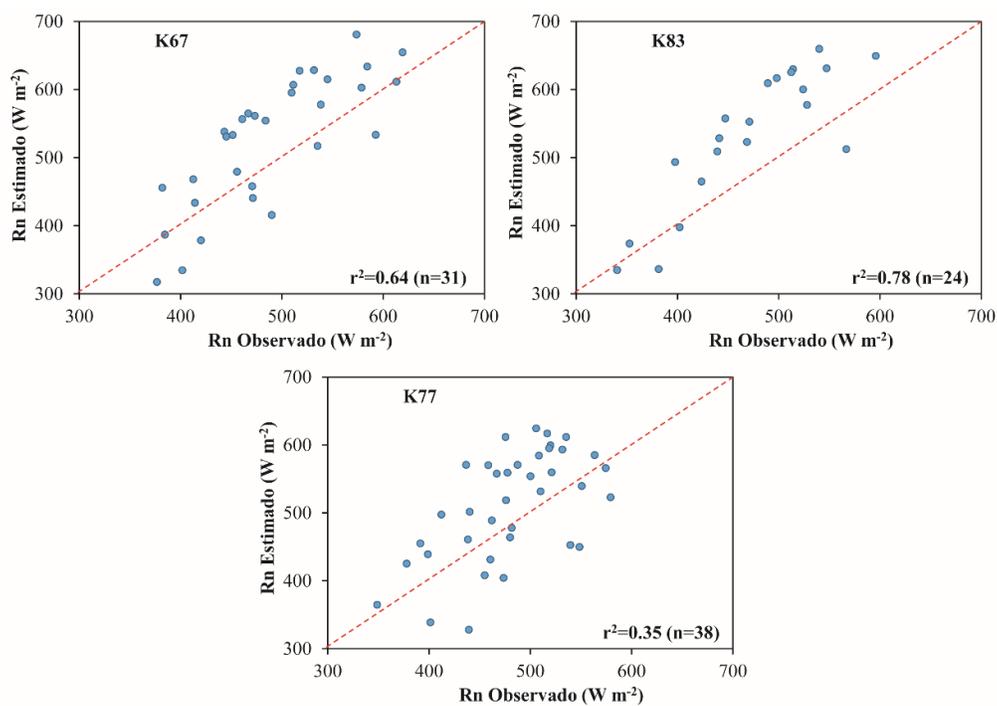


Figura 5.23 - Comparação do balanço de radiação observado e estimado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77.

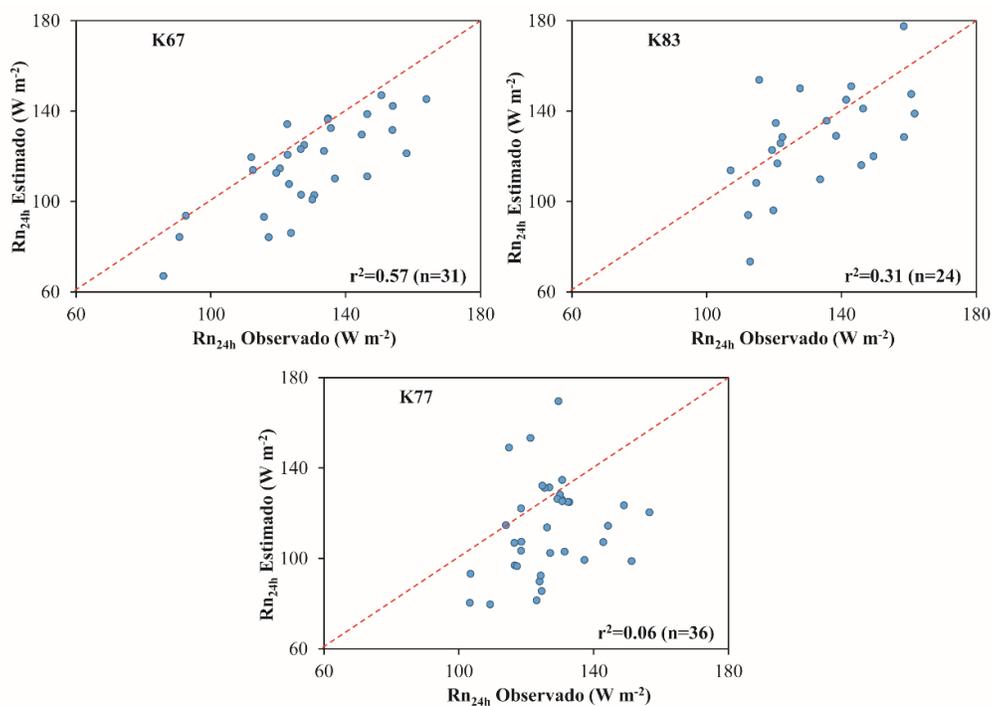


Figura 5.24 - Comparação do balanço de radiação diário observado e estimado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77.

As Figuras 5.25 e 5.26 apresentam uma comparação das variações sazonais no R_n e R_{n24h} estimados pelo SEBAL com medidas de superfície nos sítios do LBA do K67, K83 e K77. Embora existam algumas diferenças em termos de magnitude, as quais foram explicadas anteriormente em termos de biases e RMSE, é possível notar, em geral, que a metodologia proposta foi adequada para obter o correto padrão sazonal de R_n e R_{n24h} na região amazônica. Destaca-se que, tanto para R_n quanto R_{n24h} , as maiores discrepâncias entre os sinais sazonais estimados e observados foram encontradas no sítio do K77. Para os três sítios, é claramente verificada uma tendência de acréscimo na energia disponível à superfície a ser convertida para os fluxos de calor no solo, calor sensível e calor latente durante a estação seca na comparação com a estação úmida. Como discutido anteriormente, esse fato está fortemente relacionado com a variação da radiação solar sobre a região (SALATI; MARQUES, 1984).

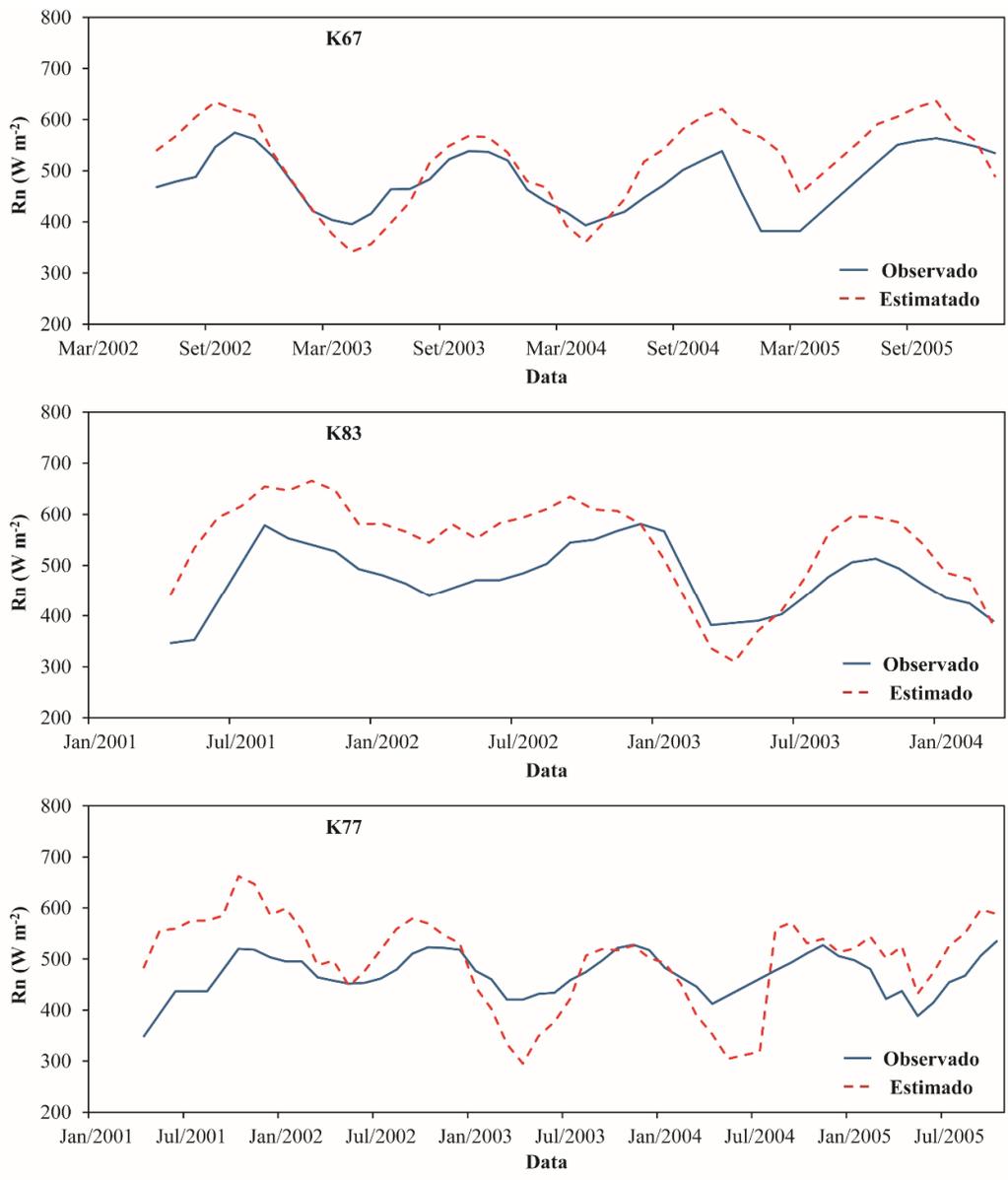


Figura 5.25 - Média móvel do ciclo mensal do balanço de radiação estimado pelo modelo SEBAL e observado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77. O período da media móvel é igual a 4.

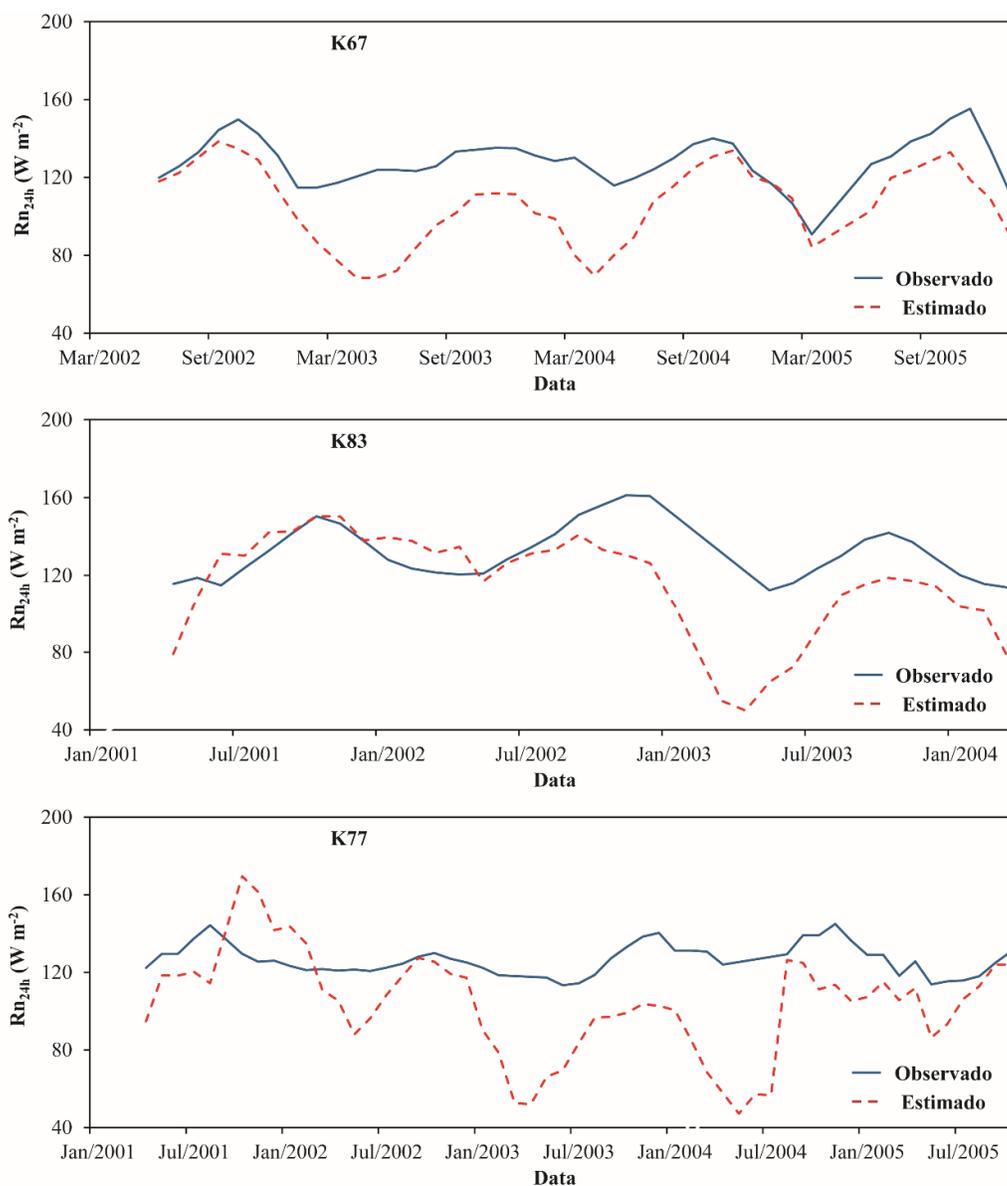


Figura 5.26 - Média móvel do ciclo mensal do balanço de radiação diário estimado pelo modelo SEBAL e observado nos sítios do LBA do K67, K83 e K77. O período da media móvel é igual a 4.

5.6.3. Estimativas de evapotranspiração, produtividade primária bruta e eficiência de uso da água

A Tabela 5.7 mostra os resultados de comparação entre a ET, GPP e WUE obtidos a partir dos produtos MOD16 e MOD17, e dados observacionais do LBA. Com relação à ET, o

MRE para os três sítios foi de ~14%. Considerando os sítios de floresta e pasto separadamente, é possível observar valores de MRE de ~12 e 16%, respectivamente. É importante notar que o MOD16 possui, em geral, um melhor desempenho sobre áreas florestadas em comparação a áreas não florestadas. Isso está de acordo com o estudo de Ruhoff (2011), que também dados MODIS de ET na Amazônia. Observou-se uma superestimativa de 14,9 mm mês⁻¹ para o K67 e subestimativas de -0,2 e -1,6 mm mês⁻¹ para o K83 e K77, respectivamente, o que significa um bias médio de 4,37 mm mês⁻¹. Os valores de RMSE foram da ordem de 8,6 a 20,3 mm mês⁻¹. Ramoelo et al. (2014) observaram biases de -48,4 a 12,3 mm mês⁻¹ em um estudo na África, enquanto Ruhoff et al. (2013) encontraram um RMSE de 11 mm mês⁻¹ no sudeste do Brasil. O r² médio encontrado no presente estudo foi de ~0,38 (Figura 5.27), enquanto Ruhoff (2011) analisando sete torres de fluxo na região amazônica observou um valor de ~0,19. As incertezas no produto MOD16 são especialmente causadas por duas razões. A primeira é a baixa resolução espacial das reanálises utilizadas no algoritmo, enquanto a segunda está relacionada com as imprecisões dos dados de LAI e de cobertura da terra oriundos do MOD15 e MOD12 (Mu et al., 2011).

Tabela 5.7 - Valores médios observado e estimados, bias, raiz do erro médio quadrático (RMSE), coeficiente de correlação (r²) (p < 0,05), e erro médio relativo (MRE) para a evapotranspiração, produtividade primária bruta e eficiência de uso da água.

		K67	K83	K77
Evapotranspiração (ET) (mm month ⁻¹)	Média Obs.	96,4	116,2	91,6
	Média Est.	111,3	116,0	90,0
	bias	14,9	-0,2	-1,6
	RMSE	20,3	8,6	17,7
	r ²	0,25	0,61	0,32
	MRE (%)	18,5	6,0	16,3
Produtividade Primária Bruta (GPP) (g C m ⁻² month ⁻¹)	Média Obs.	207,2	175,5	100,4
	Média Est.	190,1	183,4	101,3
	bias	-17,1	7,9	0,9
	RMSE	47,5	29,9	57,3
	r ²	0,05	0,05	0,00
	MRE (%)	19,3	14,9	54,3
Eficiência de Uso da Água (WUE) (g C kg ⁻¹ H ₂ O)	Média Obs.	2,17	1,53	1,10
	Média Est.	1,69	1,67	1,08
	bias	-0,48	0,15	-0,03
	RMSE	0,73	0,40	0,58
	r ²	0,07	0,08	0,05
	MRE (%)	25,2	23,5	47,3

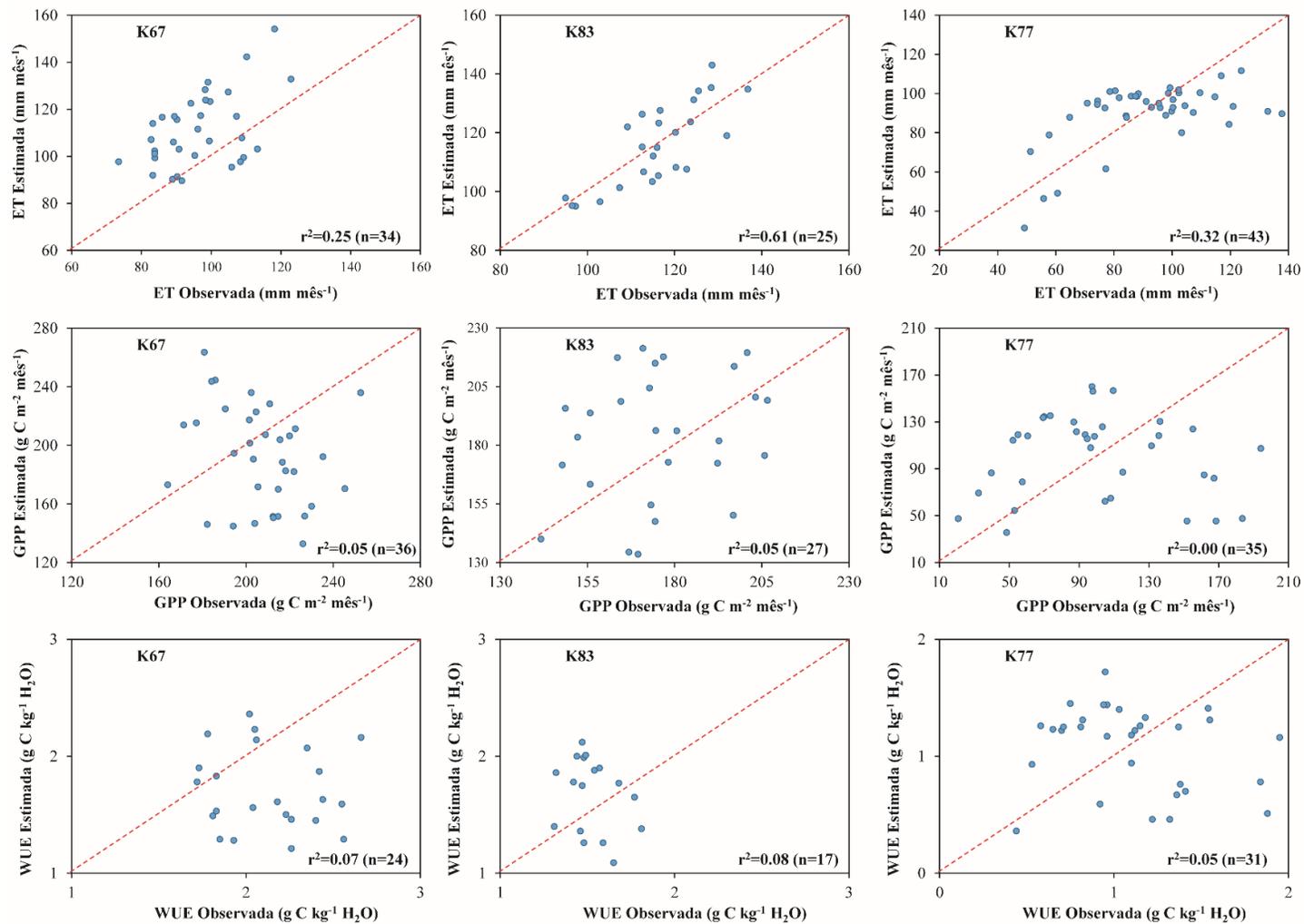


Figura 5.27 - Comparação da GPP, ET e WUE observada e estimada nos sítios do LBA do K67, K83 e K77.

O MRE para GPP foi da ordem de ~30% das medidas de campo. Heinsch et al. (2006), utilizando dados de 15 sítios ao longo dos Estados Unidos para avaliar o produto MODIS de GPP, reportaram um MRE de ~24%. Foi observada uma subestimativa para o K67 ($-17.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$) e superestimativas para o K83 ($7.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$) e K77 ($0.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$). O bias médio correspondeu a $-2.77 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$, com os valores de RMSE oscilando entre 29,9 e 57,3 $\text{g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$. Sjöström et al. (2013) realizaram uma pesquisa comparando o MOD17 com dados de superfície na África e observaram valores de bias e RMSE variando entre $-23,2$ a $7,68 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$, e $2,6$ a $32,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$, respectivamente. O r^2 médio foi de 0,03 (Figura 5.27). Em um estudo desenvolvido por Wang et al. (2013), analisando estimativas do MODIS no norte da China, foi encontrado um r^2 de 0,26. É importante notar que as maiores fontes de incerteza no produto MOD17 estão relacionadas à fAPAR e aos dados de reanálise (ZHAO et al., 2006). Estudos têm sido conduzidos no sentido de aumentar a acurácia do produto MOD17 através da inclusão de informações sobre PPT e umidade do solo (KANNIAH et al., 2009).

O MRE para as estimativas de WUE, considerando todos os sítios, foi de ~32%, variando de ~24% (K83) a ~47% (K77). Para o K67 foi observado um MRE de ~25%. Da mesma maneira como para ET e GPP foi encontrada uma maior acurácia entre as estimativas através de dados MODIS e dados de LBA para a floresta em relação à pastagem. Os valores de bias e RMSE foram da ordem de $-0,48$ a $0,15 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, e $0,40$ a $0,73 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, respectivamente. O bias e RMSE médios corresponderam a $-0,12$ e $0,57 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$. Devido ao fato da WUE ter sido definida como a razão entre GPP e ET, o desempenho de tal estimativa depende da acurácia tanto da GPP quanto da ET. A GPP e a ET foram, em geral, subestimadas e superestimadas, respectivamente. Por essa razão a WUE obtida por imagens MODIS teve a tendência de ser subestimada na comparação com os dados de superfície. Zhang et al. (2015), em um estudo avaliando a WUE obtida por produtos MODIS na China, encontrou valores de bias e RMSE variando entre $-2,28$ a $1,11 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, e $0,34$ a $2,53 \text{ g C kg}^{-1} \text{ H}_2\text{O}$, respectivamente. É importante notar que, em termos de bias e RMSE, os resultados obtidos neste estudo foram mais acurados que aqueles observados por Zhang et al. (2015). O r^2 médio foi de ~0,07, oscilando entre 0,05 a 0,08, com o menor valor observado para o K77 e o maior para o K83 (Figura 5.27). Lu

e Zhuang (2010) analisaram estimativas de WUE baseadas em dados MODIS nos Estados Unidos e encontraram valores de r^2 entre 0,46 e 0,75.

Por fim, é válido destacar que uma análise dos dados de superfície mostrou que os três sítios apresentaram um decréscimo na WUE durante a estação seca. Esses decréscimos corresponderam a ~14%, ~11% e ~4% para os sítios do K67, K83 e K77, respectivamente. Comparado com as estimativas MODIS nos *pixels* centrados nesses sítios, foi encontrada uma tendência de decréscimo de ~2% durante a estação seca apenas no K67. Para os sítios do K83 e K77 foi observada uma tendência de aumento no período mais seco do ano de ~13%. Existem diferentes fontes de incerteza na estimativa de ET e GPP a partir de dados MODIS e, portanto, erros no cálculo da WUE. Nesse sentido, investigações futuras são necessárias para identificar mais precisamente as contribuições relativas desses fatores para os erros globais e como esses produtos podem ser melhorados em termos de acurácia.

6 CONCLUSÕES

No presente estudo, foram utilizados dados orbitais MODIS para obtenção de estimativas dos componentes do Rn, ET, GPP, e WUE em sete bacias na região leste da Amazônia para o período entre 2001 e 2013. Com base nos resultados obtidos nessa pesquisa, foi possível chegar as seguintes conclusões:

- A abordagem desenvolvida para determinação do Rn em escala regional na Amazônia utilizando apenas dados de SR e reanálise, através do SEBAL, objetivou eliminar a necessidade de medidas observacionais como entrada na modelagem, devido à dificuldade de aquisição desse tipo de informação na região. A proposição de geração de composições mensais de cada variável foi satisfatória para minimizar o problema relacionado à forte nebulosidade sobre a região e permitiu mapear consistentemente a distribuição espacial dos componentes do Rn no setor oriental da Amazônia. Os produtos de reanálise do GLDAS apresentaram erros de ~4 a 20% em relação às medições de campo, sugerindo que a utilização desses dados como informação de entrada no modelo SEBAL é válida e pode servir como alternativa em regiões onde observações micrometeorológicas são limitadas. A comparação das estimativas obtidas pelo método proposto com as observações das torres do LBA mostrou erros médios de ~14 e 13% para o Rn instantâneo e diário, respectivamente. Salienta-se que, de forma a aumentar a acurácia da presente metodologia, esforços futuros devem ser concentrados em reduzir os erros na determinação do albedo e $L\downarrow$.
- A utilização dos produtos MOD16 e MOD17 possibilitou a determinação da ET, GPP e WUE em escala regional com uma acurácia aceitável, dada às peculiaridades da área de estudo. Esses dados foram adequados, ainda, no sentido captar variações espaciais entre diferentes tipos de uso e cobertura da terra, o que mostra a funcionalidade para avaliações de tais parâmetros em regiões com ecossistemas diversificados, como a Amazônia. Os produtos MOD16 (ET) e MOD17 (GPP) apresentaram erros, em média, de ~14 e 30%, respectivamente, quando comparados aos dados observacionais do projeto LBA. A comparação das

estimativas de WUE obtidas a partir dos dados MOD16 e MOD17 e observações das torres do LBA apresentou um erro médio de ~32%, variando entre ~24 e 47% para os diferentes sítios. A qualidade das estimativas de WUE derivadas por dados MODIS depende da acurácia tanto da ET quanto da GPP. Nesse sentido, é importante destacar a necessidade de melhorias nos produtos de ET (MOD16) e GPP (MOD17), as quais devem focar na redução de incertezas relacionadas aos parâmetros biofísicos da vegetação (p.e. fPAR e LAI), assim como nos dados meteorológicos que servem de entrada para os algoritmos.

- A variabilidade espacial do Rn, ET, GPP, e WUE esteve associada principalmente ao gradiente de uso e cobertura da terra ao longo da região. Nesse contexto, foi possível observar uma clara diferença entre os setores centro-norte (sul do PA) e centro-sul (norte do MT) da área de estudo. Os maiores valores dessas variáveis foram observados, em geral, na porção centro-norte, abrangendo as bacias do Tapajós, Jamanxim, Iriri, Curuá-Una, e baixo Xingu, e relacionam-se, sobretudo, a áreas de floresta amazônica em estágio primário ou secundário. De maneira oposta, os menores valores foram verificados para a porção centro-sul, a qual abrange parte das bacias do Jurema, Teles Pires e alto Xingu. É válido salientar que mesmo apresentando áreas com forte ocorrência de desmatamento, o setor centro-norte possui maiores áreas de floresta tropical (primária ou secundária) em relação ao setor centro-sul. Nesse setor, a transição do uso da terra de áreas naturais (floresta tropical ou cerrado) para áreas de pecuária ou agricultura vem sendo muito intensa especialmente nos últimos anos.
- Na média anual para o período entre 2001 e 2013, os valores de PPT, temperatura do ar e da superfície, NDVI, K_{\downarrow} , albedo, L_{\downarrow} , L_{\uparrow} , Rn, ET, GPP, e WUE na área englobada pelo estudo, foram de 2078,8 mm ano⁻¹, 30 °C, 27 °C, 0,707, 758,5 W m⁻², 0,167, 363,3 W m⁻², 442,8 W m⁻², 539,7 W m⁻², 1270,1 mm ano⁻¹, 2268,4 g C m⁻² ano⁻¹, e 1,59 g C kg⁻¹ H₂O. Com relação à hidrologia da região, observou-se que a ET representou ~61% da PPT.

- Temporalmente, o Rn, ET, GPP, e WUE na área de estudo mostraram um padrão sazonal bem pronunciado, variando com as estações úmida (janeiro a junho) e seca (julho a dezembro) na região. Durante a estação seca há um padrão de diminuição da PPT, o que gera uma um declínio na cobertura de nuvens e, conseqüentemente, um aumento na quantidade de radiação solar atingindo a superfície. Com relação a isso, destaca-se que foi observada uma redução de ~42% na PPT e incremento de ~10% na K_{\downarrow} durante a estação seca quando comparada com a estação chuvosa. Foi notado um acréscimo de ~12% no Rn na estação seca, o que esteve diretamente relacionado ao aumento na K_{\downarrow} . Uma redução de ~12% foi observada para a ET durante o período mais seco do ano, o que esteve especialmente associada a diminuição da PPT e, conseqüentemente, de umidade nas camadas superiores do solo, prejudicando principalmente os tipos de vegetação com raízes curtas. Também foram notadas reduções, da ordem de ~19 e 18% na GPP e WUE, respectivamente, que se relacionaram ao fato de que a baixa disponibilidade de água, o incremento no déficit de pressão de vapor, e o aumento da incidência de radiação solar durante o período seco podem induzir o fechamento dos estômatos, ocasionando um declínio nas taxas de fotossíntese.
- Especificamente sob o ponto de vista interanual, foi verificada uma pequena a razoável flutuação do Rn e seus componentes, ou seja, K_{\downarrow} , albedo, K_{\downarrow} , L_{\uparrow} , e L_{\downarrow} , na região de estudo. Os valores encontrados foram, para tais variáveis, respectivamente, de ~11%, ~4%, ~3%, ~1%, e ~13%. Para a ET, GPP e WUE, foram encontradas variações mais consideráveis, que corresponderam a ~18%, ~21% e ~23%, respectivamente.
- Com relação aos eventos de seca severa ocorridos na região amazônica durante o período de estudo, observou-se uma maior severidade do evento de 2010 em relação ao de 2005 em termos totais de PPT. Essa menor precipitação em 2010 possivelmente esteve associada a uma menor cobertura de nuvens em comparação com 2005, o que ocasionou uma maior quantidade de K_{\downarrow} atingindo a superfície naquele ano. Essa maior quantidade de radiação solar atingindo o solo ocasionou temperaturas do ar e da superfície e, conseqüentemente, Rn, mais elevados para

2010 em relação ao ano de 2005. Devido à menor quantidade de energia disponível na superfície para os processos de aquecimento do ar e de ET em 2005, verificou-se um maior impacto no total de umidade transferido dos ecossistemas terrestres para a atmosfera da região nesse ano comparando-se com 2010. Em 2005 também se observou um maior impacto na GPP em relação a 2010, o que aconteceu, como o esperado, pela menor quantidade de energia disponível na superfície para ser utilizada nos processos fotossintéticos.

- As classes de FP, VS e CE apresentaram menores valores de temperatura do ar e da superfície, albedo, $L\downarrow$ e $L\uparrow$, e maiores valores de NDVI, R_n , GPP, ET, e WUE em relação à SO e PA. Considerando separadamente ecossistemas naturais (FP, VS e CE) e antrópicos (SO e PA), verificou-se que os últimos tiveram valores superiores em ~2%, ~27%, ~1%, e 11% para temperatura do ar e da superfície, $L\downarrow$ e $L\uparrow$, e inferiores em ~15%, ~6%, ~51%, ~52%, e 44% para albedo, R_n , ET, GPP, e WUE. Alguns padrões interessantes foram observados na análise dos valores médios anuais de distintas variáveis nos ecossistemas de floresta amazônica primária ou secundária (FP e VS) e cerrado (CE). Verificou-se que a FP e CE tiveram valores de R_n muito próximos, com diferença de apenas 0,2%. O R_n na VS foi ~5% superior ao da FP, o que mostra que com o tempo a floresta secundária pode recuperar seu estado original em termos de fluxos de radiação, reduzindo o impacto do desmatamento na climatologia da Amazônia. A FP apresentou uma ET ~15 e 8% superior à VS e CE, respectivamente. Ainda, a FP teve valores de GPP ~1 e 3% superiores à VS e CE. Essa pequena diferença observada entre FP e VS está relacionada à alta produtividade de florestas em estágios iniciais em comparação com as florestas prístinas, as quais tendem a apresentar um declínio na GPP à medida que atingem a maturidade. Por fim, a ET representou ~63% da PPT nas áreas de FP, indicando um valor muito próximo ao obtido no contexto da região abrangida pelas sete bacias (~61%).
- O comportamento temporal dos fluxos de radiação, água e carbono nos diferentes ecossistemas terrestres seguiu, em geral, um padrão esperado conforme estudos micrometeorológicos desenvolvidos na Amazônia e esteve diretamente associado

com a sazonalidade climática da região, ou seja, às características intrínsecas aos períodos chuvoso e seco. Nesse sentido, salienta-se que as características das diferentes estações influenciaram no comportamento dos parâmetros biofísicos da vegetação e, conseqüentemente, nos fluxos de superfície.

- Observou-se um padrão distinto de diminuição/elevação do NDVI entre as diferentes classes durante os períodos seco e úmido. Observaram-se diminuições consideráveis nas classes de SO e PA da ordem de ~34%. Uma redução, porém não tão pronunciada, foi verificada para VS correspondendo a ~0,5%. Nas classes de FP e CE foram verificados aumentos desse índice durante a estação seca, que corresponderam, respectivamente, a ~12 e 3%. As cinco classes tiveram aumento em seus valores de temperatura do ar e da superfície durante a estação seca, os quais corresponderam, em média, a ~3 °C e ~4 °C, respectivamente. Pelo fato de tais variáveis estarem diretamente associadas aos componentes do balanço de radiação IVT, observou-se, do mesmo modo, um aumento em $L\downarrow$ e $L\uparrow$ nas cinco classes na estação seca em comparação à chuvosa. Esses aumentos foram, em média para os ecossistemas, de ~4 e 5% para $L\downarrow$ e $L\uparrow$, respectivamente. Com relação ao albedo, verificaram-se, durante o período mais seco do ano, reduções em áreas de floresta tropical primária ou secundária de ~1 a 5%, e incrementos para o CE, SO e PA de ~2 a 3%.
- Todas as classes tiveram aumentos no R_n na estação seca em relação à estação chuvosa. A FP teve a maior variação entre as estações, de ~19%, seguida pelas classes de CE e VS, com oscilações de ~8 e 7%, respectivamente. SO e PA tiveram menores oscilações entre os distintos períodos do ano, da ordem de ~1 a 3%. Denotou-se uma redução nos valores de ET durante o período mais seco do ano nas classes de PA, SO, VS, e CE, que corresponderam a ~71, 61, 27, e 3%, respectivamente. Para FP observou-se um aumento de ~9%, o que esteve de acordo com diversas pesquisas observacionais na região que elucidam que $K\downarrow$, e conseqüentemente, o R_n são os principais controladores da ET em florestas amazônicas. Uma questão importante a ser destacada com relação às taxas evapotranspirativas nas classes consideradas naturais, ou seja, FP, VS e CE,

durante as diferentes estações, é o fato dos ecossistemas primários (FP e CE) serem menos vulneráveis as alterações sazonais do que a vegetação perturbada e em estágio de sucessão (VS).

- Verificou-se que nos cinco ecossistemas houve uma redução na produção de biomassa ou matéria orgânica (GPP), e, conseqüentemente, na WUE durante o período seco. O menor impacto em termos de GPP e WUE nesse período foi verificado para FP (~4 e 2%). Esses resultados mostram, entre outros, que as florestas do leste da Amazônia, em especial as mais próximas ao equador, tendem a manter suas taxas fotossintéticas altas durante o período seco, mesmo com a redução na respiração do ecossistema. As áreas de CE e VS tiveram reduções mais consideráveis em relação à FP, as quais corresponderam a ~11 e 32% para GPP, e ~9 e 32% para WUE. Isso mostra, assim como verificado para ET, que a VS, dentre os ecossistemas terrestres naturais analisados, se configura na formação mais vulnerável às alterações sazonais em termos de produção e assimilação de carbono. Nas classes de SO e PA observou-se um profundo impacto do déficit hídrico na GPP (~61 e 63%) e WUE (~58 e 63%).
- A mudança de uso da terra de FP para PA ocasionou aumentos de ~4%, ~13%, ~12%, ~2%, ~4%, ~5%, e 1% na temperatura do ar e da superfície, albedo, L_{\downarrow} , L_{\uparrow} , GPP, e WUE, e reduções de ~24, ~1, e ~6% no NDVI, R_n , e ET, respectivamente. A transição de FP para SO acarretou em elevações de ~1%, ~13%, ~18%, ~0,3%, e ~4% na temperatura do ar e da superfície, albedo, L_{\downarrow} e L_{\uparrow} , e diminuições de ~36%, ~7%, ~18%, ~28%, e ~28% no NDVI, R_n , ET, GPP, e WUE, respectivamente. Constatou-se que a conversão de FP para SO possui um maior impacto no clima regional da porção leste da Amazônia na comparação com a alteração de FP para PA. Isso pode ser observado pelo fato da conversão de FP para SO ocasionar um maior albedo, menor R_n (ou seja, menor quantidade de energia disponível para o lançamento de umidade na atmosfera e resfriamento do ar próximo a superfície), menor ET, menor GPP e, conseqüentemente, menor WUE. Ainda, observou-se que, de um modo geral, em ambas as situações (FP para PA e FP para SO) os maiores impactos nas magnitudes dos valores ocorrem

durante a estação seca. É importante salientar que os resultados obtidos quanto às duas situações de mudança de uso e cobertura da terra analisados concordam com diversos estudos realizados através de dados micrometeorológicos e de satélites e por modelagem climática desde a década de 1980 na Amazônia.

- Com relação aos eventos de queimada em florestas primárias, houve uma resposta distinta quanto à diminuição/aumento dos fluxos radiação, água e carbono no mês subsequente à queima em comparação com o mês imediatamente anterior. A partir do mês seguinte ao fogo, observaram-se taxas de incremento médio anual nos fluxos superficiais de ~4% (Rn_{24h}), ~21% (ET), ~17% (GPP), e ~21% (WUE). Em um período três anos após os episódios de queimada os talhões analisados passaram a ter valores de Rn_{24h} , GPP e WUE superiores em ~2%, ~2%, e ~4%, e valores de ET inferiores em ~5% na comparação com o período de três anos pré-queimada. Como se denota, três anos foi tempo suficiente para as florestas analisadas recuperarem seus valores originais em termos de fluxos de radiação e de produção e assimilação de carbono. No entanto, para a recuperação dos valores originais de ET seria necessário um tempo superior. Dentro do contexto de avaliação de queimadas em florestas, é importante notar que fogos com maiores severidades podem alterar as características do dossel mais intensamente que fogos com baixas severidades, o que significa que distintos regimes de distúrbio podem afetar muito diferentemente os fluxos de energia e carbono após eventos de queima em áreas florestadas.

6.1. Considerações finais

O entendimento da partição de energia e das trocas de carbono entre a superfície e a atmosfera na Amazônia é essencial para compreensão da gênese e evolução do clima na região. As práticas de desmatamento associadas à ocupação por áreas de pecuária e agricultura podem afetar de maneira irreversível o funcionamento a longo prazo deste habitat. Assim, para avaliar a dinâmica espacial e temporal das interações biosfera-atmosfera na Amazônia, e como a mudança do uso e cobertura da terra pode alterar o

equilíbrio de energia próximo à superfície, é necessária a aquisição de parâmetros meteorológicos para os distintos ecossistemas componentes da região. Os dados obtidos diretamente em campo possuem importante papel nesse contexto, no entanto, a extensão e heterogeneidade da Amazônia induz a utilização de métodos baseados em SR para obtenção de informações em grande escala. Nesse contexto, a utilização de dados de moderada resolução espacial do sensor MODIS em conjunto com reanálises foi adequada no sentido de quantificar e mapear de maneira consistente a distribuição espacial dos fluxos de radiação, água e carbono na porção oriental da Amazônia durante um período de 13 anos. Esse conjunto de dados possibilitou a aquisição de informações tanto sob o contexto regional quanto sob ecossistemas terrestres específicos existentes nesse setor da região amazônica. Tais informações são extremamente importantes no sentido de melhor compreender o acoplamento entre os ciclos hidrológicos e de carbono na Amazônia, bem como proporcionar um conhecimento mais aprofundado da variabilidade climática nesse ambiente em base regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, L. J. G. **Balço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia**. 2007. 70 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2007.
- AGUIAR, L. J. G.; COSTA, J. M. N.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; COSTA, A. C. L.; FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 215-224, 2011.
- ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) advanced training and user's manual - Idaho implementation**. Idaho: Idaho University, 2002. 98 p.
- ALLEN, R.; IRMAK, A.; TREZZA, R.; HENDRICKX, J. M. H.; BASTIAANSEN, W.; KJAERGAARD, J. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, 4011-4027, 2011.
- ALVES, F. S. M.; FISCH, G.; VENDRAME, I. F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 29, p. 395-409, 1999.
- ARAGÃO, L. E.; POULTER, B.; BARLOW, J. B.; ANDERSON, L. O.; MALHI, Y.; SAATCHI, S.; PHILLIPS, O. L.; GLOOR, E. Environmental change and the carbon balance of Amazonian forests. **Biological Reviews**, n. 4, p. 913-931, 2014.
- ARINO, O.; PICCOLINI, I.; KASISCHKE, E.; SIEGER, F.; CHUVIECO, E.; MARTÍN, P.; LI, Z.; FRASER, R.; EVA, H.; STROPPIANA, D.; PEREIRA, J.; SILVA, J. M. N.; ROY, D.; BARBOSA, P. M. Methods of mapping burned surfaces in vegetation fires. In: AHERN, F. J.; GALDAMMER, J. G.; JUSTICE, C. O (Ed.). **Global and regional vegetation fire monitoring from space: planning a coordinate international effort**. Amsterdam: Kugler Publications, 2001, 302 p.
- ARTAXO, P. E. Break down boundaries in climate research. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 239-239, 2012.
- BAIK, J.; CHOI, M. Evaluation of remotely sensed actual evapotranspiration products from COMS and MODIS at two different flux tower sites in Korea. **International Journal of Remote Sensing**, n. 1, p. 375-402, 2015.
- BALDOCCHI, D. D.; WILSON, K. B. Modeling CO₂ and water vapor exchange of a temperate broadleaved forest across hourly to decadal time scales. **Ecological Modelling**, v. 142, n. 1, p.155-184, 2001.

BALDOCCHI, D.; FALGE, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, R.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G.; LAW, B.; LEE, X.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW, K. T. U.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. FLUXNET: a new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, p. 2415-2434, 2001.

BASTABLE, H. G.; SHUTTLEWORTH, W. J.; DALLAROSA, R. L. G.; FISCH, G.; NOBRE, C. A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v. 13, n. 7, p. 783-796, 1993.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1-2, p. 87-100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; ALLEN, R. G. SEBAL for spatially distributed ET under actual management and growing conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, n. 1-4, p. 198-212, 1998.

BATISTELLA, M.; MORAN, E. F. Dimensões humanas do uso e cobertura das terras na Amazônia: uma contribuição do LBA. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 239-247, 2005.

BAWAZIR, A. S.; SAMANI, Z.; BLEIWEISS, M.; SKAGGS, R.; SCHMUGGE, T. Using ASTER satellite data to calculate riparian evapotranspiration in the Middle Rio Grande, New Mexico. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, p. 5593-5603, 2009.

BEER, C.; CIAIS, P.; REICHSTEIN, M.; BALDOCCHI, D.; LAW, E.; PAPALE, D.; SOUSSANA, J. F. Temporal and among-site variability of inherent water use efficiency at the ecosystem level. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 23, n. 2, p. 1-13, 2009.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer over the continental United States. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, n. 6, p. 2448-2462, 2011.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 7, p. 1522-1534, 2010.

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. E. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. **Remote Sensing of Environment**, n. 1, p. 52-67, 2005.

BOLES, S.; XIAO, X.; ZHANG, Q.; MUNKHUTYA, S.; LIU, J.; OJIMA, D. S. Land cover characterization of Temperate East Asia: using multi-temporal image data of VEGETATION sensor. **Remote Sensing of Environment**, v. 90, n. 4, p. 477-489, 2004.

BORCHERT, R.; RIVERA, G.; HAGNAUER, W. Modification of vegetative phenology in a tropical semi deciduous forest by abnormal drought and rain. **Biotropica**, v. 34, n. 1, p. 27-39, 2002.

BOULTON, C. A.; GOOD, P.; LENTON, T. M. Early warning signals of simulated Amazon rainforest dieback. **Theoretical Ecology**, v. 6, n. 3, p. 373-384, 2013.

BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate**, v. 6, n. 6, p. 1077-1089, 1993.

CARSWELL, F. E.; COSTA, A. C. L.; PALHETA, M.; MALHI, Y.; MEIER, P.; COSTA, J. P. R.; RUIVO, M. L.; LEAL, L. S. M.; COSTA, J. M. N.; CLEMENTE, R. J.; GRACE, J. Seasonality in CO₂ and H₂O flux at an eastern Amazonian Rainforest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 1-16, 2002.

CARVALHO, O. A. D.; SAMPAIO, C. D. S.; SILVA, N. C. D.; COUTO JÚNIOR, A. F.; GOMES, R. A. T.; CARVALHO, A. P. F. D.; SHIMABUKURO, Y. E. Classificação de padrões de savana usando assinaturas temporais NDVI do sensor MODIS no Parque Nacional Chapada dos Veadeiros. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 4, p. 505-517, 2008.

CENTRITTO, M.; LUCAS, M. E.; JARVIS, P. G. Gas exchange, biomass, whole-plant water-use efficiency and water uptake of peach (*Prunus persica*) seedlings in response to elevated carbon dioxide concentration and water availability. **Tree Physiology**, v. 22, n. 10, p. 699-706, 2002.

CHAMBERS, S. D.; BERINGER, J.; RANDERSON, J. T.; CHAPIN, F. S. Fire effects on net radiation and energy partitioning: contrasting responses of tundra and boreal forest ecosystems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D9, p. 1-9, 2005.

CHHABRA, A.; DHADWALL, V. K. Estimating terrestrial net primary productivity over India using satellite data. **Current Science**, v. 86, n. 2, p. 269-271, 2004.

CLELAND E. E.; CHUINE I.; MENZEL A.; MOONEY, H. A.; SCHWARTZ, M. D. Shifting plant phenology in response to global change. **Trends in Ecology and Evolution**, v. 22, n. 7, p. 357-365, 2007.

COCHRANE, M. A.; ALENCAR, A.; SCHULZE, M.; SOUZA, C. M.; NEPSTAD, D. C.; LEFEBVRE, P.; DAVIDSON, E.; SOUZA, C. Positive feedbacks in the fire dynamic of closed canopy tropical forest. **Science**, v. 284, n. 1832, p. 1832-1835, 1999.

COCHRANE, M. A.; SCHULZE, M. D. Forest fires in the Brazilian Amazon. **Conservation Biology**, v. 12, n. 5, p. 948-950, 1998.

COE, M. T.; COSTA, M. H.; BOTTA, A., BIRKETT, C. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. 1-11, 2002.

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, A. C. L.; UCHOA, P. W.; JÚNIOR, J. A. S.; CUNHA, A. C.; FEITOSA, J. R. P. Variações termo-higrométricas e influências de processo de expansão urbana em cidade equatorial de médio porte. **Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities Research Medium**, v. 4, n. 2, p. 615-632, 2013.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A.; HUTYRA, L. R.; ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: are the wet and seasonally dry rain forests any different?. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, n. G4, p. 1-9, 2010.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO₂ concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 18-34, 2000.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D12, p. 14189-14198, 1999.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N.; SOUZA, P. J.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E. J. Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 7, p. 1-4, 2007.

COUTINHO, A. C.; ALMEIDA, C.; VENTURIERI, A.; ESQUERDO, J. C. D. M.; SILVA, M. **Uso e cobertura da terra nas áreas desflorestadas da Amazônia legal**: TerraClass 2008. Brasília: Livros Científicos, 2008. 107 p.

CULF, A. D.; ESTEVES, J. L.; MARQUES FILHO, A. O.; ROCHA, H. R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian Deforestation and Climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p. 175-192.

- CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1544-1554, 1995.
- DARNELL, W. L.; GUPTA, S. K.; STAYLOR, W. F. Downward longwave radiation at the surface from satellite measurements. **Journal of Applied Meteorology**, v. 22, n. 11, p. 1956-1960, 1983.
- DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P. E.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA, C. M.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.
- DAVIDSON, E. A.; VERCHOT, L. V.; CATTANIO, J. H.; ACKERMAN, I. L.; CARVALHO, J. E. M. Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia. **Biogeochemistry**, v. 48, n. 1, p. 53-69, 2000.
- DIAS, L. C. P.; MACEDO, M. N.; COSTA, M. H.; COE, M. T.; NEILL, C. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin, Central Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 108-122, 2015.
- DORIGO, W. A.; ZURITA-MILLA, R.; DE WIT, A. J. W.; BRAZILE, J.; SINGH, R.; SCHAEPMAN, M. E. A review on reflective remote sensing and data assimilation techniques for enhanced agroecosystem modeling. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 9, n. 2, p. 165-193, 2007.
- DOUGHTY, C.; METCALFE, D. B.; GIRARDIN, C. A.; FARFAN, F.; DURAND, A. L.; HUASCO, W.; SILVA-ESPEJO, J. Source and sink carbon dynamics and carbon allocation in the Amazon basin. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, n. 5, p. 645-655, 2013.
- EGLER, M.; EGLER, C. A. G.; FRANZ, B.; ARAUJO, M. S. M.; FREITAS, M. A. V. Indicators of deforestation in the Southern Brazilian Pre-Amazon. **Regional Environmental Change**, v. 13, n. 2, p. 263-271, 2013.
- EIDENSHINK, J. The 1990 conterminous U. S. AVHRR data set. **Photogrammetry and Engineering Remote Sensing**, n. 6, p. 809-813, 1992.
- EIDT, R. C. The climatology of South América. In: FITTKAU, E. J., ILLIES, J., KLINGE, H., SCHWABE, G. H., SIOLI, J. C. H. (Ed.). **Biogeography and ecology in South America**. The Hague: Dr. W. Junk, 1968; 54-81.
- EL-MASRI, B.; JAIN, A. K.; BARMAN, R.; MEIYAPPAN, P.; SONG, Y.; LIANG, M. Carbon dynamics in the Amazonian basin: integration of eddy covariance and

ecophysiological data with a land surface model, **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, n. 15, p. 156-167, 2013.

FARIAS, J. R. B.; DE MELO, J. P. M.; RIBEIRO, A.; ROCHA, E. J. P.; BOTELHO, M., SOUSA, A. M. L. Simulação do crescimento e da produtividade da soja nas condições climáticas do nordeste da Amazônia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 46, n. 6, p. 567-577, 2011.

FARQUHAR, G. D.; O'LEARY, M.; BERRY, J. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. **Functional Plant Biology**, v. 9, n. 2, p. 121-137, 1982.

FEARNSIDE, P. M. Dams in the Amazon: Belo Monte and Brazil's hydroelectric development of the Xingu River Basin. **Environmental Management**, v. 38, n. 1, p. 16-27, 2006.

FELDPAUSCH, T. R.; RONDON, M. A.; FERNANDES, E.; RIHA, S. J.; WANDELLI, E. Carbon and nutrient accumulation in secondary forests regenerating on pastures in central Amazonia. **Ecological applications**, v. 14, n. 4, p. 164-176, 2004.

FERREIRA, L. V.; VENTICINQUE, E.; ALMEIDA, S. O desmatamento na Amazônia e a importância das áreas protegidas. **Estudos Avançados**, v. 19, n. 53, p. 157-166, 2005.

FIELD, C. B.; RANDERSON, J. T.; MALMSTROM, C. M. Global net primary production-combining ecology and remote-sensing. **Remote Sensing of Environment**, v. 51, p. 74-88, 1995.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral do clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISHER, J. B.; MALHI, Y.; BONAL, D.; ROCHA, H. R.; ARAÚJO, A. C.; GAMO, M.; GOULDEN, M. L.; HIRANO, T.; HUETE, A. R.; KONDO, H.; KUMAGAI, T.; LOESCHER, H. W.; MILLER, S.; NOBRE, A. D.; NOUVELLON, Y.; OBERBAUER, S. F.; PANUTHAI, S.; ROUPSARD, O.; SALESKA, S.; TANAKA, K.; TANAKA, N.; TU, K. P.; VON RANDOW, C. The land-atmosphere water flux in the tropics. **Global Change Biology**, v. 15, p. 2694-2714, 2009.

FOLEY, A.; ASNER, P.; COSTA, M.; COE, M.; DEFRIES, R.; GIBBS, H.; HOWARD, E.; OLSON, S.; PATZ, J.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Amazonia revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. **Frontiers in Ecology and the Environment**, v. 5, n. 1, p. 25-32, 2007.

- FRENCH, A. N.; HUNSAKER, D. J.; THORP, K. R. Remote sensing of evapotranspiration over cotton using the TSEB and METRIC energy balance models. **Remote Sensing of Environment**, v. 158, p. 281-294, 2015.
- FRIEDL, M. A.; MCIVER, D. K.; HODGES, J. C. F.; ZHANG, X. Y.; MUCHONEY, D.; STRAHLER, A. H.; WOODCOCK, C. E.; GOPAL, S.; SCHNEIDER, A.; COOPER, A.; BACCINI, A.; GAO, F.; SCHAAF, C. B. Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 287-302, 2002.
- GALFORD, G. L.; MELILLO, J. M.; KICKLIGHTER, D. W.; CRONIN, T. W.; CERRI, C. E.; MUSTARD, J. F.; CERRI, C. C. Greenhouse gas emissions from alternative futures of deforestation and agricultural management in the southern Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 107, n. 46, p. 19649-19654, 2010.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 25-37, 2000.
- GAO, X.; HUETE, A. R.; NI, W.; MIURA, T. Optical-biophysical relationships of vegetation spectra without background contamination. **Remote Sensing of Environment**, v. 74, n. 3, p. 609-620, 2000.
- GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; GRECO, S.; SCALA, J.; SWAP, R.; FITZJARRALD, D.; BROWELL E.; SHIPMAN, M.; CONNORS, V.; HARRIS, R.; TALBOT, R. The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B): a meteorological perspective. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 71, n. 1, p. 19-32, 1990.
- GASH, J. H. C.; HUNTINGFORD, C.; MARENGO, J. A.; BETTS, R. A.; COX, P. M.; FISCH, G.; FU, R.; GANDU, A. W.; HARRIS, P. P.; MACHADO, L. A. T.; VON RANDOW, C.; SILVA DIAS, M. A. F. Amazonian climate: results and future research. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 187-193, 2004.
- GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, 1997.
- GASH, J. H. C.; SHUTTLEWORTH, W. J. Tropical deforestation: albedo and the surface-energy balance. **Climatic Change**, v. 19, n. 1-2, p. 123-133, 1991.
- GHENT, D.; KADUK, J.; REMEDIOS, J.; BALZTER, H. Data assimilation into land surface models: the implications for climate feedbacks. **International Journal of Remote Sensing**, v. 32, n. 3, p. 617-632, 2011.

GITELSON, A. A.; PENG, Y.; MASEK, J. G.; RUNDQUIST, D. C.; VERMA, S.; SUYKER, A.; BAKER, J.; HATFIELD, J.; MEYERS, T. Remote estimation of crop gross primary production with Landsat data. **Remote Sensing of Environment**, v. 121, p. 404-414, 2012.

GLOOR, M.; GATTI, L.; BRIENEN, R. J. W.; FELDPAUSCH, T.; PHILLIPS, O.; MILLER, J.; OMETTO, J. P.; ROCHA, H. R.; BAKER, T.; HOUGHTON, R.; MALHI, Y.; ARAGÃO, L.; GUYOT, J. L.; ZHAO, K.; JACKSON, R.; PEYLIN, P.; SITCH, S.; POULTER, B.; LOMAS, M.; ZAEHLE, S.; HUNTINGFORD, C.; LLOYD, J. The carbon balance of South America: status, decadal trends and main determinants, **Biogeosciences**, v. 9, p. 5407-5430, 2012.

GONÇALVES, L. G. G.; BORAK, J. S.; COSTA, M. N.; SALESKA, S. R.; BAKER, I.; RESTREPO-COUBE, N.; MUZA, M. N. Overview of the large-scale biosphere atmosphere experiment in Amazônia Data Model Intercomparison Project (LBA DMIP). **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, n. 15, p. 111-127, 2013.

GOWDA, P. H.; CHAVEZ, J. L.; COLAIZZI, P. D.; EVETT, S. R.; HOWELL, T. A.; TOLK, J. A. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. **Irrigation Science**, v. 26, n. 3, p. 223-237, 2008.

GRAY, L. J.; BEER, J.; GELLER, M.; HAIGH, J. D.; LOCKWOOD, M.; MATTHES, K.; CUBASH, U.; FLEITMANN, D.; HARRISON, G.; HOOD, L.; LUTHERBACHER, J.; MEEHL, G. A.; SHINDELL, D.; VAN GEEL, B.; WHITE, W. Solar influences on climate. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 4, p. 1-53, 2010.

GUAN, D. X.; WU, J. B.; ZHAO, X. S.; HAN, S. J.; YU, G. R.; SUN, X. M.; JIN, C. J. CO₂ fluxes over an old, temperate mixed forest in northeastern China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 137, n. 3-4, p. 138-149, 2006.

GURGEL, H. C.; FERREIRA, N. J.; LUIZ, A. J. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 1, p. 85-90, 2003.

HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M.; GASH, J. H.; MALHI, Y. Effect of soil moisture on canopy conductance of Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, n. 3, p. 215-227, 2004.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 441 p.

HAUGAASEN, T.; PERES, C. A. Floristic, edaphic and structural characteristics of flooded and unflooded forests in the lower Rio Purús region of central Amazonia, Brazil. **Acta Amazonica**, v. 36, n. 1, p. 25-35, 2006.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R. E.; DURBIDGE, T. B.; KENNEDY, P. J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A. J. Tropical deforestation modeling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D4, p. 7289-731, 1993.

HOGG, E. H. Climate and the southern limit of the western Canadian boreal forest. **Canadian Journal of Forest Research**, v. 24, n. 9, p. 1835-1845, 1994.

HOU, J.; JIA, G.; ZHAO, T.; WANG, H.; TANG, B. Satellite-based estimation of daily average net radiation under clear-sky conditions. **Advances in Atmospheric Science**, n. 3, p. 705-720, 2014.

HUETE, A. R. A Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v. 25, n. 3, p. 295-309, 1988.

HUETE, A. R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y. E.; RATANA, P.; SALESKA, S. R.; HUTYRA, L. R.; YANG, W.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. Amazon rainforests green-up with sunlight in dry season. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 6, p. 1-4, 2006.

HUETE, A. R.; LIU, H. Q.; BATCHILY, K.; VANLEEUEWEN, W. A comparison of vegetation indices global set of TM images for EOS MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 59, p. 440-451, 1997.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E. P.; GAO, X.; FERREIRA, L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 195-213, 2002.

HUIZHI, L.; FENG, J. Seasonal and interannual variations of evapotranspiration and energy exchange over different land surfaces in a semiarid area of China. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 51, p. 1875-1888, 2012.

HUTYRA, L. R.; MUNGER, J. W.; SALESKA, S. R.; GOTTLIEB, E.; DAUBE, B. C.; DUNN, A. L.; AMARAL, D. F.; CAMARGO, P.; WODSY, S. C. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. G3, p. 1-16, 2007.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 175 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2012. 271 p.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. San Diego: Academic Press, 2012. 390 p.

- ITO, A.; INATOMI, M. Water-use efficiency of the terrestrial biosphere: a model analysis focusing on interactions between the global carbon and water cycles. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 2, p. 681-694, 2012.
- JARVIS, P. G.; MCNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpirations: scaling up from leaf to region. **Advances in Ecological Research**, v. 15, p. 1-49, 1986.
- JASINSKI, E.; MORTON, D.; DEFRIES, R.; SHIMABUKURO, Y.; ANDERSON, L.; HANSEN, M. Physical landscape correlates of the expansion of mechanized agriculture in Mato Grosso, Brazil. **Earth Interactions**, v. 9, n. 16, p. 1-18, 2005.
- JIN, Y.; RANDERSON, J. T.; GOULDEN, M. L. Continental-scale net radiation and evapotranspiration estimated using MODIS satellite observations. **Remote Sensing of Environment**, n. 9, p. 2302-2319, 2011.
- JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J. R. G.; VERMOTE, E. F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D. P.; MORISETTE, J. T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 3-15, 2002.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 3, p. 437-471, 1996.
- KELLER, M.; ALENCAR, A.; ASNER, G. P.; BRASWELL, B.; BUSTAMANTE, M.; DAVIDSON, E.; FELDPAUSCH, T.; FERNANDES, E.; GOULDEN, M.; KABAT, P.; KRUIJT, B.; LUIZÃO, F.; MILLER, S.; MARKEWITZ, D.; NOBRE, A. D.; NOBRE, C. A.; PRIANTE-FILHO, N.; ROCHA, H.; SILVA DIAS, P.; VON RANDOW, C.; VOURLITIS, G. L. Ecological research in the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia: early results. **Ecological Applications**, v. 14, p. 3-16, 2004.
- KIM, J.; HOGUE, T. S. Evaluation of a MODIS-based potential evapotranspiration product at the point scale. **Journal of Hydrometeorology**, n. 3, p. 444-460, 2008.
- KITAMOTO, T.; UEYAMA, M.; HARAZONO, Y.; IWATA, T.; YAMAMOTO, S. Applications of NOAA/AVHRR and observed fluxes to estimate 3 regional carbon fluxes over black spruce forests in Alaska. **Journal of Agricultural Meteorology**, v. 63, p. 171-183, 2007.
- KJAERGAARD J.; ALLEN, R. G.; IRMAK A. Improved methods for estimating monthly and growing season ET using METRIC applied to moderate resolution satellite imagery. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, p. 4028-4036, 2011.
- KOREN, V.; SCHAAKE, J.; MITCHELL, K.; DUAN, Q. Y.; CHEN, F.; BAKER, J. M. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and

climate models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, n. D16, p. 19569-19585, 1999.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER, R. F.; HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG, Y.; OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 2, p. 1965-1982, 2000.

LAMB, H. H. **Climate: present, past and future**. 2. ed. New York: Routledge, 2011. 835 p.

LAMBIN E. F.; TURNER, B. L.; GEIST, H. J.; AGBOLA, S. B.; ANGELSEN, A.; BRUCE, J. W.; COOMES, O. T.; DIRZO, R.; FISCHER, G.; FOLKE, C.; GEORGE, P. S.; HOMEWOOD, K.; IMBERNON, J.; LEEMANS, R.; LI, X.; MORAN, E. F.; MORTIMORE, M.; RAMAKRISHNAN, P. S.; RICHARDS, J. F.; SKANES, H.; STEFFEN, W.; STONE, G. D.; SVEDIN, U.; VELDKAMP, T. A.; VOGEL, C.; XU, J. The causes of land-use and land-cover change: moving beyond the myths. **Global Environmental Change**, v. 11, n. 4, p. 261-269, 2001.

LAMBIN, E. F.; GEIST, H. J.; LEPERS, E. Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 28, p. 205-241, 2003.

LANORTE, A.; LASAPONARA, R.; LOVALLO, M.; TELESCA, L. Fisher-Shannon information plane analysis of SPOT/VEGETATION Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) time series to characterize vegetation recovery after fire disturbance. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 26, p. 441-446, 2014.

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

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

LEE, J. E.; FRANKENBERG, C.; VAN DER TOL, C.; BERRY, J.; GUANTER, L.; KEVIN, C.; FISHER, J. Forest productivity and water stress in Amazonia: Observations from GOSAT chlorophyll fluorescence. **Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences**, v. 280, n. 1761, p. 1-9, 2013.

LEGATES, D. R.; WILLMOTT, C. J. Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. **Theoretical and applied climatology**, v. 41, n. 1-2, p. 11-21, 1990.

LEIGH E. G. **Tropical forest ecology**: a review from Barro Colorado Island. New York: Oxford University Press, 1999. 264p.

LEITÃO, M. M. V. B. R.; SANTOS, J. M.; OLIVEIRA, G. M. Estimativa de albedo em três ecossistemas da Floresta Amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, n. 2, p. 256-261, 2002.

LEWIS, S. L. Tropical forests and the changing earth system. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B**, v. 361, p. 195-210, 2006.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; VAN DER HEIJDEN, G. M. F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 554, 2011.

LI, Z. L.; STOLL, M. P.; ZHANG, R.; JIA, L.; SU, Z. On the separate retrieval of soil and vegetation temperatures from ATSR data. **Science in China Series E**, v. 30, p. 27-38, 2000.

LI, Z. L.; TANG, R.; WAN, Z.; BI, Y.; ZHOU, C.; TANG, B.; YAN, G.; ZHANG, X. A review of current methodologies for regional evapotranspiration estimation from remotely sensed data. **Sensors**, v. 9, n. 5, p. 3801-3853, 2009.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, n. 2, p. 213-238, 2001.

LIANG, S.; WANG, K.; ZHANG, X.; WILD, M. Review on estimation of land surface radiation and energy budgets from ground measurement, remote sensing and model simulations. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 3, n. 3, p. 225-240, 2010.

LIESENBERG, V.; PONZONI, F. J.; GALVÃO, L. S. Análise da dinâmica sazonal e separabilidade espectral de algumas fitofisionomias do cerrado com índices de vegetação dos sensores MODIS. **Revista Árvore**, v. 31, n. 2, p. 295-305, 2007.

LIMA, A. **Influência da cobertura da terra na extensão e configuração espacial de áreas queimadas em anos de seca extrema na Amazônia Oriental**. 2013. 110 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DMAJ32>>. Acesso em: 01 jun. 2016.

LIMA, L. S.; COE, M. T.; SOARES-FILHO, B. S.; CUADRA, S. V.; DIAS, L. C. P.; COSTA, M. H.; LIMA, L. S.; RODRIGUES, H. O. Feedbacks between deforestation,

climate, and hydrology in the Southwestern Amazon: implications for the provision of ecosystem services. **Landscape Ecology**, v. 29, n. 2, p. 261-274, 2014.

LIU, Z.; SHAO, Q.; LIU, J. The performances of MODIS-GPP and-ET products in China and their sensitivity to input data (FPAR/LAI). **Remote Sensing**, v. 7, n. 1, p. 135-152, 2015.

LIU, Z.; ZHOU, P.; ZHANG, F.; LIU, X.; CHEN, G. Spatiotemporal characteristics of dryness/wetness conditions across Qinghai Province, Northwest China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, p. 101-108, 2013.

LU, X.; QIANLAI, Z. Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and AmeriFlux data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 9, p. 1924-1939, 2010.

LUCHT, W.; SCHAAF, C. B.; STRAHLER, A. H. An Algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 38, n. 2, p. 977-998, 2000.

MAHECHA, M. D.; REICHSTEIN, M.; CARVALHAIS, N.; LASSLOP, G.; LANGE, H.; SENEVIRATNE, S. I.; VARGAS, R.; AMMANN, C.; ARAIN, M. A.; CESCATTI, A.; JANSSENS, I. A.; MIGLIAVACCA, M.; MONTAGNANI, M.; RICHARDSON, A. D. Global convergence in the temperature sensitivity of respiration at ecosystem level. **Science**, v. 329, n. 5993, p. 838-840, 2010.

MAIGNAN, F.; BRÉON, F. M.; BACOUR, C.; DEMARTY, J.; POIRSON, A. Interannual vegetation phenology estimates from global AVHRR measurements: comparison with in situ data and applications. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 2, p. 496-505, 2008.

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, p. 31593-31612, 1998.

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, p. 1-17, 2002.

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

MALHI, Y.; WRIGHT, J. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 359, n. 1443, p. 311-329.

- MARENGO, J. A. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 1, p. 11-22, 2005.
- MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, 1-3, p. 79-96, 2004.
- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.
- MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, p. 1-5, 2011.
- MARSIK, M.; STEVENS, F.; SOUTHWORTH, J. Amazon deforestation: rates and patterns of land cover change and fragmentation in Pando, northern Bolivia, 1986 to 2005. **Progress in Physical Geography**, v. 35, n. 3, p. 353-374, 2011.
- MARTIN, S. T.; ARTAXO, P.; MACHADO, L. A. T.; MANZI, A. O.; SOUZA, R. A. F.; SCHUMACHER, C.; WANG, J.; ANDREAE, M. O.; BARBOSA, H. M. J.; FAN, J.; FISCH, G. Introduction: Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon (GoAmazon2014/5). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 16, 4785-4797, 2016.
- MARTÍNEZ, B.; GILABERT, M. A. Vegetation dynamics from NDVI time series analysis using the wavelet transform. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 1823-1842, 2009.
- MATRICARDI, E.; SKOLE, D.; PEDLOWSKI, M.; CHOMENTOWSKI, W.; FERNANDES, L. Assessment of tropical forest degradation by selective logging and fire using Landsat imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 5, p. 1117-1129, 2010.
- MCCALLUM, I.; WAGNER, W.; SCHMULLIUS, C. Satellite-based terrestrial production efficiency modelling. **Carbon and Management**, v. 4, p. 1-14, 2009.
- MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; HUTYRA, L. R.; KELLER, M.; SALESKA, S. R.; WOFSY, S. C.; FIGUEIRA, A. M. S.; ROCHA, H. R.; CAMARGO, P. B. Reduced impact logging minimally alters tropical rainforest carbon and energy exchange. **Proceedings of the National Academy of Sciences USA**, v. 48, p. 19431-19435, 2011.
- MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; ROCHA, H. R. The effect of canopy gaps on subcanopy ventilation and scalar fluxes in a tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, n. 1, p. 25-34, 2007.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. **Trudy Geofizicheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSSR**, v. 24, p. 163-187, 1954.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposium of the Society of Experimental Biology**, v. 19, p. 205-224, 1965.

MONTEITH, J. L. Solar radiation and productivity in tropical ecosystems. **Journal of Applied Ecology**, v. 9, p. 747-766, 1972.

MONTEITH, J. L.; UNSWORTH, M. H. **Principles of environmental physics: plants, animals, and the atmosphere**. 4. ed. Oxford: Elsevier, 2013. 422 p.

MORAES, E. C.; FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B. Effects of biomass burning in Amazonia on climate: a numerical experiment with a statistical-dynamical model. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D05109, p. 1-12, 2003.

MORTON, D. C.; DEFRIES, R. S.; SHIMABUKURO, Y. E.; ANDERSON, L. O.; ARAI, E.; ESPÍRITO-SANTO, F. B.; FREITAS, R.; MORISETTE, J. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 103, n. 39, p. 14637-14641, 2006.

MOURA, M. A. L., LYRA, R. F. F., BENINCASA, M., SOUZA, J. L., NASCIMENTO FILHO, M. F. Variação do albedo em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 7, n. 2, p. 163-168, 1999.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, n. 8, p. 1781-1800, 2011.

MYNENI R. B.; WILLIAMS D. L. On the relationship between fAPAR and NDVI. **Remote Sensing of Environment**, v. 49, p. 200-211, 1994.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; GOULDEN, M. L.; MYNENI, R. B.; FU, R.; BERNARDES, S.; GAO, H. An empirical approach to retrieve monthly evapotranspiration over Amazonia. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, p. 7045-7063, 2008.

NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; HODNETT, M. G.; FU, R.; GOULDEN, M. L.; VON RANDOW, C. Control of dry season evapotranspiration over the Amazonian forest as inferred from observations at a Southern Amazon forest site. **Journal of Climate**, v. 20, p. 2827-2839, 2007.

NEMANI, R. R.; KEELING, C. D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W. M.; PIPER, S. C.; TUCKER, C. J.; RUNNING, S. W. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. **Science**, v. 300, n. 5625, 1560-1563, 2003.

NEPSTAD, D. C.; TOHVER, I. M.; RAY D.; MOUTINHO, P.; CARDINOT, G. Mortality of large trees and lianas following experimental drought in an Amazon forest. **Ecology**, v. 88, n. 9, p. 2259-2269, 2007.

NEPSTAD, D. C.; VERISSIMO, A.; ALENCAR, A.; NOBRE, C.; LIMA, E.; LEFEBVRE, P.; SCHLESINGER, P.; POTTER, C.; MOUTINHO, P.; MENDOZA, E.; COCHRANE, M. A.; BROOKS, V. Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. **Nature**, v. 398, n. 6727, p. 505-508, 1999.

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

NOBRE, C. A.; NOBRE, A. D. O balanço de carbono da Amazônia brasileira. **Estudos Avançados**, v. 16, n. 45, p. 81-90, 2002.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NOHARA, D.; YOSHIDA, Y.; MISUMI, K.; OHBA, M. Dependency of climate change and carbon cycle on CO2 emission pathways. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. 1, p. 1-9, 2013.

NOLAN, R. H.; LANE, P. N.; BENYON, R. G.; BRADSTOCK, R. A.; MITCHELL, P. J. Changes in evapotranspiration following wildfire in resprouting eucalypt forests. **Ecohydrology**, v. 7, n. 5, p. 1363-1377, 2014.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. 2. ed. New York: Methuen & Co. Ltd, 1987. 435 p.

OLIVEIRA, G.; MORAES, E. C. Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 3, p. 353-364, 2013.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia vegetal**. São Paulo: Ceres, 1981. 425 p.

OUIDRARI, H.; GOWART, S. N.; CZAJKOWSKI, K. P.; SOBRINO, J. A.; VERMOTE, E. Land surface temperature estimation from AVHRR thermal infrared measurements: an Assessment for the AVHRR Land Pathfinder II Data Set. **Remote Sensing of Environment**, v. 81, p. 114-128, 2002.

PANDAY, P. K.; COE, M. T.; MACEDO, M. N.; LEFEBVRE, P.; ALMEIDA CASTANHO, A. D. Deforestation offsets water balance changes due to climate variability in the Xingu River in eastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 822-829, 2015.

PHILLIPS O.; HIGUCHI, N.; VIEIRA, S. A.; BAKER, T.; CHAO, K. J.; LEWIS, S. L. Changes in Amazonian Forest Biomass. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Eds.). **Amazonia and Global Change**. Washington: American Geophysical Union, 2009. p. 373-387.

PIELKE, R. A.; PITMAN, A.; NIYOGLI, D.; MAHMOOD, R.; MCALPINE, C.; HOSSAIN, F.; GOLDEWIJK, K. K.; NAIR, U.; BETTS, R.; FALL, S.; REICHSTEIN, M.; KABAT, P.; NOBLET, N. Land use/land cover changes and climate: modeling analysis and observational evidence. **Climate Change**, v. 2, n. 6, p. 828-850, 2011.

PINTO, A. M.; MORELLATO, L. P. C.; BARBOSA, A. P. Fenologia reprodutiva de *Dipteryx odorata* (Aubl.) Willd (Fabaceae) em duas áreas de floresta na Amazônia Central. **Acta Amazonica**, v. 38, n. 4, p. 643-649, 2008.

POTTER, C. S.; KLOOSTER, S.; HUETE, A.; GENOVESE, V.; BUSTAMANTE, M.; FERREIRA, L. G.; OLIVEIRA, R.; ZEPP, R. Terrestrial carbon sinks in the Brazilian Amazon and Cerrado region predicted from MODIS satellite data and ecosystem modeling. **Biogeosciences Discussions**, v. 6, p. 947-969, 2009.

POTTER, C.; KLOOSTER, S.; CARVALHO, C. R.; GENOVESE, V. B.; TORREGROSA, A.; DUNGAN, J.; COUGHLAN, J. Modeling seasonal and interannual variability in ecosystem carbon cycling for the Brazilian Amazon region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D10, p. 10423-10446, 2001.

PRIANTE-FILHO, N.; VOURLITIS, G. L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CAMPELO, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S. E.; COUTO, E. G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E. J.; PRIANTE, P. C.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L. C.; BIUDES, M. S.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S. R.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of a southern Amazon Basin during the wet-dry season transition. **Global Change Biology**, v. 10, n. 5, p. 863-876, 2004.

Projeto Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite (PRODES). **PRODES taxas anuais**. 2015. Taxas anuais do desmatamento - 1988 até 2015. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/prodes/prodes_1988_2015n.htm>. Acesso em: 02 jun. 2016.

PUTZER, H. The geology of the Amazon basin and its mineral resources. In: SIOLI, H. (Ed.). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: Dr. W. Junk, 1984. p. 15-46.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 42-49, 2006.

QUESADA, C. A.; LLOYD, J.; SCHWARZ, M.; PATIÑO, S.; BAKER, T. R.; CZIMCZIK, C.; FYLLAS, N. M.; MARTINELLI, L.; NARDOTO, G. B.; SCHMERLER, J.; SANTOS, A. J. B.; HODNETT, M. G.; HERRERA, R.; LUIZÃO, F. J.; ARNETH, A.; LLOYD, G.; DEZZEO, N.; HILKE, I.; KUHLMANN, I.; RAESSLER, M.; MORAES FILHO, J.; PAIVA, F.; ARAUJO FILHO, R.; CHAVES, E.; CRUZ, O.; PIMENTEL, T. P.; PAIVA, R. Variations in chemical and physical properties of Amazon Forest soils in relation to their genesis. **Biogeosciences**, v. 7, p. 1515-1541, 2010.

RAHMAN, A. F.; SIMS, D. A.; CORDOVA, V. D.; EL-MASRI, B. Z. Potential of MODIS EVI and surface temperature for directly estimating per-pixel ecosystem C fluxes. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 19, p. 1-4, 2005.

RANDERSON, J. T.; LIU, H.; FLANNER, M. G.; CHAMBERS, S. D.; JIN, Y.; HESS, P. G.; CHAPIN, F. S. The impact of boreal forest fire on climate warming. **Science**, v. 314, n. 5802, p. 1130-1132, 2006.

RAP, A.; SPRACKLEN, D. V.; MERCADO, L.; REDDINGTON, C. L.; HAYWOOD, J. M.; ELLIS, R. J.; BUTT, N. Fires increase Amazon forest productivity through increases in diffuse radiation. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 11, p. 4654-4662, 2015.

RASCHKE, E.; PREUSS, H. J. The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. **Meteorologic Rundschau**, v. 32, n. 1, p. 18-28, 1979.

RESENDE, M.; CURI, N.; SANTANA, D.P.S.; CORRÊA, G.F. **Pedologia**: base para distinção de ambientes. Viçosa: Neput, 2005. 304p.

RESTREPO-COUBE, N.; ROCHA, H. R.; HUTYRA, L. R.; ARAUJO, A. C.; BORMA, L. S.; CHRISTOFFERSEN, B.; CABRAL, O. M. R.; CAMARGO, P. B.; CARDOSO, F. L.; COSTA, A. C. L.; FITZJARRALD, D. R.; GOULDEN, M. L.; KRUIJT, B.; MAIA, J. M. F.; MALHI, Y. S.; MANZI, A. O.; MILLER, S. D.; NOBRE, A. D.; VON RANDOW, C.; SÁ, L. D. A.; SAKAI, R. K.; TOTA, J.; WOFYSY, S. C.; ZANCHI, F. B.; SALESKA, S. R. What drives the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin? A cross-site analysis of eddy flux tower measurements from the Brasil flux network. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182-183, n. 15, p. 128-144, 2013.

RIAÑO, D.; CHUVIECO, E.; USTIN, S.; ZOMER, R.; DENNISON, P.; ROBERTS, D.; SALAS, J. Assessment of vegetation regeneration after fire through multitemporal analysis of AVIRIS images in the Santa Monica Mountains. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, n. 1, p. 60-71, 2002.

RICE, A.H.; PYLE, E.H.; SALESKA, S.R.; HUTYRA, L.; PALACE, M.; KELLER, M.; DE CAMARGO, P.B.; PORTILHO, K.; MARQUES, D.F.; WOFSEY, S.C. Carbon balance and vegetation dynamics in an old-growth Amazonian forest. **Ecology Applications**, v. 14, n. 4, p. 55-71, 2004.

RICHARDSON, A. D.; KEENAN, T. F.; MIGLIAVACCA, M.; RYU, Y.; SONNENTAG, O.; TOOMEY, M. Climate change, phenology, and phenological control of vegetation feedbacks to the climate system. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 169, p. 156-173, 2013.

RISSE, J.; RIZZI, R.; RUDORFF, B. F. T.; ADAMI, M.; SHIMABUKURO, Y. E.; FORMAGGIO, A. R.; EPIPHANIO, R. D. V. Índices de vegetação Modis aplicados na discriminação de áreas de soja. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, n. 9, p. 1317-1326, 2012.

ROCHA, H. R.; GOULDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. 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. 4, p. 522-532, 2004.

RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C. J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADA KOVICH, J.; BOSILOVICH, M.; ENTIN, J. K.; WALKER, J. P.; LOHMANN, D.; TOLL, D. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381-394, 2004.

ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. S-SEBI: a simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth Part B**, v. 25, n. 2, p. 147-157, 2000.

ROMAGUERA, M.; KROL, M. S.; SALAMA, M.; HOEKSTRA, A. Y.; SU, Z. Determining irrigated areas and quantifying blue water use in Europe using remote sensing Meteosat Second Generation (MSG) products and Global Land Data Assimilation System (GLDAS) data. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 78, n. 8, p. 861-873, 2012.

ROMÁN, M. O.; SCHAAF, C. B.; WOODCOCK, C. E.; STRAHLER, A. H.; YANG, X.; BRASWELL, R. H.; CURTIS, P. S.; DAVIS, K. J.; DRAGONI, D.; GOULDEN, M. L.; GU, L.; HOLLINGER, D. Y.; KOLB, T. E.; MEYERS, T. P.; MUNGER, J. W.; PRIVETTE, J. L.; RICHARDSON, A. D.; WILSON, T. B.; WOFSEY, S. C. The MODIS (Collection V005) BRDF/albedo product: assessment of spatial representativeness over forested landscapes. **Remote Sensing of Environment**, v. 113, n. 11, p. 2476-2498, 2009.

ROSA, I. M. D.; SOUZA, C.; EWERS, R. M. Changes in size of deforested patches in the Brazilian Amazon. **Conservation Biology**, v. 26, n. 5, p. 932-937, 2012.

ROY, D. P.; WULDER, M. A.; LOVELAND, T. R.; WOODCOCK, C. E.; ALLEN, R. G.; ANDERSON, M. C.; SCAMBOS, T. A. Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 154-172, 2014.

RUNNING S. W.; NEMANI, R. R.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M. S.; REEVES, M.; HASHIMOTO, H. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production. **Bioscience**, v. 54, p. 547-560, 2004.

SAKAI, R. K.; FITZJARRALD, D. R.; MORAES, O. L. L.; STAEBLER, R. M.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; SILVA, R.; BRAIT, E.; MIRANDA, V. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, v. 10, p. 895-907, 2004.

SAKAMOTO, T.; GITELSON, A.; WARDLOW, B. D.; VERMA, S. B.; SUYKER, A. E. Estimating daily gross primary production of maize only on MODIS WDRVI and shortwave radiation data. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 3091-3101, 2011.

SALATI, E.; MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In: SIOLI, H. (Ed.). **The Amazon: limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin**. Dordrecht: Dr. W. Junk, 1984. p. 85-126.

SALESKA, S. R.; MILLER, S. D.; MATROSS, D. M.; GOULDEN, M. L.; WOFSY, S. C.; DA ROCHA, H. R.; DE CAMARGO, P. B.; CRILL, P.; DAUBE, B. C.; FREITAS, H. C.; HUTYRA, L. Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. **Science**, n. 5650, p. 1554-1557, 2003.

SALESKA, S.; ROCHA, H.; KRUIJT, B.; NOBRE, A. Ecosystem Carbon Fluxes and Amazonian Forest Metabolism. In: KELLER, M.; BUSTAMANTE, M.; GASH, J.; SILVA DIAS, P. (Eds.). **Amazonia and Global Change**. Washington: American Geophysical Union, 2009. p. 389-407.

SAMANTA, A.; KNYAZIKHIN, Y.; XU, L.; DICKINSON, R. E.; FU, R.; COSTA, M. H.; MYNENI, R. B. Seasonal changes in leaf area of Amazon forests from leaf flushing and abscission. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 117, n. G1, p. 1-13, 2012.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C. A.; COSTA, M. H.; PRAKKI, S.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. F. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 17, p. 1-7, 2007.

SANTOS, C. A. C. D.; WANDERLEY, R. L. N.; ARAÚJO, A. L.; BEZERRA, B. G. Obtaining the net radiation in pastures and forest areas in amazon (dry season) by the MODIS sensor. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 420-432, 2014.

SANTOS, C. A. C.; NASCIMENTO, R. L.; RAO, T. V. R.; MANZI, A. O. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, v. 24, n. 4, p. 435-446, 2011.

SCHAAF, C.; GAO, F.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; LI, X.; TSUNG, T.; STRUGNELL, N.; ZHANG, X.; JIN, Y.; MULLER, J. P.; LEWIS, P.; BARNSLEY, M.; HOBSON, P.; DISNEY, M.; ROBERTS, G.; DUNDERDALE, M.; DOLL, C.; D'ENTREMONT, R.; HU, B.; LIANG, S.; PREVITTE, J.; ROY, D. First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 135-148, 2002.

SHI, Q.; LIANG, S. Characterizing the surface radiation budget over the Tibetan Plateau with ground-measured, reanalysis, and remote sensing data sets: 2. Spatiotemporal analysis. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 16, p. 8921-8934, 2013.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, n. 4948, 1322-1325, 1990.

SHUTTLEWORTH, W. J. Micrometeorology of temperate and tropical forest. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B**, v. 324, n. 1223, p. 299-334, 1989.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. B.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MOLION, L. C. B.; NOBRE, C. A.; SÁ, L. D. A.; MARQUES FILHO, A. D.; FISH, G.; FATTORI, A. P.; RIBEIRO, M. N. G.; CABRAL, O. M. R. Amazonian evaporation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 179-191, 1987.

SILVA, F. B.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAGÃO, L. E. O. C.; ANDERSON, L. O.; PEREIRA, G.; CARDOZO, F.; ARAI, E. Large-scale heterogeneity of Amazonian phenology revealed from 26-year long AVHRR/NDVI time-series. **Environmental Research Letters**, v. 8, n. 2, p. 1-12, 2013.

SILVER, W. L.; OSTERTAG, R.; LUGO, E. A. The potential for carbon sequestration through reforestation of abandoned tropical agricultural and pasture lands. **Restoration Ecology**, v. 8, n. 4, p. 394-407.

SIMS, D. A.; LUO, H.; HASTINGS, S.; OECHEL, W. C.; RAHMANC, A. F.; GAMON, J. A. Parallel adjustments in vegetation greenness and ecosystem CO₂ exchange in response to drought in a Southern California chaparral ecosystem. **Remote Sensing of Environment**, v. 103, n. 3, p. 289-303, 2006.

SOBRINO, J. A.; GOMEZ, M.; JIMENEZ-MUNOZ, J. C.; OLIOSO, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. **Remote Sensing of Environment**, v. 110, p. 139-148, 2007.

- SOBRINO, J. A.; GOMEZ, M.; JIMENEZ-MUNOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: application to the DAISEX Campaigns. **Journal of Hydrology**, v. 315, p. 117-125, 2005.
- SOMMER, R.; SA, L. D.; VIELHAUER, K.; ARAÚJO, A. C.; FOLSTER, H.; VLEK, P. L. G. Transpiration and canopy conductance of secondary vegetation in the eastern Amazon. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 112, p. 103-121, 2002.
- SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 318-330, 2006.
- SOUZA, P. J.; ROCHA, E. J.; RIBEIRO, A. Impacts of soybean expansion on radiation balance in eastern Amazon. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 2, p. 169-178, 2013.
- STARK, S. C.; BRESHEARS, D. D.; GARCIA, E. S.; LAW, D. J.; MINOR, D. M.; SALESKA, S. R.; SWANN, A. L. S.; VILLEGAS, J. C.; ARAGAO, L. E. O. C.; BELLA, E. M.; BORMA, L. S.; COBB, N.; LITVAK, M. E.; MAGNUSSON, W. E.; MORTON, J.; REDMOND, M. D. Toward accounting for ecoclimate teleconnections: intra-and inter-continental consequences of altered energy balance after vegetation change. **Landscape Ecology**, v. 31, n. 1, p. 181-194, 2016.
- STOTT, P. A.; TETT, S. F. B.; JONES, G. S.; ALLEN, M. R.; MITCHELL, J. F. B.; JENKINS, G. J. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. **Science**, v. 290, n. 5499, p. 2133-2137, 2000.
- STROEVE, J.; BOX, J. E.; GAO, F.; LIANG, S.; NOLIN, A.; SCHAAF, C. B. Accuracy assessment of the MODIS 16-day snow albedo product: comparisons with Greenland in situ measurements. **Remote Sensing of the Environment**, v. 94, p. 46-60, 2005.
- SU Z. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, p. 85-99, 2002.
- SUN, Z.; GEBREMICHAEL, M.; ARDÖ, J.; NICKLESS, A.; CAQUET, B.; MERBOLDH, L.; KUTSCHI, W. L. Estimation of daily evapotranspiration over Africa using MODIS/Terra and SEVIRI/MSG data. **Atmospheric Research**, v. 112, p. 35-44, 2012.
- SWANN, A. L. S.; FUNG, I. Y.; CHIANG, J. C. H. Mid-latitude afforestation shifts general circulation and tropical precipitation. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 3, p. 712-716, 2012.

TAN, K. P.; KANNIAH, K. D.; CRACKNELL, A. P. A review of remote sensing based productivity models and their suitability for studying oil palm productivity in tropical regions. **Progress in Physical Geography**, v. 36, n. 5, p. 655-679, 2012.

Tang, B.; Li, Z.L. Estimation of instantaneous net surface longwave radiation from MODIS cloud-free data. *Remote Sens. Environ.* **2008**, 9, 3482-3492.

TANG, R.; LI, Z. L.; CHEN, K. S.; JIA, Y.; LI, C.; SUN, X. Spatial-scale effect on the SEBAL model for evapotranspiration estimation using remote sensing data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 174-175, p. 28-42, 2013.

TANG, X., LI, H.; DESAI, A. R.; NAGY, Z.; LUO, J.; KOLB, T. E.; OLIOSO, A. How is water-use efficiency of terrestrial ecosystems distributed and changing on Earth?. **Scientific Reports**, n. 4, p. 1-11, 2014.

TIMMERMANS, W.; KUSTAS, W. P.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. **Remote Sensing of Environment**, v. 108, p. 369-384, 2005.

TRUMBORE, S. E.; DAVIDSON, E. A.; CAMARGO, P.; NEPSTAD, D. C., MARTINELLI, L. A. Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 9, n. 4, p. 515-528, 1995.

VERAVERBEKE, S.; STAVROS, E. N.; HOOK, S. J. Assessing fire severity using imaging spectroscopy data from the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and comparison with multispectral capabilities. **Remote Sensing of Environment**, v. 154, p. 153-163, 2014.

VEROUSTRAETE, F.; SABBE, H.; HERMAN, E. Estimation of carbon mass fluxes over Europe using the C-Fix model and Euroflux data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 376-399, 2002.

VERSTRAETEN, W. W.; VEROUSTRAETE, F.; FEYEN, J. On temperature and water limitation on net ecosystem productivity: implementation in the C-Fix model. **Ecological Modeling**, v. 199, p. 4-22, 2006.

VITOUSEK, P. M.; MOONEY, H. A.; LUBCHENCO, J.; MELILLO, J. M. Human domination of Earth's ecosystems. **Science**, v. 277, n. 5325, p. 494-499, 1997.

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. 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.

WAN, Z.; ZHANG, Y.; ZHANG, Q.; LI, Z. L. Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 1, 261-274, 2004.

WANG, S., PAN, M., MU, Q., SHI, X., MAO, J., BRÜMMER, C.; JASSAL, R. R.; KRISHNAN, P.; LI, J.; BLACK, A. T. Comparing Evapotranspiration from Eddy Covariance Measurements, Water Budgets, Remote Sensing, and Land Surface Models over Canada. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 4, p. 1540-1560, 2015.

WANG, W.; LIANG, S. Estimation of high-spatial resolution clear-sky longwave downward and net radiation over land surfaces from MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, n. 4, p. 745-754, 2009.

WILLIAMS, E. R.; SÁTORI, G. Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 66, n. 13, p. 1213-1231, 2004.

WILLIAMS, M.; RASTETTER, E. B.; FERNANDES, D. N.; GOULDEN, M. L.; SHAVER, G. R.; JOHNSON, L. C. Predicting gross primary productivity in terrestrial ecosystems. **Ecological Applications**, v. 7, n. 3, p. 882-894, 1997.

WOLFE, R.E.; NISHIHAMA, M.; FLEIG, A.J.; KUYPER, J.A.; ROY, D.P.; STOREY, J.C.; PATT, F.S. Achieving sub-pixel geolocation accuracy in support of MODIS land science. **Remote Sensing of Environment**, n. 1, p. 31-49, 2002.

WRIGHT, I. R.; GASH, J. H. C.; ROCHA, H. R.; SHUTTLEWORTH, W. J.; NOBRE, C. A.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. A. G. P.; CARVALHO, P. R. A. Dry season micrometeorology of central Amazonian ranchland. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 118, n. 508, p. 1083-1099, 1992.

WU, C. Y.; CHEN, J. M.; HUANG, N. Predicting gross primary production from the enhanced vegetation index and photosynthetically active radiation: evaluation and calibration. **Remote Sensing of Environment**, v. 115, p. 3424-3435, 2011

XIAO, J., SUN, G.; CHEN, J.; CHEN, H.; CHEN, S.; DONG, G.; GAO, S. Carbon fluxes, evapotranspiration, and water use efficiency of terrestrial ecosystems in China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182, p. 76-90, 2013.

XIAO, X. M.; HOLLINGER, D.; ABER, J.; GOLTZ, M.; DAVIDSON, E. A.; ZHANG, Q. Y. Satellite-based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, p. 519-534, 2004.

XIAO, X. M.; ZHANG, Q. Y.; SALESKA, S.; HUTYRA, L.; CAMARGO, P.; WOFSY, S. Satellite-based modeling of gross primary production in a seasonally moist tropical evergreen forest. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, p. 105-122, 2005.

- YANAGI, S. M. M. **Albedo de uma floresta tropical Amazônica: medições de campo, sensoriamento remoto, modelagem, e sua influência no clima regional.** 2006. 128 p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2006.
- YANG, J.; GONG, P.; FU, R.; ZHANG, M.; CHEN, J.; LIANG, S.; XU, B.; SHI, J.; DICKINSON, R. The role of satellite remote sensing in climate change studies. **Nature Climate Change**, v. 3, p. 875-883, 2013a.
- YANG, Y., GUAN, H.; BATELAAN, O.; MCVICAR, T.; LONG, S.; LIANG, W.; LIU, B.; JIN, Z.; SIMMONS, C. T. Contrasting responses of water use efficiency to drought across global terrestrial ecosystems. **Scientific Reports**, n. 6, p. 1-8, 2016.
- YANG, Y.; SHANG, S.; GUAN, H.; JIANG, L. A novel algorithm to assess gross primary production for terrestrial ecosystems from MODIS imagery. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, n. 2, p. 1-16, 2013b.
- YANG, Y.; SHANG, S.; JIANG, L. Remote sensing temporal and spatial patterns of evapotranspiration and the responses to water management in a large irrigation district of North China. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 164, p. 112-122, 2012.
- YUAN, W.; LIU, S.; YU, G.; BONNEFOND, J. M.; CHEN, J.; DAVIS, K.; SUYKER, A. E. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 7, p. 1416-1431, 2010.
- ZANCHI, F. B.; WATERLOO, M. J.; AGUIAR, L. J. G.; VON RANDOW, C.; KRUIJT, B.; CARDOSO, F. L.; MANZI, A. O. Estimativa do Índice de Área Foliar (IAF) e Biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 2, p. 335-348, 2009.
- ZERI, M.; SÁ, L.D.; MANZI, A.O.; ARAÚJO, A.C.; AGUIAR, R.G.; VON RANDOW, C.; SAMPAIO, G.; CARDOSO, F.L.; NOBRE, C.A. Variability of carbon and water fluxes following climate extremes over a tropical forest in southwestern Amazonia. **PloS one**, v. 9, n. 2, p. 88130, 2014.
- ZHANG, F. M.; CHEN, J. M.; CHEN, J. Q.; GOUGH, C. M.; MARTIN, T. A.; DRAGONI, D. Evaluating spatial and temporal patterns of MODIS GPP over the conterminous US against flux measurements and a process model. **Remote Sensing of Environment**, v. 24, p. 717-729, 2012.
- ZHANG, Q., CHENG, Y.; LYAPUSTIN, A.; WANG, Y.; XIAO, X.; SUYKER, S.; VERMA, B.; MIDDLETON, E. Estimation of crop gross primary production (GPP): I. impact of MODIS observation footprint and impact of vegetation BRDF characteristics. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 191, p. 51-63, 2014.

ZHAO, M.; HEINSCH, F.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, p. 164-176, 2005.

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, W.; KHALIL, M. A. K. The relationship between precipitation and temperature over the contiguous United States. **Journal of climate**, v. 6, n. 6, p. 1232-1236, 1993.