

Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

Departamento de Meteorologia

**O IMPACTO DA FRAÇÃO DE COBERTURA VEGETAL NA MODELAGEM
DE PROCESSOS DE SUPERFÍCIE NA AMAZÔNIA**

Iago Alvarenga e Silva

Rio de Janeiro – RJ

Junho de 2018



O IMPACTO DA FRAÇÃO DE COBERTURA VEGETAL NA MODELAGEM DE PROCESSOS DE
SUPERFÍCIE NA AMAZÔNIA

Iago Alvarenga e Silva

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGM) da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Orientadores: Ana Maria Bueno Nunes, DSc

Leonardo de Faria Peres, PhD

Rio de Janeiro - RJ

Junho de 2018

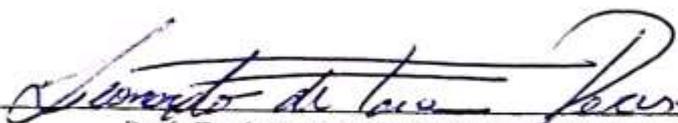
O IMPACTO DA FRAÇÃO DE COBERTURA VEGETAL NA MODELAGEM
DE PROCESSOS DE SUPERFÍCIE NA AMAZÔNIA

IAGO ALVARENGA E SILVA

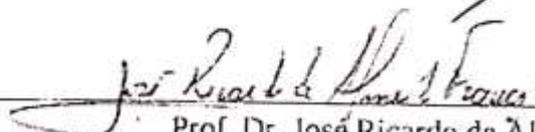
DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ)
COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO
GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



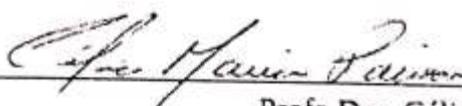
Profa. Dra. Ana Maria Bueno Nunes (Orientadora)



Prof. Dr. Leonardo de Faria Peres (Orientador)



Prof. Dr. José Ricardo de Alemida França



Profa Dra. Célia Maria Paiva



Prof. Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

JUNHO DE 2018

Alvarenga e Silva, Iago

O Impacto da Fração de Cobertura Vegetal na Modelagem de Processos de Superfície na Amazônia / Iago Alvarenga e Silva. -- Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2018.

XXI, 70 p.: il.; 29,7 cm.

Orientador: Ana Maria Bueno Nunes.

Coorientador: Leonardo Faria Peres.

Dissertação (Mestrado) –

UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 68-70.

1. Balanço de Energia. 2. Evapotranspiração.
3. Amazônia. I. Maria Bueno Nunes, Ana, orient. II. Faria Peres, Leonardo, coorient. III. Título.

RESUMO

Os fluxos de superfície calculados a partir de esquemas de solo-superfície são modulados pela cobertura da vegetação e suas variações no tempo e no espaço. Entretanto, a representação dos parâmetros associados à cobertura vegetal, como a fração de cobertura vegetal (FCV), muitas vezes apresenta limitações associadas à falta de informação *in situ* sobre a distribuição espacial e temporal desses parâmetros. Uma alternativa para superar essa limitação é a utilização de produtos derivados de sensoriamento remoto, como os índices de vegetação. A partir de estimativas por produtos de satélite, o presente estudo visa o aprimoramento da representação da vegetação em esquemas de solo-superfície e faz uma análise do impacto de dois novos conjuntos de FCV nos fluxos de superfície em áreas na Amazônia brasileira. Os dois conjuntos de FCV têm como base os seguintes índices de vegetação do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS): *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) e *Enhanced Vegetation Index* (EVI). Dessa forma, os fluxos de superfície são calculados a partir de um conjunto de nove integrações numéricas de longo prazo, *off-line*, ou seja, sem acoplamento atmosférico, da versão 3.7.1, unidimensional do esquema de superfície, Noah LSM, utilizando uma FCV padrão, proveniente do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), e os dois novos conjuntos de FCV derivados do MODIS. Neste estudo, o Noah LSM é forçado a cada hora pelas variáveis atmosféricas do produto *Satellite-enhanced Regional Downscaling for Applied Studies* (SRDAS). Três torres micrometeorológicas do *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment* (LBA-ECO) são utilizadas na avaliação do desempenho dos três conjuntos de FCV, através das médias mensais dos fluxos simulados pelo Noah LSM, no período de 2000 a 2006. Os resultados indicam que as maiores diferenças entre as simulações são observadas entre abril e agosto. Em geral, as simulações do fluxo de calor latente realizadas com os índices provenientes do MODIS apresentam resultados superiores às do AVHRR, quando comparadas com os dados das torres do LBA-ECO. Em suma, os dois novos conjuntos de FCV desenvolvidos neste trabalho mostram um satisfatório desempenho em regiões de vegetação densa, e sua aplicação em esquemas de superfície pode vir a contribuir para uma melhor caracterização do clima nessas regiões.

Palavras-chave: balanço de energia, evapotranspiração, sazonalidade, Amazônia

THE IMPACT OF GREEN VEGETATION FRACTION IN MODELING LAND SURFACE PROCESSES IN AMAZONIA

ABSTRACT

Surface heat fluxes are modulated by the vegetation cover in land surface schemes. However, the representation of the vegetation parameters, as the Green Vegetation Fraction (GVF), can be challenging in land surface schemes. To overcome this limitation, products and vegetation indices derived from remote sensing have been applied in land surface schemes. This study assesses the impact of two new sets of satellite-based GVF on land surface processes, using the version 3.4.1 of the Noah Land Surface Model (LSM), running in off-line mode (*i.e.*, uncoupled from the atmospheric component) at station sites located in Brazilian Amazonia. The GVF sets are based on two vegetation indices, the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and the Enhanced Vegetation Index (EVI), both from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). In this study, Satellite-enhanced Regional Downscaling for Applied Studies (SRDAS) provided hourly inputs of atmospheric variables to the Noah LSM off-line simulations, using separately the two GVF datasets derived from MODIS, and a standard GVF set obtained from the Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR). The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment (LBA-ECO) datasets at three station sites are used in the evaluation of the monthly means of the surface fluxes from the Noah LSM simulations forced with the three GVF datasets, over the 2000-2006 period. In general, the latent heat flux from Noah LSM, using the two MODIS-based GVF sets exhibit slightly higher correlation and lower root mean square error than the AVHRR-based simulations in comparison with observed values from the LBA-ECO towers. MODIS-based GVF sets mostly show differences from April to August. Ultimately, this approach to improve the seasonality of land surface fluxes has proven to be promising in areas with dense vegetation, such as Amazonia, and might provide better representation of the climate in those regions.

Keywords: energy budget, evapotranspiration, seasonality, Amazonia

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	10
1.1. Objetivo	11
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	12
2.1. Evolução dos LSMs	12
2.2. Sensoriamento remoto da vegetação aplicado à LSMs	13
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	16
3.1. Índices de vegetação	16
3.1.1. NDVI.....	17
3.1.2. EVI.....	17
3.2. Formulação da FCV.....	18
4. METODOLOGIA	21
4.1. Área de estudo	21
4.2. LBA-ECO	24
4.3. MODIS.....	26
4.3.1 Índices de Vegetação.....	26
4.4. FCV.....	26
4.5. SRDAS.....	29
4.6. Noah LSM.....	29
4.6.1. Características Gerais	30
4.6.2. Termodinâmica.....	32
4.6.3. Hidrologia.....	32
4.7. Simulações e Testes de Sensibilidade.....	35
4.7.1. Coeficiente de Determinação (R^2).....	36
4.7.2. Raiz do erro quadrático médio (RMSE).....	37
5. RESULTADOS	38
5.1 Índices de Vegetação e FCV	38
5.2. Análise da Precipitação.....	43
5.3. Forçantes Atmosféricas.....	45
5.4. Fluxos de Superfície	48
6. CONCLUSÃO	62
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 - Distribuição das classes de vegetação do IGBP MODIS sobre o domínio do SRDAS.	21
Figura 4.2 – Distribuição percentual das classes de vegetação do IGBP MODIS sobre o domínio do SRDAS.....	22
Figura 4.3 – Mapa da bacia amazônica (linha pontilhada) com seus principais rios (em cinza) e com a localização (triângulo) das torres micrometeorológicas, K34, K67 e K83.	23
Figura 4.4 – Esquemática do Noah LSM, adaptado de Chen e Dudhia (2001).	31
Figura 5.1 – Fração de cobertura vegetal calculada a partir dos métodos G-I (painéis superiores), NDVI (painéis do meio) e EVI (painéis inferiores), para os meses de setembro a novembro (esquerda) e dezembro a fevereiro (direita).	39
Figura 5.2 – Fração de cobertura vegetal calculada a partir dos métodos G-I (painéis superiores), NDVI (painéis do meio) e EVI (painéis inferiores), para os meses de março a maio (esquerda) e junho a agosto (direita).	40
Figura 5.3 – Média dos pixels de fração de cobertura vegetal associados à classe “ <i>Evergreen Broadleaf</i> ”, com base nos três métodos: FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I}	41
Figura 5.4 – Média dos pixels de fração de cobertura vegetal associados à classe “ <i>Savannas</i> ”, com base nos três métodos: FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I}	42
Figura 5.5 – Média dos pixels de fração de cobertura vegetal associados à classe “ <i>Grasslands</i> ”, com base nos três métodos: FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I}	43
Figura 5.6 – Campo médio da precipitação (mm/dia) do SRDAS, na região em torno das torres K34, K67 e K83, para o trimestre: (a) dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); (b) março, abril e maio (MAM); (c) junho, julho e agosto (JJA); e (d) setembro, outubro e novembro (SON). Período base 2000–2006.	44
Figura 5.7 – Ciclo anual da precipitação (mm/dia) do SRDAS, com período base 2000-2006, nas regiões R1 (que engloba a torre K34) e R2 (que engloba as torres K67 e K83).	45
Figura 5.8 – Gráfico de dispersão com curva de regressão linear (linha vermelha) entre as médias mensais do produto SRDAS e os dados das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) para as variáveis temperatura do ar a 2 metros (°C) e precipitação (mm/dia), entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.	47
Figura 5.9 – Ciclo anual do fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, em pontos de grade correspondentes às torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando FCV_{G-I} , FCV_{EVI} e FCV_{NDVI} (curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).	48

Figura 5.10 - Ciclo anual da transpiração (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).....	50
Figura 5.11 - Ciclo anual da evaporação da água interceptada pelo dossel vegetativo (W/m^2) simulada pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).....	51
Figura 5.12 - Ciclo anual da evaporação direta do solo (W/m^2) simulada pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).....	53
Figura 5.13 - Fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, utilizando FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} e observado nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) entre janeiro de 2000 e outubro de 2006.	55
Figura 5.14 – Diferença entre os fluxos de superfície totais simulados pelo Noah LSM, utilizando FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e a radiação líquida observada nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) entre janeiro de 2000 e outubro de 2006.	56
Figura 5.15 – Gráfico de dispersão e curva de regressão linear (em vermelho) entre os valores mensais do fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM com, da esquerda para direita, FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e observado nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.	58
Figura 5.16 – Gráfico de dispersão e curva de regressão linear (em vermelho) entre os valores mensais de umidade do solo (mm) a 10 cm simulados pelo Noah LSM com, da esquerda para direita, FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e de umidade do solo (mm) observada a 15 cm na torre K83, entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.	59
Figura 5.17 - Fluxos de solo-superfície (W/m^2) simulados pelo Noah LSM com base no FCV_{EVI} (azul) e no FCV_{NDVI} (vermelho) e FCV_{G-I} (verde), nas torres K34 (linha sólida), K67 (linha pontilhada) e K83 (linha ponto-tracejada) em junho.....	60
Figura 5.18 - Fluxos de solo-superfície (W/m^2) simulados pelo Noah LSM com base no FCV_{EVI} (azul) e no FCV_{NDVI} (vermelho) e FCV_{G-I} (verde), nas torres K34 (linha sólida), K67 (linha pontilhada) e K83 (linha ponto-tracejada) em outubro.	602

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 - Descrição das torres selecionadas do projeto LBA-ECO.....	25
Tabela 4.2 – Descrição dos conjuntos de FCV.....	27
Tabela 4.3 – Classes de vegetação do IGBP MODIS e seus respectivos parâmetros associados.	28
Tabela 4.4 – Condições iniciais e forçantes atmosféricas para simulações do Noah LSM	31

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMIP-II	<i>Atmospheric Model Intercomparison Project II</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
BATS	<i>Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme</i>
BL	<i>Barren land</i>
CMORPH	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Prediction Center Morphing Method</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
DOE	<i>Department of Energy</i>
EB	<i>Evergreen Broadleaf</i>
E_c	Evaporação da Água Interceptada pelo dossel
E_{dir}	Evaporação Direta do Solo
EMC	<i>Environmental Modeling Center</i>
ET	Evapotranspiração
E_t	Transpiração
EVI	<i>Enhanced Vegetation Index</i>
FCV	Fração de Cobertura Vegetal
FIFE	<i>Field Experiment</i>
FRB	Fator de Refletância Bidirecional
FST	Fluxos de Superfície Totais
GEWEX	<i>Global Energy and Water Exchanges</i>
GH	Fluxo de Calor no Solo
IAF	Índice de Área Foliar
ISLSCP	<i>First International Satellite Land Surface Climatology Project</i>
IVP	Fator de Refletância Bidirecional no Infravermelho Próximo
LBA-ECO	<i>Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment</i>
LH	Fluxo de Calor Latente
LSM	<i>Land Surface Model</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>

NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OH	<i>National Weather Service Office of Hydrology</i>
ORA	<i>NESDIS Office of Research and Applications</i>
OSU	<i>Oregon State University</i>
R ²	<i>Coeficiente de Determinação</i>
RMSE	<i>Root mean square error</i>
R _n	<i>Radiação Líquida</i>
RSM	<i>Regional Spectral Model</i>
SH	<i>Fluxo de Calor Sensível</i>
SiB	<i>Simple Biosphere Model</i>
SM	<i>Umidade do Solo</i>
SR	<i>Simple Ratio</i>
SRDAS	<i>Satellite-enhanced Regional Downscaling for Applied Studies</i>
SSBC	<i>Scale-Selective Bias Correction</i>
V	<i>Fator de Refletância Bidirecional no Vermelho</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>

1. INTRODUÇÃO

Os avanços na representação dos processos de superfície por meio de modelos numéricos têm contribuído para o aprimoramento do desempenho de modelos climáticos e de previsão de tempo através do acoplamento com esquemas prognósticos de superfície (CHEN; DUDHIA, 2001). Os esquemas prognósticos ou modelos de superfície (“*Land Surface Models*” - LSMs) controlam a partição de energia disponível na superfície entre calor sensível e latente, assim como de água disponível entre as variáveis ligadas à hidrologia de superfície (PITMAN, 2003). Dessa forma, o aprimoramento do cálculo dos fluxos associados a essas variáveis implica melhorias na determinação dos balanços de energia e de água do sistema terrestre pelos LSMs. Além disso, os LSMs fazem o prognóstico das condições de contorno na interface terra-atmosfera, que incluem a temperatura da superfície, e a umidade e a temperatura em diferentes camadas do solo.

Nos LSMs, a maior parte dos fluxos é modulada pelas propriedades da superfície e pela cobertura vegetal (ZENG *et al.*, 2000; MILLER *et al.*, 2006). A evapotranspiração, por exemplo, é controlada, pelo índice de área foliar (IAF) e pela fração de cobertura vegetal (FCV), e tem impacto direto no balanço de energia. No entanto, em muitos esquemas de superfície, essas informações não possuem distribuições espaciais e temporais adequadas, devido à escassez de experimentos e observações. Essa deficiência torna evidente a necessidade da inclusão de produtos de sensoriamento remoto para melhor caracterização do solo e da vegetação (GUTMAN; IGNATOV, 1998).

Um dos primeiros produtos de fração de cobertura vegetal com base em estimativas de satélites foi criado por Gutman e Ignatov (1998) através de uma relação linear entre o Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) e a FCV. Posteriormente, Zeng *et al.* (2000) aprimorou o método de Gutman e Ignatov (1998) e incluiu um cálculo da FCV diferenciado para cada tipo de vegetação.

O lançamento de novos satélites e sensores permitiu a evolução dos produtos de cobertura de vegetação, como em Miller *et al.* (2006), cujo trabalho consiste na utilização de um novo conjunto de FCV, dessa vez baseado em produtos do Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), que foi aplicado ao Noah LSM (EK *et al.*, 2003) sobre a região continental dos Estados Unidos. Seus resultados mostraram um avanço na caracterização da FCV devido à utilização do método proposto por Zeng *et al.* (2000) e do produto de índices de vegetação do MODIS.

Outros trabalhos como Sridhar *et al.* (2002) Hong *et al.* (2009) e Yin *et al.* (2016) também consistem na aplicação de métodos de estimativa da FCV em esquemas de superfície como o OSU e o Noah, e mostram o impacto da escolha da FCV e do índice de vegetação na simulação dos fluxos de solo-superfície.

1.1. Objetivo

O presente trabalho tem como principal contribuição uma análise do impacto da fração de cobertura vegetal e sua sazonalidade em simulações de longo prazo de um esquema de superfície, com a finalidade de aprimorar reconstruções climáticas ou mesmo previsões.

Especificamente, dois novos conjuntos de fração de cobertura vegetal foram criados a partir dos seguintes índices de vegetação provenientes do MODIS: *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI) e *Enhanced Vegetation Index* (EVI). Frações de cobertura vegetal a partir dos índices EVI e NDVI são utilizadas em simulações *off-line*, ou seja, sem o acoplamento atmosférico, do Noah LSM, versão 3.4.1, sobre regiões da Amazônia brasileira, tendo como condição inicial de superfície e variáveis atmosféricas provenientes de um produto desenvolvido no Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, utilizado na reconstrução do hidroclima da maior parte da América do Sul, com base em um sistema de modelagem regional e um procedimento de assimilação de taxas de precipitação derivadas de satélites ambientais. Da mesma forma, a fração de cobertura vegetal que utiliza o NDVI a partir do *Advanced Very High-Resolution Radiometer* (AVHRR), tradicionalmente utilizada em integrações do esquema de superfície, também é aplicada em simulações *off-line* do Noah LSM sobre a mesma região. Simulações de longo prazo com os três conjuntos de FCV são então comparadas e avaliadas em relação a dados de estações micrometeorológicas situadas na Amazônia, a fim de se avaliar a sensibilidade das variáveis modeladas pelo esquema de superfície à fração de cobertura vegetal em região de vegetação densa.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo, serão apresentadas as inovações na modelagem de superfície durante as últimas décadas, bem como os aprimoramentos associados à cobertura do solo e à vegetação.

2.1. Evolução dos LSMs

Modelos de superfície ou LSMs são componentes importantes dos modelos climáticos globais capazes de reproduzir os processos de superfície, como a absorção e a partição da radiação, da água e do carbono (ABRAMOWITZ *et al.*, 2008). Da mesma forma, os LSMs também estão presentes em sistemas de modelagem regional e de mesoescala.

O surgimento de diversos esquemas de superfície nas últimas décadas fez com que Sellers *et al.* (1997) os dividisse em três gerações. Na primeira geração, entre 1960 e 1970, os esquemas tinham como base uma simples representação do transporte de massa, e possuíam parâmetros de superfície espacialmente uniformes e pré-definidos.

Já a segunda geração, a partir de 1980, foi marcada pela adição do efeito da vegetação no balanço de energia. Nessa mesma época, foram lançados diversos produtos de sensoriamento remoto que puderam ser utilizados na descrição das características de superfície-solo e, portanto, incorporados aos esquemas de superfície.

Na terceira geração, os modelos passaram a conter uma representação dos processos bioquímicos associados ao ciclo do carbono, o que permitiu um avanço nos estudos das mudanças climáticas, que têm como base variações na concentração de combustíveis fósseis.

O principal esquema de superfície da primeira fase é o pioneiro de Manabe (1969), que conta com um tratamento simplificado da hidrologia e da termodinâmica. Neste esquema, a condução de calor no solo é desprezada e a distribuição da profundidade do solo é constante em todo o globo. A parte hidrológica é comandada por um esquema denominado “*bucket*” (em português, balde), pois, quando a umidade do solo atinge um determinado limiar, toda a precipitação é convertida em vazão. Por esse motivo, o esquema ficou conhecido como “*Manabe Bucket Model*”. Apesar da simplicidade desse esquema, Robock *et al.* (1995) mostraram que, para latitudes médias, ele operava bem, quando comparado com observações e outros LSMs mais complexos.

A grande deficiência dos primeiros esquemas de superfície era a ausência de um tratamento explícito da vegetação, algo que foi primeiramente introduzido por Deardorff (1978) e posteriormente implementado por modelos de superfície como: *Oregon State University* (OSU) LSM (MAHRT; EK, 1984; MAHRT; PAN, 1984; PAN; MAHRT, 1987), *Simple Biosphere Model* (SiB) (SELLERS *et al.*, 1986), *Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme* (BATS) (CHEN *et al.*, 1997), entre outros.

Em meio às iniciativas do *Global Energy and Water Exchanges* (GEWEX), Chen *et al.* (1996) realizaram comparações entre dados observados, provenientes do *First International Satellite Land Surface Climatology Project* (ISLSCP) *Field Experiment* (FIFE) (Sellers *et al.*, 1992), e os seguintes esquemas de superfície: *Bucket Model*, OSU LSM, SiB e BATS. Os resultados mostraram que os esquemas que representavam mais fielmente a umidade do solo e a evaporação possuíam um tratamento explícito da vegetação (OSU LSM e SiB), levando em consideração o cálculo da resistência estomatal do dossel vegetativo. Além disso, destacou-se a importância do ciclo sazonal da fração de cobertura vegetal, pois este possibilita melhores cálculos da evaporação e, conseqüentemente, do balanço de energia à superfície.

2.2. Sensoriamento remoto da vegetação aplicado à LSMs

A evolução dos LSMs e a necessidade de obter parâmetros de vegetação na escala global impulsionou o desenvolvimento de diversos produtos de IAF e FCV derivados de sensoriamento remoto para aplicação em esquemas de superfície.

Uma das primeiras análises com base em estimativas de satélite foi o produto de fração de cobertura vegetal implementado por Gutman e Ignatov (1998), que, posteriormente, foi aplicado ao esquema de superfície Noah LSM (EK *et al.*, 2003), do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Foram construídas médias mensais globais de FCV, utilizando cinco anos do produto de NDVI obtido a partir do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR). A criação de um produto de FCV global foi possível através do estabelecimento de uma relação linear entre a FCV e o NDVI, adotada com base em hipóteses de variabilidade sub-pixel.

A partir do método proposto por Gutman e Ignatov (1998), Zeng *et al.* (2000) produziram um novo conjunto de FCV de 1 km de resolução que teve como base as estimativas de NDVI do AVHRR. O principal objetivo era o aprimoramento da FCV, através do cálculo diferenciado para cada classe de vegetação.

Sridhar *et al.* (2002) testaram a sensibilidade do OSU LSM a dois esquemas de FCV, um com base no método de Gutman e Ignatov (1998; G-I) e o outro com base em Carlson e Ripley (1997; C-R). Seus resultados mostraram que, enquanto a radiação líquida se mostrou insensível à escolha do método, e os fluxos de calor sensível e fluxo de calor no solo pouco sensíveis, o fluxo de calor latente apresentou *bias* positivo no método C-R. Uma outra análise destacou que, em períodos mais úmidos, os dois métodos resultaram em valores similares de fluxo de calor latente, ou seja, o *bias* encontrado em C-R se pronunciava mais em períodos secos.

Xiao e Moody (2005) compararam métodos de estimativa da FCV baseados em modelos de mistura espectral em regiões de transição deserto-planalto no Novo México, EUA, e concluíram que, em regiões de paisagem relativamente simples, com pouca variedade de alvos, os métodos baseados na relação entre FCV e NDVI foram suficientes. Além disso, foi possível estabelecer uma relação linear entre a FCV e NDVI em toda a região de estudo.

Miller *et al.* (2006) testaram a sensibilidade do Noah LSM a um novo conjunto de FCV, proveniente do sensor MODIS, sobre a área contígua dos Estados Unidos e notaram que, em geral, o produto de MODIS apresentava valores mais altos de FCV para as classes de vegetação dominantes. Além disso, notaram que algumas classes apresentavam comportamentos sazonais distintos do antigo conjunto de FCV. Com relação às variáveis simuladas pelo Noah LSM, a evaporação direta do solo apresentava redução com a nova cobertura de vegetação, enquanto a transpiração do dossel vegetativo e o fluxo de calor latente aumentavam. Numa análise sazonal, concluíram que nos meses de inverno o impacto da FCV para o balanço de energia era quase nulo, devido ao baixo fluxo de calor latente.

Hong *et al.* (2009) estudaram o impacto de dois diferentes métodos de obtenção da FCV em fluxos de solo-superfície provenientes do acoplamento entre o Noah LSM e o *Weather Research and Forecasting* (WRF) em regiões entre Kansas e Oklahoma. Os métodos foram derivados da aplicação de produtos de NDVI do MODIS a partir das abordagens quadrática (CARLSON; RIPLEY, 1997) e linear (GUTMAN; IGNATOV, 1998). Os principais resultados apontaram para uma melhora na representação espacial por parte dos produtos baseados no sensor MODIS. Após uma comparação com dados observados, notou-se que, na região com vegetação mais densa, a temperatura da superfície foi subestimada nos dois métodos abordados, enquanto o fluxo de calor latente foi superestimado. Já na região menos vegetada, a variável subestimada foi o fluxo de

calor no solo. O fluxo de calor sensível (latente) apresentou uma melhora em relação ao produto de FCV baseado no AVHRR na região com mais (menos) vegetação.

Yin *et al.* (2016) compararam a aplicação de estimativas de FCV (semanal) e albedo (mensal) em tempo real, com estimativas estáticas a partir de simulações de três anos com o Noah LSM, sob as mesmas condições atmosféricas no domínio global. Eles observaram que o maior impacto, nos casos com FCV semanal em tempo real, se concentraram na primeira camada do solo, para a temperatura e a umidade do solo, e na representação da radiação de onda longa. Já o albedo mensal em tempo real não apresentou impacto significativo em nenhuma das simulações.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A representação adequada da sazonalidade e da variação espacial da vegetação é um fator de grande importância para a simulação de fluxos associados à evaporação e à interação entre solo e planta. Os esquemas de superfície geralmente fazem uso de dois principais parâmetros para quantificar as variações na produtividade do dossel vegetativo: o índice de área foliar (IAF) e a fração de cobertura vegetal (FCV).

Segundo Watson (1947), o IAF é definido como a razão entre a área foliar do dossel e a unidade de superfície projetada no solo, dada em m^2/m^2 . Em outras palavras, o IAF quantifica a porção da superfície que está coberta por folhas, o que impacta diretamente na evapotranspiração de determinada área. A fração de cobertura vegetal, muitas vezes referenciada como “fração de vegetação verde”, é definida como a fração de área ocupada por vegetação fotossinteticamente ativa, em cada pixel, ao meio dia solar. Essa fração é obtida através de relações empíricas baseadas em índices de vegetação.

No Noah LSM e na maior parte dos esquemas de superfície, o IAF controla a resistência do dossel vegetativo, enquanto a fração de cobertura vegetal é responsável pela partição da evapotranspiração entre suas três componentes: evaporação direta do solo, evaporação da água interceptada pelo dossel vegetativo e a transpiração das raízes e do dossel vegetativo (GODFREY; STENSRUD, 2010).

3.1. Índices de vegetação

Os índices de vegetação são modelos matemáticos que têm o objetivo de explorar a capacidade espectral da vegetação a fim de obter informação a respeito de parâmetros biofísicos da cobertura vegetal e da biomassa. Com o avanço do sensoriamento remoto, diversos índices têm sido propostos de forma a otimizar a extração desse tipo de informação.

O primeiro índice de vegetação a ser elaborado e aplicado é o denominado Índice de Vegetação da razão simples ou *Simple Ratio* (SR) (JORDAN, 1969). Consiste na seguinte relação:

$$SR = \frac{IVP}{V}, \quad (3.1)$$

na qual IVP corresponde ao fator de refletância bidirecional (FRB) no infravermelho próximo, e V ao FRB no vermelho.

A maior falha desse índice está associada a regiões de vegetação densa, nas quais os valores de refletância da região do vermelho se aproximam de zero, o que leva o índice a valores muito altos.

3.1.1. NDVI

Na busca de um aperfeiçoamento do SR, Rouse *et al.* (1973) propuseram uma normalização do índice para valores entre -1 a +1, o que deu origem ao Índice de Vegetação da Diferença Normalizada, do inglês *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), sendo a formulação do índice dada por:

$$\text{NDVI} = \frac{\text{IVP} - V}{\text{IVP} + V} \quad (3.2)$$

A normalização aplicada ao NDVI faz com que o mesmo apresente uma resposta sensível à vegetação, mesmo em casos de vegetação esparsa. Em casos de vegetação mais densa, o NDVI responde principalmente às refletâncias na região do vermelho, e é relativamente insensível às variações no infravermelho próximo, o que torna a detecção do IAF mais difícil (HUETE *et al.*, 1997).

O NDVI é o índice mais utilizado em estudos de vegetação global e regional, sendo utilizado na detecção de atividades fenológicas e sazonais, como duração do período de crescimento e pico de verde. Porém, o NDVI apresenta deficiências, como sensibilidade aos efeitos do brilho e da cor do solo, da atmosfera, das nuvens e das sombras de nuvens e folhas, e atinge valores de saturação no caso de vegetação densa (XUE; SU, 2017).

Devido ao impacto negativo do brilho do solo nas estimativas do NDVI, um mecanismo de feedback foi adicionado para corrigir tanto os efeitos de solo quanto os efeitos da atmosfera, o que deu origem ao *Enhanced Vegetation Index* (EVI).

3.1.2. EVI

Melhorias no índice de vegetação foram implementadas com o intuito de aprimorar o sinal da vegetação em regiões de alta densidade de biomassa e reduzir a influência do solo e da atmosfera. Dessa forma, o EVI usa a faixa azul para remover a

contaminação residual da atmosfera gerada por nuvens finas e aerossóis. Segundo Justice *et al.* (1998), a equação que descreve o EVI é dada por:

$$EVI = \frac{G(IVP - V)}{L + IVP + C1V - C2A'} \quad (3.3)$$

onde L é o fator de ajuste para o solo, G é o fator de ganho e C1V e C2A são os coeficientes de ajuste para efeitos de aerossóis da atmosfera.

3.2. Formulação da FCV

De acordo com a resolução espacial, a refletância espectral derivada de sensores a bordo de satélites pode conter sinais mistos, ou seja, pode ser o resultado da contribuição de diversas estruturas sub-pixel (PRICE, 1992).

Segundo Zeng *et al.* (2000), uma grandeza medida através de sensoriamento remoto (ϕ) para cada pixel pode ser interpretada pela soma das contribuições da área vegetada e da área de solo nu. A equação que relaciona esta grandeza à FCV, é dada por:

$$\phi = (1 - \sigma_f)\phi_s + \sigma_f\phi_v, \quad (3.4)$$

na qual ϕ_s e ϕ_v são as contribuições para o solo nu e totalmente vegetado, respectivamente, e σ_f é a FCV.

A FCV afeta a resposta do índice de vegetação (SELLERS, 1985), portanto, o princípio por trás da obtenção da FCV com base no NDVI consiste na utilização de valores de referência para representar um pixel misto de NDVI (JIANG *et al.*, 2006), da seguinte forma:

$$NDVI = \sigma_f NDVI_v - (1 - \sigma_f) NDVI_s, \quad (3.5)$$

na qual $NDVI_v$ é o valor de NDVI para um pixel coberto por 100% de vegetação, e $NDVI_s$ é o valor de NDVI para um pixel de solo nu. Dessa forma, σ_f (=FCV) é dado por:

$$\sigma_f = \frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s}. \quad (3.6)$$

Ao longo da evolução dos produtos de sensoriamento remoto, diversas formulações e métodos foram criados com objetivo de estabelecer uma relação entre os índices de vegetação e a fração de cobertura vegetal que pudesse ser aplicada a esquemas de superfície. Um dos primeiros métodos foi o proposto por Baret *et al.* (1995), que consiste numa relação semi-empírica genérica entre o *gap* vertical e o NDVI, da seguinte forma:

$$\sigma_f = 1 - \left(\frac{\text{NDVI}_\infty - \text{NDVI}}{\text{NDVI}_\infty - \text{NDVI}_s} \right)^{0,6175}, \quad (3.7)$$

na qual NDVI_∞ e NDVI_s são os valores de NDVI para vegetação com IAF infinito e solo nu, respectivamente.

Carlson e Ripley (1997) utilizaram um simples modelo de transferência radiativa para analisar as relações entre NDVI, FCV e IAF, e concluíram que havia uma relação quadrática entre os mesmos, o que resultou na seguinte relação semi-empírica:

$$\sigma_f = \left(\frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_s}{\text{NDVI}_\infty - \text{NDVI}_s} \right)^2. \quad (3.8)$$

Gutman e Ignatov (1998) utilizaram um modelo de mosaico de pixel (do inglês, *mosaic-pixel model*) que contava com quatro hipóteses: um pixel com densidade variável de vegetação, um pixel de vegetação esparsa, um pixel com vegetação densa e um pixel 100% uniforme, coberto por vegetação. Eles então assumiram que para sensores de alta resolução como AVHRR, o NDVI de qualquer pixel misto poderia ser aproximado pelo esquema do pixel com vegetação densa, que consiste na equação:

$$\text{NDVI} = \sigma_f \text{NDVI}_\infty - (1 - \sigma_f) \text{NDVI}_s. \quad (3.9)$$

No entanto, o esquema apresentado exigia o conhecimento de duas variáveis: o IAF e a FCV. Sabendo que não era possível obtê-las de forma linearmente independente com apenas uma medida de NDVI, Gutman e Ignatov (1998) propuseram um esquema no qual a FCV seria derivada do NDVI, e o IAF seria prescrito. Este esquema é descrito pela seguinte equação:

$$\sigma_f = \frac{\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}}, \quad (3.10)$$

na qual NDVI_{\min} é o valor de NDVI para o solo nu, definido como 0,04 e NDVI_{\max} o valor de NDVI para o solo coberto por vegetação, definido como 0,52.

Posteriormente, Zeng *et al.* (2000) basearam-se na equação proposta por Gutman e Ignatov (1998) e elaboraram um método estatístico para a definição de valores de NDVI_{\max} e NDVI_{\min} que levasse em consideração cada classe de vegetação.

Trabalhos mais recentes apresentaram novos métodos de obtenção do NDVI_{\max} e do NDVI_{\min} baseados no auxílio de experimentos de campo (JIAPAER *et al.*, 2011), produtos de sensoriamento remoto de alta resolução (ZHANG *et al.*, 2012) e observações multiangulares (SONG *et al.*, 2017).

4. METODOLOGIA

O presente trabalho utiliza o esquema de superfície Noah LSM (EK, *et al.*, 2003), versão 3.4.1 off-line, as variáveis atmosféricas e condições iniciais de superfície do produto *Satellite-enhanced Regional Downscaling for Applied Studies* (SRDAS; NUNES, 2016), produtos de sensoriamento remoto do MODIS (Justice *et al.*, 1998), e dados de três torres de fluxos do projeto *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment* (LBA-ECO).

4.1. Área de estudo

Para a definição da área de estudo, realizou-se uma análise dos tipos de vegetação presentes em todo o domínio do SRDAS, que engloba todo o território brasileiro e parte das América do Sul e Central (93.6°W–25.8°W e 42.6°S–20.4°N). A Figura 4.1 apresenta a distribuição das classes de vegetação do produto IGBP MODIS (FRIEDL *et al.*, 2010) sobre o mesmo domínio do SRDAS.



Figura 4.1 - Distribuição das classes de vegetação do IGBP MODIS sobre o domínio do SRDAS.

Nota-se uma grande variedade de classes, principalmente sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Sobre o domínio analisado, é possível observar dezesseis das vinte classes do IGBP. As classes ausentes são os três tipos de tundra (*Wooded Tundra*, *Mixed Tundra* e *Barren Tundra*) e a *Deciduous Needleleaf*.

Sobre a região da Amazônia, predomina a classe *Evergreen Broadleaf*, que representa vegetações mais altas, densas e com folhas mais largas, enquanto a região do entorno da mesma apresenta vegetação do tipo *Savannas*, *Grasslands* e *Open Shrublands*.

De modo a quantificar os pixels de cada categoria de vegetação, e consequentemente sua representatividade no ecossistema sul-americano, a Figura 4.1 apresenta a distribuição de frequência das classes do IGBP sobre o domínio do SRDAS.

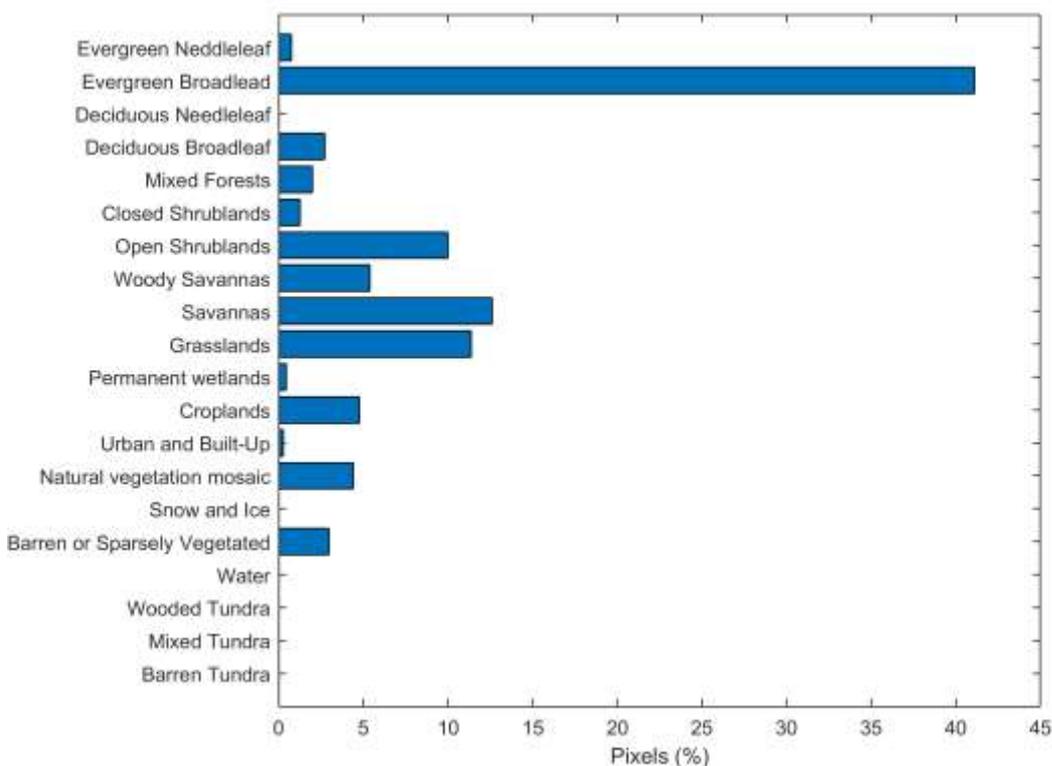


Figura 4.2 – Distribuição percentual das classes de vegetação do IGBP MODIS sobre o domínio do SRDAS.

Observa-se um predomínio da classe *Evergreen Broadleaf* (EB), que representa pouco mais de 40% da vegetação no domínio escolhido. As classes *Savannas*, *Grasslands* e *Open Shrublands*, que possuem destaque na região do Cerrado, juntas representam em torno de 35% da região. As demais classes representam individualmente menos de 5% dos biomas do domínio.

A categoria EB, típica de florestas tropicais como a floresta amazônica, é caracterizada por vegetação alta, densa e com folhas mais largas, o que resulta num alto potencial fotossintético, quase constante ao longo do ano.

A Amazônia foi selecionada como área de estudo devido à predominância da categoria de vegetação EB naquela região e à importância da floresta amazônica para o clima regional e global. A principal área de estudo está limitada a região hidrográfica amazônica que engloba as três das torres micrometeorológicas do LBA-ECO utilizadas nas análises.

A Figura 4.3, portanto, apresenta o mapa da bacia Amazônica com seus principais rios, as unidades da federação que ela engloba e a localização das três torres utilizadas.



Figura 4.3 – Mapa da bacia amazônica brasileira (linha pontilhada), com seus principais rios (em cinza) e a localização (triângulo) das torres micrometeorológicas, K34, K67 e K83.

4.2. LBA-ECO

O *Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment* (LBA-ECO) é um projeto científico proposto pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), que visa à pesquisa e investigação das florestas tropicais brasileiras, ampliando a cobertura temporal e espacial de dados hidrometeorológicos.

Com objetivo de avaliar as simulações propostas por este trabalho, são utilizados os dados coletados nas seguintes torres micrometeorológicas pertencentes ao LBA-ECO: K34, K67 e K83, cujas especificações são apresentadas na Tabela 4.1.

Os dados disponíveis nessas torres fazem parte do inventário denominado “*CD32_Brazil_Flux_Network*” (SALESKA *et al.*, 2013) que consiste numa coletânea de dados de fluxos de carbono e energia, variáveis meteorológicas, radiação, temperatura, umidade e perfis de CO₂ do dossel vegetativo, e umidade e temperatura do solo, obtidos em nove torres ao longo da Amazônia brasileira. O CD32 reúne diversos projetos de investigadores independentes, entre 1999 e 2006, adicionando a estes um novo controle de qualidade.

Dentre as nove torres disponíveis no CD32, somente três foram selecionadas (K34, K67 e K83), e essa seleção foi condicionada por fatores como cobertura temporal de dados, existência de determinadas variáveis de solo-superfície e tipo de vegetação da vizinhança. Entre as variáveis de solo-superfície de interesse estão o fluxo de calor sensível (SH), o fluxo de calor latente (LH), o fluxo de calor no solo (GH), a radiação líquida (Rn) e a umidade do solo (SM).

As três torres selecionadas estão situadas em duas florestas da Amazônia brasileira: a Floresta Nacional do Tapajós, próxima a Santarém (K67 e K83), e a Reserva Cuireiras, próxima a Manaus (K34). A torre K34 está localizada numa área de floresta tropical não perturbada e as torres K67 e K83 numa área de floresta antiga e densa, com dossel vegetativo de quarenta metros de altura, em média. Segundo Hasler e Avissar (2006), as regiões próximas das torres K67 e K34 não possuem sinal de influência antrópica, ao contrário da região na qual se encontra a torre K83, na qual uma poda seletiva do dossel foi realizada em setembro de 2001.

De acordo com o IGBP MODIS, a classe de vegetação presente no local em torno das três torres é a *Evergreen Broadleaf* e classe de solo, com base no STASGO (SCHWARZ, E. G., ALEXANDER, 1995) varia entre *Loam* e *Clay Loam*.

Tabela 4.1 - Descrição dos dados observados a partir das torres selecionadas do projeto LBA-ECO.

Torre	Local	Latitude (graus)	Longitude (graus)	Cobertura Temporal	Dados Utilizados	Classe de Solo (STASGO)	Classe de Vegetação (IGBP)
K34	Manaus, km 34	-2.61	-60.21	junho de 1999 a setembro de 2006	LH, SH, GH e Rn	Loam (6)	Evergreen Broadleaf (2)
K67	Santarém, km 67	-2.85	-54.97	janeiro de 2002 a janeiro de 2006	LH, SH, GH e Rn	Clay Loam (9)	Evergreen Broadleaf (2)
K83	Santarém, km 83	-3.05	-54.93	junho de 2000 a março de 2004	LH, SH, GH, Rn e SM	Clay Loam (9)	Evergreen Broadleaf (2)

4.3. MODIS

O *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é um instrumento presente nos satélites Terra e Aqua (EOS AM-1 e EOS PM-1). Possui órbita polar de 705 km com ciclo de 16 dias e resolução de 250 (bandas 1 a 2), 500 (bandas 3 a 7) e 1000 metros (banda 8 a 36).

4.3.1 Índices de Vegetação

O produto MODIS utilizado neste trabalho é o MOD13A3 versão 6, que reúne os índices de vegetação NDVI e EVI mensais, com resolução espacial de 1 km (DIDAN *et al.*, 2015). Estes índices são computados a partir de refletâncias da superfície terrestre, com correções que levam em consideração o espalhamento molecular, a absorção pelo ozônio e a presença de aerossóis. O produto mensal de EVI e NDVI é obtido a partir da aplicação de um algoritmo, com base nos produtos de 16 dias.

4.4. FCV

O atual conjunto de fração de cobertura vegetal utilizado na versão padrão do Noah LSM é o elaborado por Gutman e Ignatov (1998), doravante referenciado como FCV_{G-I} .

Os dois novos conjuntos de FCV propostos nesse trabalho são obtidos através da manipulação do produto mensal de NDVI e EVI do MODIS, com 1 km de resolução horizontal (MOD13A3), e serão referenciados como FCV_{NDVI} e FCV_{EVI} , respectivamente.

O método aplicado para o cálculo dos novos conjuntos de FCV é baseado no descrito por Gutman e Ignatov (1998), com alterações realizadas por Zeng *et al.* (2000), além da inclusão do índice de vegetação EVI, proposta por este trabalho.

A equação que descreve os cálculos do FCV a partir dos índices de vegetação, baseada na equação 3.7, é dada por:

$$FCV = \sigma_f = \frac{IV_p - IV_{\sigma_f \min}}{IV_{\sigma_f \max} - IV_{\sigma_f \min}}, \quad (4.1)$$

na qual IV_p corresponde ao valor do índice de vegetação de cada pixel em determinado mês, $IV_{\sigma_f \min}$ corresponde ao valor do índice de vegetação cujo FCV seria mínimo para

cada classe de vegetação e $IV_{\sigma_f\text{máx}}$ corresponde ao valor do índice de vegetação cujo FCV seria máximo, também para cada classe de vegetação.

Os valores de $IV_{\sigma_f\text{máx}}$, assim como em Zeng *et al.* (2000), são estimados a partir de histogramas associados a cada classe de vegetação. O $IV_{\sigma_f\text{min}}$ é computado, para todas as classes, como o 5º percentil da classe “*Barren land*” (BL). Em casos de vegetação mais densa, o $IV_{\sigma_f\text{máx}}$ é computado como o 75º percentil.

No caso do FCV_{G-I} , os valores de $IV_{\sigma_f\text{máx}}$ e $IV_{\sigma_f\text{min}}$ utilizados por Gutman e Ignatov (1998) são 0,04 e 0,52 respectivamente, e não fazem distinção entre as classes de vegetação.

A Tabela 4.2 apresenta um resumo dos três conjuntos de FCV, e os métodos utilizados especificamente para vegetação do tipo EB. Os percentis utilizados nas demais classes de vegetação do IGBP e alguns parâmetros associados a estas classes de estão descritos na Tabela 4.3.

Tabela 4.2 – Descrição dos conjuntos de FCV.

	Produto de Origem	Resolução	Método
FCV_{G-I}	AVHRR NDVI (1986-1991)	0,15°, mensal	Linear ($IV_{\sigma_f\text{min}}$:0.04; $IV_{\sigma_f\text{máx}}$ 0.52)
FCV_{NDVI}	MODIS NDVI (2000-2016)	1 km, mensal	Linear ($IV_{\sigma_f\text{min}}$:5ºP de BL; $IV_{\sigma_f\text{min}}$: 75º P de EB)
FCV_{EVI}	MODIS EVI (2000-2016)	1 km, mensal	Linear ($IV_{\sigma_f\text{min}}$:5ºP de BL; $IV_{\sigma_f\text{min}}$: 75º P de EB)

Tabela 4.3 – Classes de vegetação do IGBP MODIS e seus respectivos parâmetros associados.

Classe	Percentil	Raiz (camadas)	Resistência Estomatal (s.m ⁻¹)	Tipo
1	75°	4	125	Floresta perene aciculifoliada
2	75°	4	150	Floresta perene latifoliada
3	75°	4	150	Floresta caducifólia aciculifoliada
4	75°	4	100	Floresta caducifólia latifoliada
5	75°	4	125	Floresta mista
6	90°	3	300	Bosque fechado
7	90°	3	170	Bosque aberto
8	75°	3	300	Savana arborizada
9	75°	3	70	Savana
10	90°	3	40	Pastagem/grama
11	75°	2	70	Pântano permanente
12	75°	3	40	Terra cultivada
13	90°	1	20	Terreno urbano
14	75°	3	40	Terra cultivada/natural
15	-	1	-	Gelo/Neve
16	90°	1	-	Vegetação esparsa/árida
17	-	0	100	Água
18	90°	3	150	Tundra arborizada
19	90°	3	150	Tundra mista
20	90°	2	200	Tundra árida

4.5. SRDAS

As condições iniciais de superfície, como temperatura e umidade do solo em quatro camadas, e as variáveis atmosféricas utilizadas nas simulações *off-line* do Noah LSM são provenientes do SRDAS (NUNES, 2016) que é um sistema de modelagem regional constituído do modelo atmosférico regional, *Regional Spectral Model* (RSM) (JUANG *et al.*, 1997) que utiliza um tipo de esquema de *nudging* espectral, *Scale-Selective Bias Correction* (SSBC) (KANAMARU; KANAMITSU, 2007), na sua versão reformulada (YOSHIMURA; KANAMITSU, 2009; KANAMITSU *et al.*, 2010), e um esquema de assimilação de estimativas de precipitação desenvolvido especificamente para análise de eventos hidrometeorológicos extremos (NUNES, 2016).

A versão do RSM presente no SRDAS possui 28 camadas verticais na coordenada sigma e aproximadamente 25 km de resolução horizontal, e está acoplado ao esquema de superfície, Noah LSM versão 2.6 (EK *et al.*, 2003). As condições iniciais e de contorno são provenientes da Reanálise 2, do NCEP-*Department of Energy* (DOE) *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP-II) (KANAMITSU *et al.*, 2002).

O esquema de assimilação de precipitação presente no SRDAS utiliza estimativas de precipitação provenientes do produto *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) *Climate Prediction Center* (CPC) *Morphing technique* (CMORPH) (JOYCE *et al.*, 2004), e disponíveis na resolução espacial de 0,25° e resolução temporal de 3 horas, corrigidas por dados *in situ*.

4.6. Noah LSM

No início da década de 1990, impulsionado pelo GEWEX, o *Environmental Modeling Center* (EMC) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) uniu esforços com o *National Weather Service Office of Hydrology* (OH) e com o *NESDIS Office of Research and Applications* (ORA) para estabelecer um modelo de superfície adequado para o acoplamento com os modelos climáticos e de previsão de tempo no NCEP. Os resultados positivos do OSU LSM, documentados em Chen *et al.* (1996), contribuíram para que este fosse o esquema de superfície a ser implementado operacionalmente no NCEP, tornando-se o NCEP LSM. Em 2000, o NCEP LSM passou a ser denominado NOAA (doravante Noah LSM), que veio da soma das iniciais dos quatro principais parceiros: o NCEP, a OSU, a Força Aérea Norte-Americana, e o *Hydrologic Research Laboratory*.

4.6.1. Características Gerais

O Noah LSM é um esquema de superfície de quatro camadas (10 cm, 30 cm, 60 cm e 100 cm de espessura), que resulta do aprimoramento do esquema de superfície da *Oregon State University* (OSU LSM) (MAHRT; EK, 1984; MAHRT; PAN, 1984; PAN; MAHRT, 1987).

Durante três décadas de desenvolvimento, foram realizados diversos aprimoramentos no Noah LSM, desde o OSU LSM até a atual configuração. Entre eles, estão a inclusão da abordagem de Noilhan e Planton (1989) e Jacquemin e Noilhan (1990) para a resistência do dossel vegetativo (CHEN *et al.*, 1996), a adição da componente do escoamento superficial a partir do modelo de Schaake *et al.* (1996) e a inclusão de parametrizações associadas ao gelo e à neve, por Koren *et al.* (1999). Outro importante aprimoramento foi a mudança de duas para quatro camadas de solo, proposta por Chen e Dudhia (2001), com o objetivo de melhor simular a evolução diária, mensal e sazonal da umidade do solo, e prevenir possíveis erros de truncamento por discretização.

O Noah LSM simula, para cada camada, as seguintes variáveis:

- umidade do solo (líquida e gelo)
- temperatura do solo
- temperatura da interface terra-atmosfera
- profundidade da cobertura de neve
- densidade da cobertura de neve
- conteúdo de água do dossel vegetativo
- componentes do balanço de energia
- componentes do balanço hídrico

A Figura 4.4 ilustra o esquema de superfície do Noah LSM com seus principais fluxos. As forçantes atmosféricas e as condições iniciais necessárias para a simulação off-line do Noah LSM estão especificadas na Tabela 4.2.

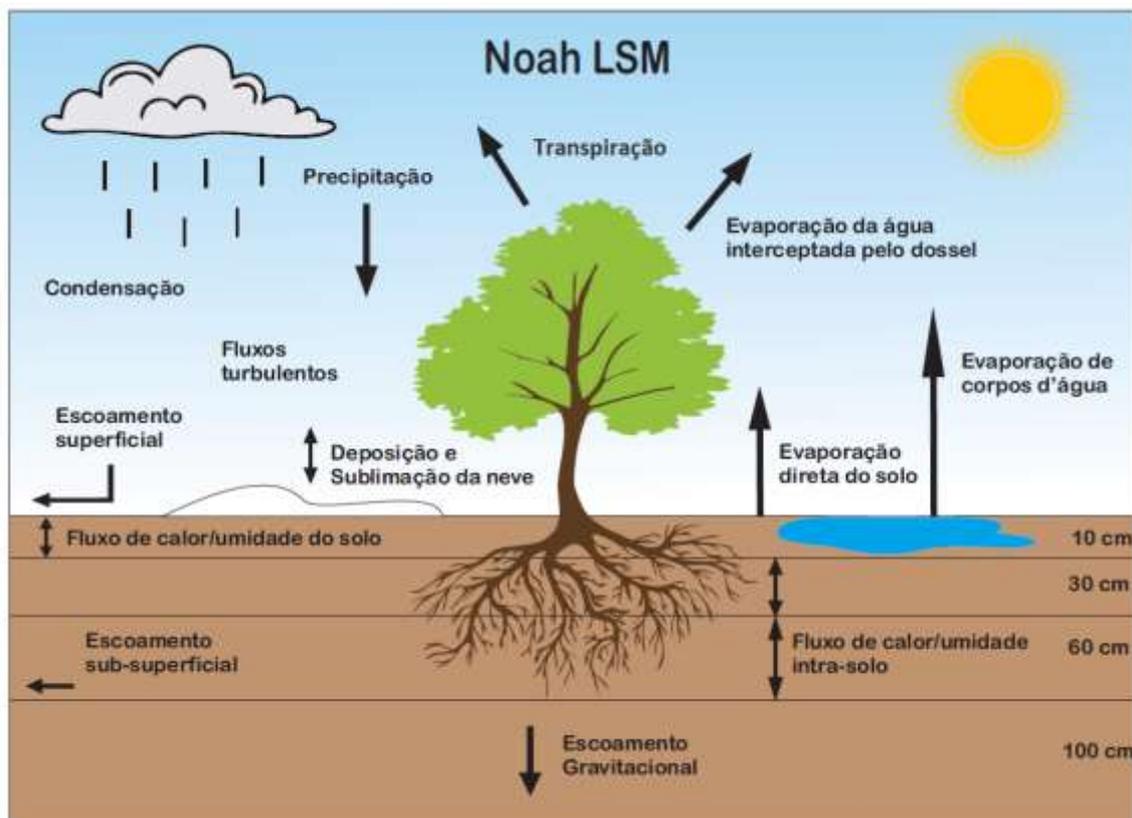


Figura 4.4 – Esquemática do Noah LSM, adaptado de Chen e Dudhia (2001).

Tabela 4.4 – Condições iniciais e forçantes atmosféricas para simulações do Noah LSM

Condições Iniciais	Forçantes Atmosféricas
<ul style="list-style-type: none"> • Umidade total do solo • Umidade líquida do solo • Temperatura do solo • Temperatura da interface terra-atmosfera • Conteúdo de água do dossel vegetativo • Profundidade da neve • Equivalente em água da profundidade da neve 	<ul style="list-style-type: none"> • Temperatura do ar • Umidade do ar • Pressão em superfície • Velocidade do vento • Radiação de onda longa incidente • Radiação solar incidente

4.6.2. Termodinâmica

No Noah LSM, a temperatura da interface terra-atmosfera (T_s) é determinada, segundo Mahrt e Ek (1984), através da aplicação de uma equação linear simplificada do balanço de energia:

$$T_s = \frac{(R_n - \lambda E - G)}{(\rho C_p C_h |U_a|)} + T_a, \quad (4.2)$$

na qual λE é o fluxo de calor latente e G é o fluxo de calor no solo, em W/m^2 , ρ é a densidade do ar (kg/m^3), C_p é a capacidade térmica do ar (J/m^3K), C_h é o coeficiente de troca de calor e umidade (adimensional), U_a e T_a são a velocidade do vento (m/s) e a temperatura do ar (K) próximo à superfície e R_n é a radiação líquida (W/m^2), respectivamente.

Já o fluxo de calor no solo é controlado pela seguinte equação da difusão para a temperatura do solo:

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (4.3)$$

na qual a capacidade térmica volumétrica C ($J m^{-3} K^{-1}$) e a condutividade térmica K_t ($W m^{-1} K^{-1}$) são formuladas como função do conteúdo volumétrico de água Θ , que significa a fração do volume do solo que é ocupado por água. Ao integrar-se a Equação 4.3 para a n -ésima camada do solo, chega-se à seguinte expressão:

$$\Delta z_n C_n(\Theta) \frac{\partial T_n}{\partial t} = \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{n+1}} - \left(K_t \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_n}, \quad (4.4)$$

na qual o prognóstico de T_n é realizado a partir do esquema implícito de Crank-Nicholson. Na camada mais próxima à superfície, o último termo da equação 4.4 representa o fluxo de calor no solo que é computado usando a temperatura da interface terra-atmosfera.

4.6.3. Hidrologia

A equação prognóstica para o conteúdo volumétrico de água do solo (Θ) tem a seguinte forma no Noah LSM:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Theta}, \quad (4.5)$$

na qual a difusividade da água (D) e a condutividade hidráulica (K) são funções de Θ , e F_{Θ} representa a precipitação e a evaporação da água do solo. Essa equação nada mais é do que a forma difusiva da equação de Richard, derivada da lei de Darcy (Chen e Dudhia, 2001).

Integrando a equação 4.5 para as quatro camadas do solo, e expandindo F_{Θ} , tem-se:

$$d_{z1} \frac{\partial \Theta_1}{\partial t} = - \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z1} - K_{z1} + P_d - R - E_{dir} - E_{t1}, \quad (4.6)$$

$$d_{z2} \frac{\partial \Theta_2}{\partial t} = \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z1} - \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z2} + K_{z1} - K_{z2} - E_{t2}, \quad (4.7)$$

$$d_{z3} \frac{\partial \Theta_3}{\partial t} = \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z2} - \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z3} + K_{z2} - K_{z3} - E_{t3}, \quad (4.8)$$

$$d_{z4} \frac{\partial \Theta_4}{\partial t} = \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_{z3} + K_{z3} - K_{z4}, \quad (4.9)$$

nas quais d_z é a espessura do solo em cada camada, K_z o escoamento sub-superficial, P_d a precipitação não interceptada pelo dossel, R o escoamento superficial (runoff), E_{dir} a evaporação direta, e E_t a transpiração via dossel e raízes para cada camada.

A evaporação total do sistema é a soma da evaporação direta da camada superior do solo (E_{dir}) da evaporação da precipitação interceptada pelo dossel (E_d) e da transpiração do dossel e das raízes (E_t), ou seja:

$$E = E_{dir} + E_d + E_t, \quad (4.10)$$

A evaporação da precipitação interceptada pelo dossel, baseada no proposto por Mahfouf e Noilhan (1991) é dada por:

$$E_{\text{dir}} = (1 - \sigma_f) \left(\frac{\Theta_1 - \Theta_w}{\Theta_{\text{ref}} - \Theta_w} \right) E_p, \quad (4.11)$$

na qual σ_f é a fração de cobertura vegetal, Θ_w é o ponto de murcha (ponto no qual há tão pouca água disponível que as raízes não são capazes de absorver), Θ_{ref} é a capacidade de campo (quantidade de água retida no solo após a drenagem dos excessos), e E_p é a evaporação potencial, que é calculada através do balanço de energia baseado na equação de Penman (Mahrt e Ek, 1984).

A evaporação da água retida no dossel é dada por:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n, \quad (4.12)$$

onde W_c é o conteúdo de água interceptada pelo dossel, e S é a capacidade máxima de água do mesmo.

A equação prognóstica para o conteúdo de água interceptada é:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c, \quad (4.13)$$

na qual P é a precipitação total, e D é o excesso de precipitação que atinge o solo quando W_c excede S . Já a transpiração do dossel é determinada por:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right], \quad (4.14)$$

onde B_c é função da resistência do dossel, e formulado como:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}}, \quad (4.15)$$

onde Δ é função da curva de umidade específica de saturação, R_r é função da temperatura e da pressão da superfície e de C_h , e R_c é a resistência do dossel que é calculada com base na seguinte equação, segundo Jacquemin e Noilhan (1990):

$$R_c = \frac{R_{cmin}}{IAF \cdot F_1 F_2 F_3 F_4}, \quad (4.16)$$

sendo:

$$F_1 = \frac{\frac{R_{cmin}}{R_{cmax}} + f}{1 + f}, \quad (4.17)$$

$$f = 0,55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{IAF}, \quad (4.18)$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s [q_s(T_a) - q_a]}, \quad (4.19)$$

$$F_3 = 1 - 0,0016 * (T_{ref} - T_a)^2, \quad (4.20)$$

$$F_4 = \sum_{i=1}^{N_{raiz}} \left[\frac{\Theta_i - \Theta_w}{\Theta_{ref} - \Theta_w} \left(\frac{dz_i}{z_{raiz}} \right) \right], \quad (4.21)$$

onde F_1 , F_2 , F_3 e F_4 representam o efeito da radiação solar, o déficit de pressão de vapor, a temperatura do ar e a umidade do solo, respectivamente. A razão de mistura de saturação do vapor à temperatura T_a é q_s , IAF é o índice de área foliar, R_{cmax} é a resistência cuticular das folhas, R_{cmin} é o valor mínimo de resistência do estômatos, e T_{ref} a temperatura de referência, considerada igual a 298 K por Noilhan e Planton (1989).

4.7. Simulações e Testes de Sensibilidade

As simulações off-line do Noah LSM são realizadas nos pontos de grade onde estão localizadas as estações do LBA-ECO utilizadas neste trabalho (K34, K67 e K83), no período entre 1999 e 2006, sendo o ano de 1999 considerado período de “*spin-up*”, ou seja, tempo necessário para o ajustamento das variáveis do esquema de superfície e,

portanto, desprezado nas análises realizadas posteriormente. Para cada ponto, são realizadas simulações com base nos dois conjuntos de FCV propostos (FCV_{EVI} e FCV_{NDVI}) e no FCV_{G-I}, totalizando nove simulações.

O *time-step* (em português, passo de tempo) utilizado nas simulações é de 30 minutos, e as forçantes atmosféricas alimentam o esquema a cada 60 minutos. As classes de solo e de vegetação utilizadas são provenientes dos produtos STASGO e IGBP MODIS, respectivamente. Parâmetros como albedo, IAF e emissividade são calculados em função da FCV e de máximos e mínimos estabelecidos para cada classe de vegetação.

As avaliações das forçantes atmosféricas (variáveis de entrada para as integrações com o Noah LSM) e do impacto dos conjuntos de FCV sobre os valores simulados são realizadas através de comparação direta de séries temporais, e por meio de gráficos de dispersão e curvas de regressão linear e os associados coeficientes de determinação (R^2), e dos cálculos da raiz do erro quadrático médio (Root Mean Square Error–RMSE) entre os dados simulados e os dados das torres do LBA-ECO mensalmente, devido à resolução temporal da FCV.

Entre as variáveis avaliadas estão as análises do SRDAS de precipitação e de temperatura a 2 m, e as simuladas pelo Noah LSM, especificamente: o fluxo de calor latente (LH), o fluxo de calor sensível (SH), o fluxo de calor no solo (GH), que somados compõem os fluxos de superfície totais (FST), as três componentes da evapotranspiração (ET): evaporação direta do solo (E_{dir}), transpiração (E_t) e evaporação da água interceptada pelo dossel (E_c), e finalmente a umidade do solo (SM).

4.7.1. Coeficiente de Determinação (R^2)

Segundo Wilks (2006), R^2 pode ser interpretado como a proporção da variância de y (variável a ser simulada) que é descrita pela regressão, e pode ser computado da seguinte forma:

$$R^2 = \frac{SQR}{SQT} \quad (4.22)$$

na qual SQT é a soma de quadrados total, que matematicamente significa a soma dos desvios quadráticos de uma variável y em relação à sua média, dada por:

$$SQT = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2, \quad (4.23)$$

e SQR é a soma de quadrados da regressão, que significa a soma das diferenças quadráticas entre a regressão e a média de y , dada por:

$$SQR = \sum_{i=1}^n (\hat{y}(x_i) - \bar{y})^2. \quad (4.24)$$

Para uma regressão perfeita, $SQT = SQR$, ou seja, $R^2=1$. Já para uma regressão totalmente descartável, $R^2=0$. No caso de uma regressão linear simples, a raiz quadrada de R^2 é exatamente igual ao valor absoluto do coeficiente de correlação linear de Pearson, ou simplesmente, correlação linear entre x e y , sendo que esse coeficiente pode apenas assumir valores entre -1 e 1 .

4.7.2. Raiz do erro quadrático médio (RMSE)

Ainda segundo Wilks (2006), o erro quadrático médio (*Mean Square Error*–MSE) indica a incerteza sobre os valores observados em torno na reta de regressão, e é representado pela seguinte relação:

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2, \quad (4.24)$$

na qual y_k e o_k são o k -ésimo termo de n pares de simulação e observação, respectivamente.

Uma outra forma de se expressar o erro quadrático médio é através da sua raiz quadrada da seguinte forma:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2}, \quad (4.24)$$

O RMSE é uma medida de acurácia da simulação e possui as mesmas dimensões físicas da mesma. Também pode ser pensado como uma magnitude típica dos erros da simulação.

5. RESULTADOS

Neste capítulo, são apresentados os resultados obtidos através da metodologia empregada. As análises estão subdivididas da seguinte forma: primeiramente, analisa-se os três conjuntos de FCV, calculados a partir dos métodos FCV_{G-I} , FCV_{NDVI} e FCV_{EVI} , e, em seguida, são feitas avaliações das forçantes atmosféricas provenientes do SRDAS, com base nos dados meteorológicos das torres do LBA-ECO, e do impacto dos conjuntos de FCV nas simulações das variáveis de superfície pelo Noah LSM, a partir da comparação com os dados de fluxo de superfície das torres do LBA-ECO.

5.1 Índices de Vegetação e FCV

A fração de cobertura vegetal foi calculada para todo o domínio do SRDAS, sob os métodos FCV_{G-I} , FCV_{NDVI} e FCV_{EVI} . As Figuras 5.1 e 5.2 apresentam a distribuição espacial do FCV com foco na região amazônica para os três métodos citados.

De acordo com as Figuras 5.1 e 5.2, nota-se que a aplicação do método FCV_{G-I} foi a que resultou em menores valores de FCV em toda a região, quando comparados com os outros dois métodos (FCV_{NDVI} e FCV_{EVI}). Isso provavelmente ocorre devido ao estabelecimento de um $IV_{máx}$ fixo (0,52) para todas as classes, além das diferenças entre os sensores (AVHRR e MODIS). Este resultado é semelhante ao encontrado por Miller *et al.* (2006) sobre a região continental dos Estados Unidos.

Na região amazônica, o FCV_{EVI} apresenta maiores variações ao longo das estações do ano, enquanto o FCV_{NDVI} possui uma vegetação mais próxima do seu máximo. As maiores diferenças entre os conjuntos de FCV, no entanto, são observadas nas regiões adjacentes à bacia amazônica, principalmente no cerrado.

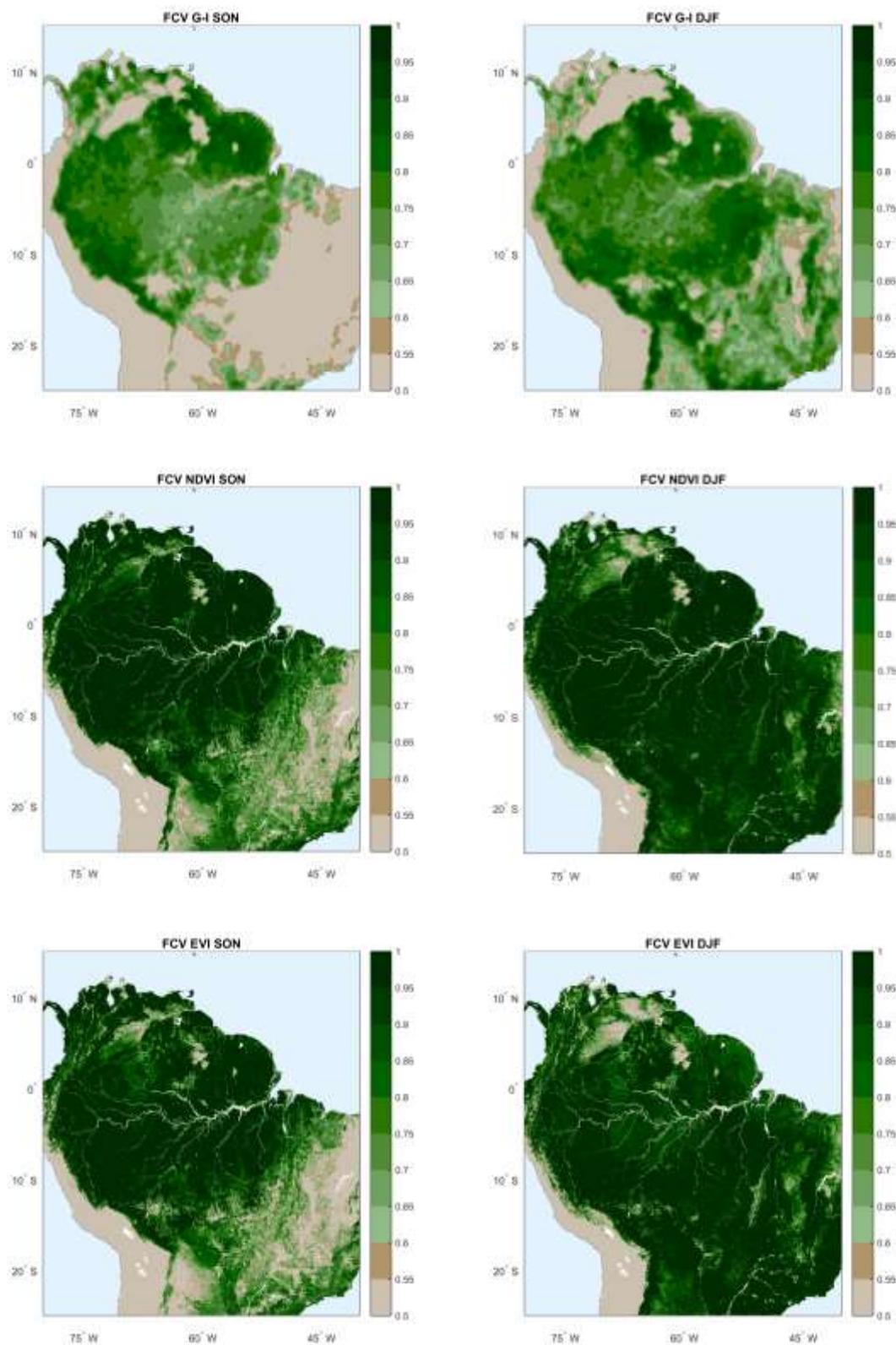


Figura 5.1 – Fração de cobertura vegetal calculada a partir dos métodos G-I (painéis superiores), NDVI (painéis do meio) e EVI (painéis inferiores), para os meses de setembro a novembro (esquerda) e dezembro a fevereiro (direita).

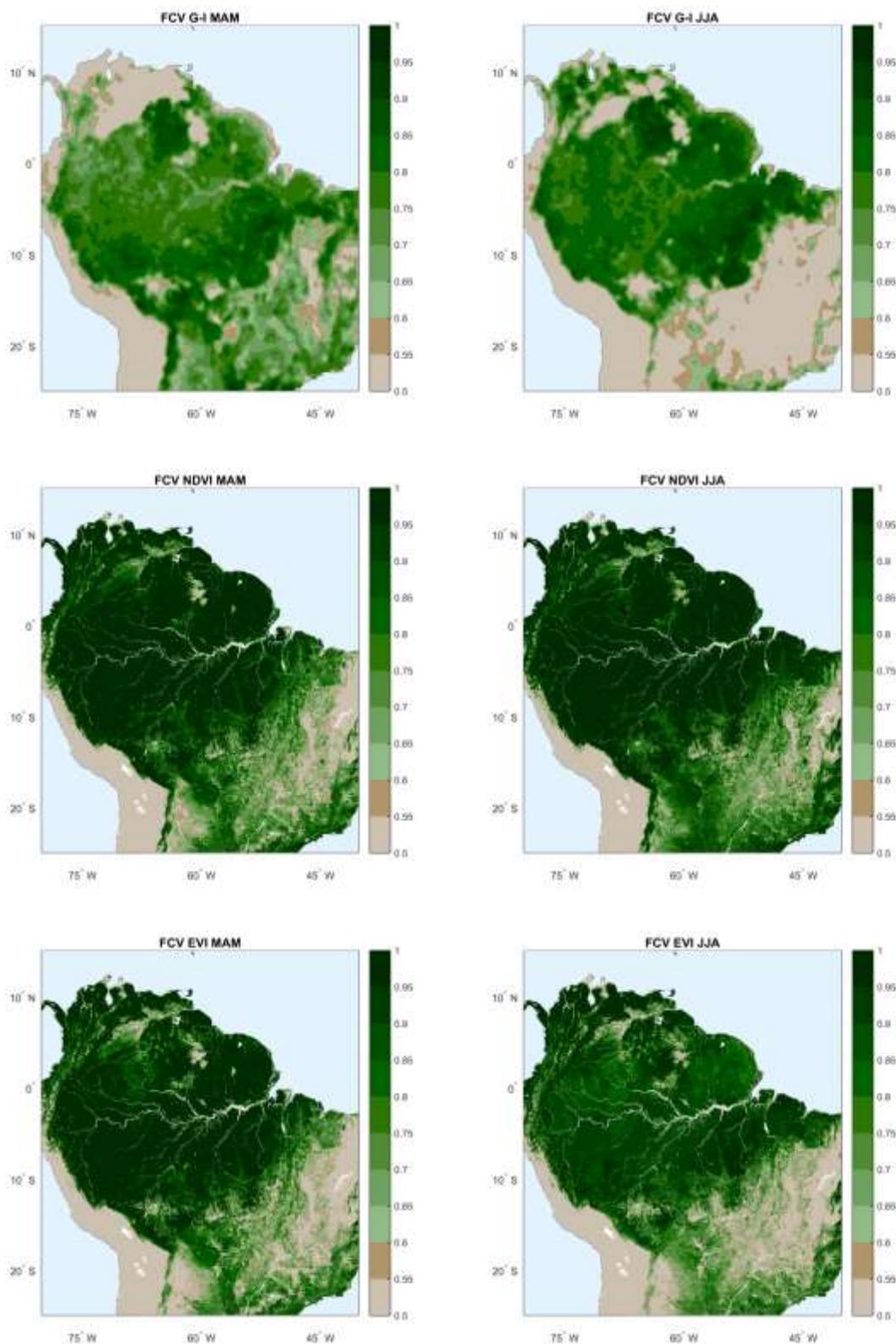


Figura 5.2 – Fração de cobertura vegetal calculada a partir dos métodos G-I (painéis superiores), NDVI (painéis do meio) e EVI (painéis inferiores), para os meses de março a maio (esquerda) e junho a agosto (direita).

Com o objetivo de destacar os impactos dos métodos de FCV sobre cada classe de vegetação, foi realizada uma análise dos três principais tipos de vegetação presentes na flora brasileira segundo o IGBP MODIS, a partir da média dos píxeis de FCV referentes a cada classe.

Como visto na Figura 4.2, a classe de vegetação predominante na região de estudo é a denominada *Evergreen Broadleaf* (EB), vegetação densa, característica de regiões tropicais. A Figura 5.3 apresenta a média da FCV de todos os píxeis dessa classe, dentro do domínio do continente sul-americano, e nos permite uma comparação entre os métodos de obtenção da mesma.

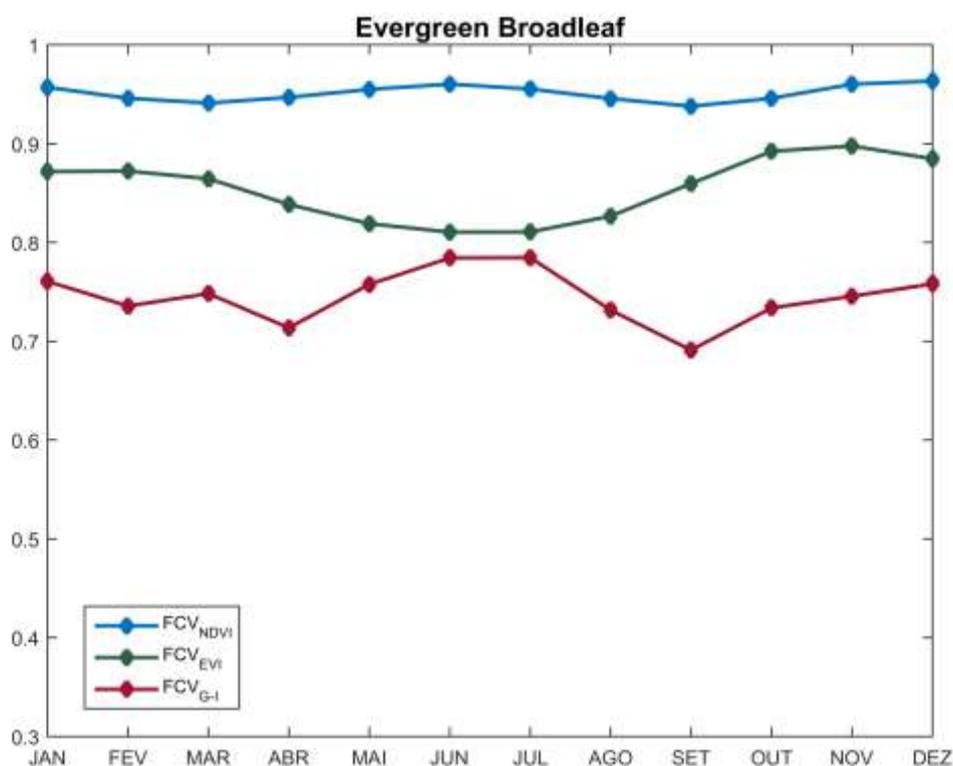


Figura 5.3 – Média dos píxeis de fração de cobertura vegetal associados à classe “*Evergreen Broadleaf*”, com base nos três métodos: FCV_{EVI}, FCV_{NDVI} e FCV_{G-I}.

Nota-se, com base na Figura 5.3, que os três conjuntos apresentam diferenças tanto no seu valor total de FCV, quanto nas suas tendências sazonais. O FCV_{G-I}, como já visto nas Figuras 5.1 e 5.2, é o conjunto que apresenta os valores mais baixos de FCV. No caso da EB, isso se dá principalmente por diferenças no sensor, tendo em vista que o valor fixo de $IV_{\sigma_f \text{máx}}$ adotado na sua formulação tende a ser menor do que os $IV_{\sigma_f \text{máx}}$ do FCV_{NDVI} e do FCV_{EVI}.

Os maiores valores de FCV, em todos os meses, são observados no FCV_{NDVI} , e isso pode estar associado ao problema de saturação do NDVI, que inibe a variação do índice ao longo do ano.

A respeito do comportamento sazonal, percebe-se que o FCV_{NDVI} e o FCV_{G-I} possuem as mesmas tendências, como esperado, tendo em vista que os dois métodos usam como base o mesmo índice de vegetação (NDVI).

A Figura 5.4 apresenta a média de FCV dos pixels correspondentes à classe *Savannas*, vegetação do tipo savana, que apresenta árvores esparsas em regiões de vegetação mais rasteira, e é a segunda classe mais frequente no domínio escolhido.

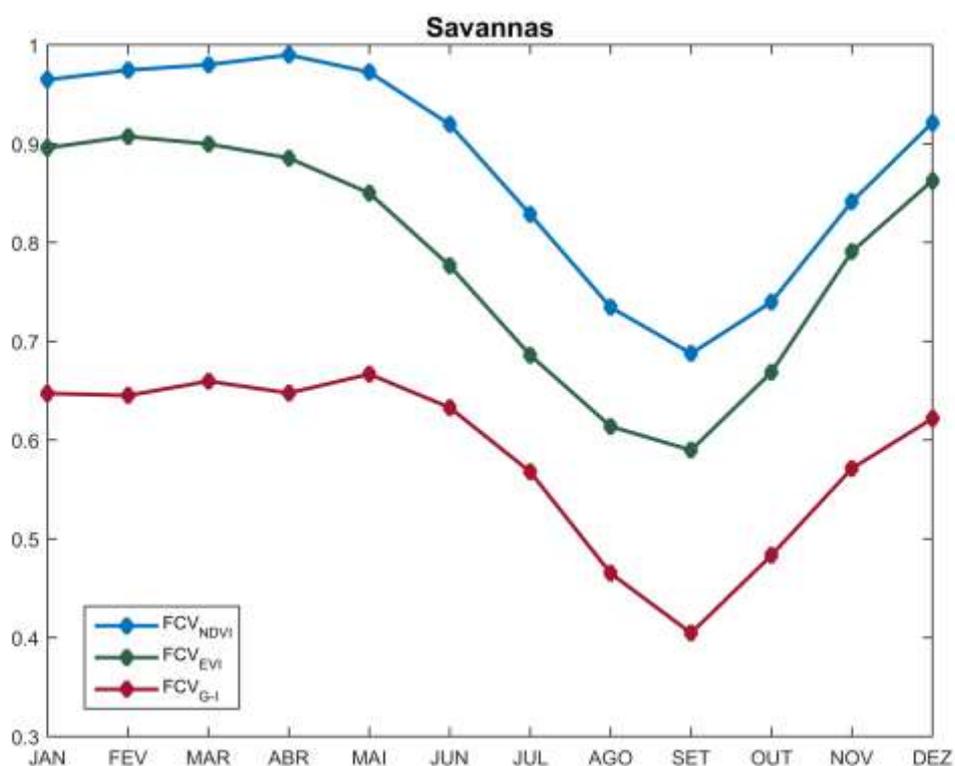


Figura 5.4 – Média dos pixels de fração de cobertura vegetal associados à classe “*Savannas*”, com base nos três métodos: FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} .

Para a classe *Savannas*, os valores de FCV nos três conjuntos possuem um ciclo anual similar, associado ao da vegetação, com um máximo de março a maio, seguido de um mínimo em setembro.

As maiores diferenças entre os FCV_{G-I} e os conjuntos com base no MODIS são observadas de janeiro a maio, no período de vegetação mais verde, e assim como no caso da EB, o FCV_{G-I} apresenta os menores valores entre os três, em todos os meses.

A Figura 5.5 apresenta as médias dos pixels de FCV correspondentes ao tipo de vegetação denominado *Grasslands*, terceiro mais frequente domínio proposto, caracterizado pela predominância de gramíneas e outras vegetações rasteiras.

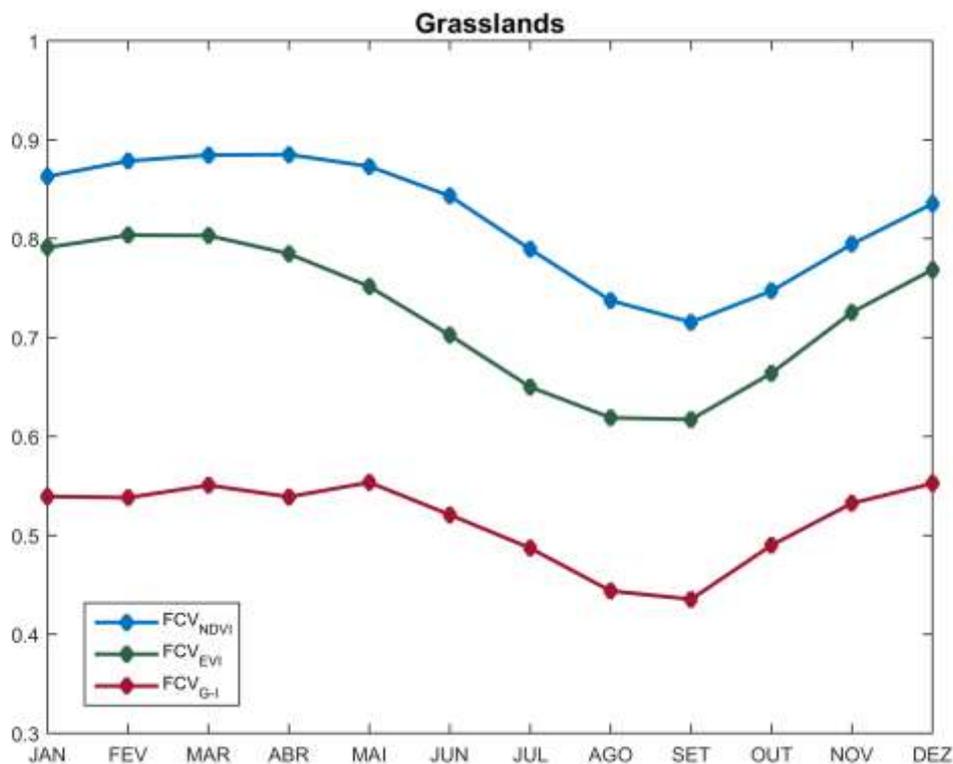


Figura 5.5 – Média dos pixels de fração de cobertura vegetal associados à classe “*Grasslands*”, com base nos três métodos: FCV_{EVI}, FCV_{NDVI} e FCV_{G-I}.

Assim como no caso das savanas, os pixels relativos à classe *Grasslands* apresentam um ciclo anual bem demarcado, com pico nos primeiros meses do ano, e valores mínimos em agosto e setembro. Em ambos os casos, porém, o FCV_{G-I} apresenta uma tendência quase constante de janeiro a maio, o que não acontece no FCV_{EVI} e FCV_{NDVI}. As semelhanças entre estas duas classes de vegetação fazem com que os valores de FCV sejam muito próximos, como esperado.

5.2. Análise da Precipitação

Antes da avaliação das simulações dos fluxos de superfície, foi realizada uma breve análise do regime de precipitação vigente no período entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006. Com base na precipitação do produto SRDAS que utilizada nas simulações do Noah LSM, possíveis diferenças são investigadas entre os regimes de duas

regiões a seguir: a denominada R1, que compreende a região no entorno da torre K34, e a R2, que engloba as torres K67 e K83.

A Figura 5.6 apresenta os campos médios de precipitação com base no período de 2000 a 2006, agrupados trimestralmente da seguinte forma: dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) (Figura 5.a); março, abril e maio (MAM) (Figura 5.6b); junho, julho e agosto (JJA) (Figura 5.6c); e setembro, outubro e novembro (SON) (Figura 5.6d). Na Figura 5.6, é possível notar diferenças na precipitação média diária entre as regiões R1 e R2.

Nota-se, também, que, em ambas as regiões, os meses mais chuvosos são DJF e MAM (o trimestre mais chuvoso em todo o domínio da Figura 5.6). Além disso, observa-se um aumento da precipitação a sul em DJF, uma redução na parte sudeste em MAM, que se estende para oeste do domínio em JJA, com valores ainda menores em SON, período no qual R2 apresenta os menores valores de precipitação diária.

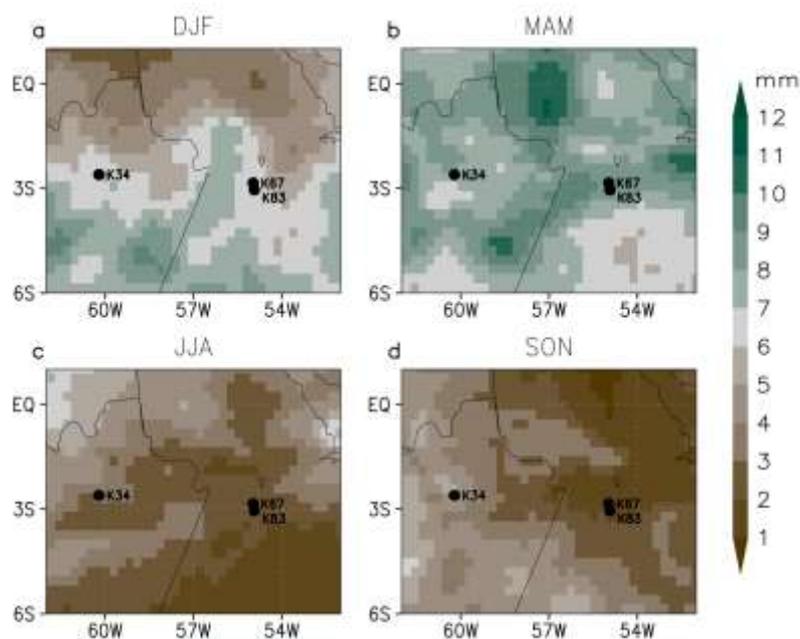


Figura 5.6 – Campo médio da precipitação (mm/dia) do SRDAS, na região em torno das torres K34, K67 e K83, para o trimestre: (a) dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); (b) março, abril e maio (MAM); (c) junho, julho e agosto (JJA); e (d) setembro, outubro e novembro (SON). Período base 2000–2006.

A Figura 5.7 apresenta o ciclo anual da precipitação nas regiões R1 e R2 com base em médias mensais do período de 2000 a 2006. Mais uma vez, o objetivo não é inferir sobre o regime de precipitação do ponto de vista climático, e sim o regime médio no período de sete anos proposto para este estudo.

Com base na Figura 5.7, pode-se dizer que ambas as regiões apresentam um período mais chuvoso e um menos chuvoso dentro do período analisado. A R1 apresenta

maiores índices de precipitação de novembro a maio, com pico de aproximadamente 10 mm/dia em abril. Já a R2 apresenta maiores índices no período de janeiro a maio, com pico de aproximadamente 14 mm/dia em fevereiro. Os menores índices de precipitação observados ocorrem em outubro (menos de 1 mm/dia) e em julho (aproximadamente 3 mm/dia) nas regiões R1 e R2, respectivamente. Em suma, a variação sazonal da precipitação, no período analisado, é maior na região R2, na qual nota-se períodos chuvosos e secos mais acentuados do que na R1.

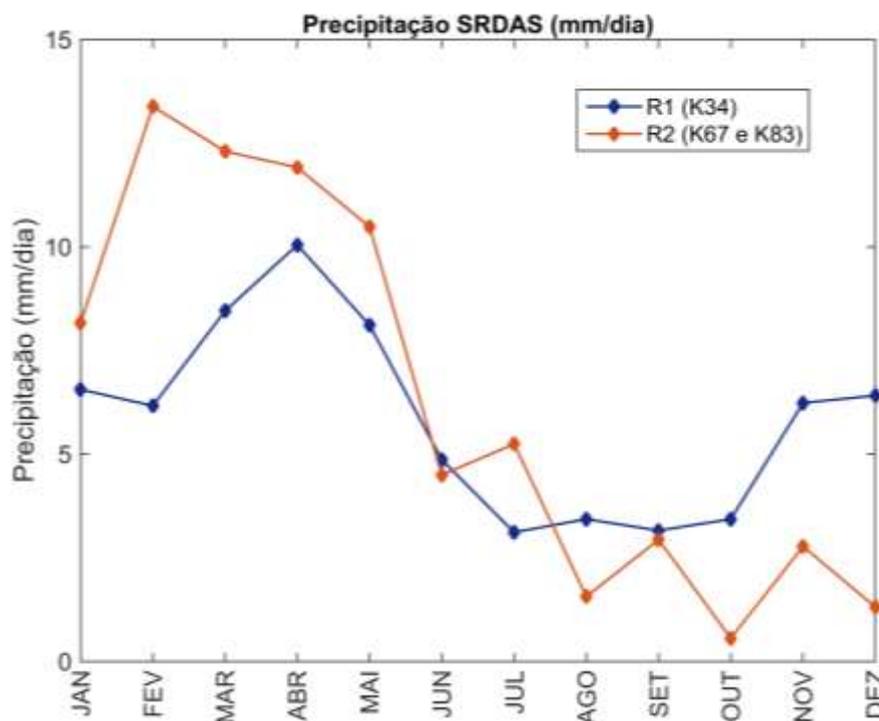


Figura 5.7 – Ciclo anual da precipitação (mm/dia) do SRDAS, com período base 2000-2006, nas regiões R1 (que engloba a torre K34) e R2 (que engloba as torres K67 e K83).

5.3. Forçantes Atmosféricas

Uma análise foi realizada para avaliar a representatividade de duas das variáveis atmosféricas, precipitação e temperatura do ar a 2 m, provenientes do SRDAS e utilizadas nas integrações numéricas do Noah LSM na área das três torres. A Figura 4.5 apresenta gráficos de dispersão e as curvas de regressão linear para essas variáveis, que compõem o conjunto das forçantes atmosféricas, e os respectivos dados para cada torre utilizada, bem como R^2 e RMSE.

No gráfico de dispersão entre os pares temperatura das três torres e a proveniente do SRDAS, nota-se que, na região próxima à torre K67, há uma relação entre a

variabilidade dos valores observados e os simulados, quantificada em aproximadamente 77% ($R^2 \sim 0,77$; correlação linear de 88%), e na região próxima à K83, a variabilidade dos valores simulados apresentam uma relação com a dos observados de 62% ($R^2 \sim 0,62$; correlação linear de 79%). Portanto, é possível inferir que a variável de entrada, temperatura do ar a 2 m, tem valores simulados que representam bem os observados sobre a região de K83.

A torre K34 é aquela que possui maior número de dados, mas é na região que abrange a estação que a curva de regressão ajustada aos pontos apresenta a menor correspondência com a temperatura observada na estação ($R^2 \sim 0,52$).

Apesar de bem correlacionada com a observação, a temperatura do ar a 2 m simulada através do SRDAS na região da torre K67 possui o maior RMSE, seguido da K83, e apresenta valores superiores àqueles observados na maior parte das vezes em comparação com K34. Isso mostra que, por mais que as variações mensais da temperatura estejam melhor associadas à variabilidade dos valores simulados próximos às torres K83 e K67, a região da torre K34 produz valores simulados com um erro quadrático médio menor em relação às observações, talvez em consequência dos maiores valores de precipitação na região R1 ao longo do ano, pois a persistência de taxas maiores ou iguais ao limiar de 5 mm/d permite que o esquema de assimilação ajuste os perfis de umidade e de temperatura com maior frequência durante a integração numérica.

A precipitação simulada pelo SRDAS na região próxima às torres K83 e K67 apresenta coeficiente de determinação (correlação linear) de aproximadamente 0,78 (0,88) e 0,69 (0,83), respectivamente. Esses valores denotam o benefício da aplicação de um esquema de assimilação de precipitação como o presente no SRDAS, tendo que vista que a precipitação simulada por reanálises globais, que poderiam fornecer variáveis de entrada semelhantes às da rede observacional, é de menor resolução e geralmente apresenta baixa correlação com a observada em regiões tropicais da América do Sul (ALBUQUERQUE DE ALMEIDA *et al.*, 2018).

SRDAS x Observação

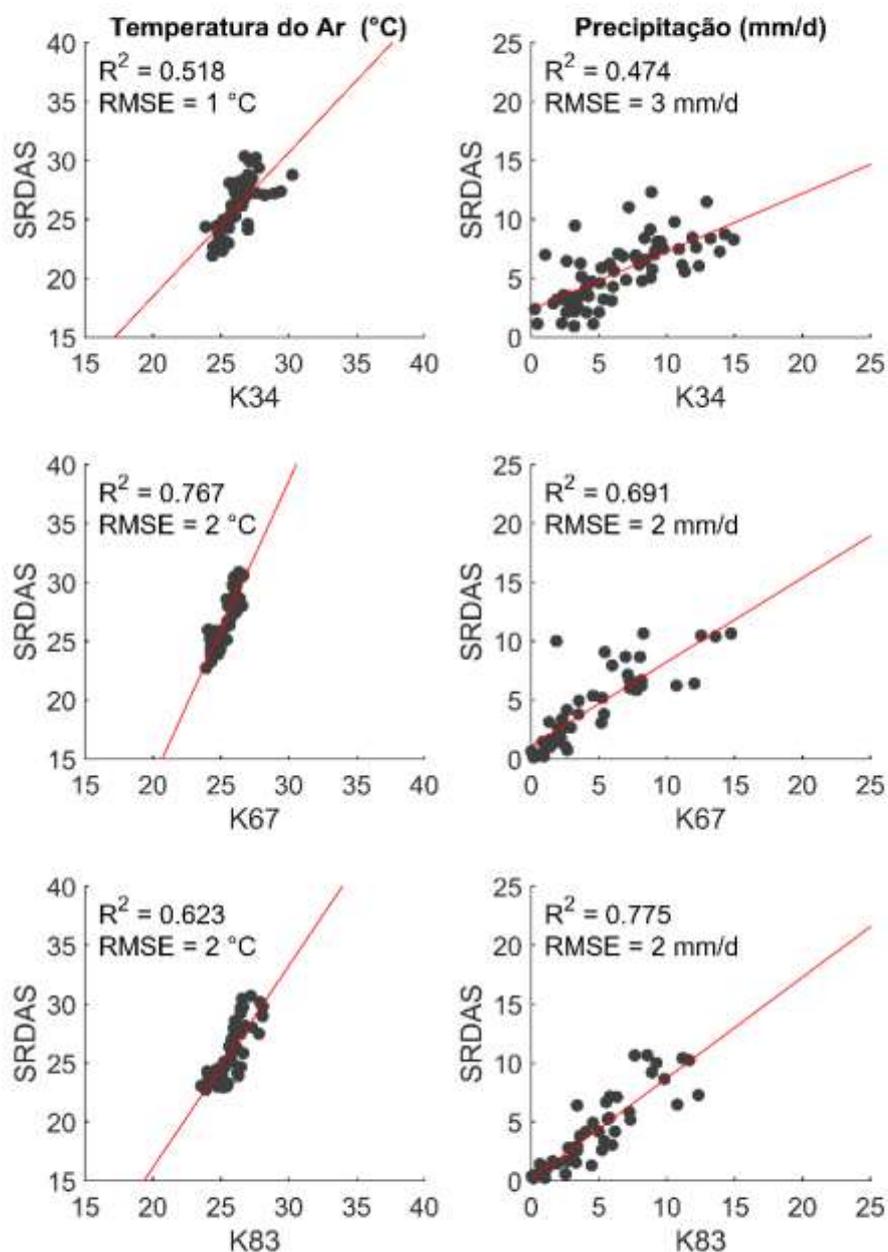


Figura 5.8 – Gráfico de dispersão com curva de regressão linear (linha vermelha) entre as médias mensais do produto SRDAS e os dados das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) para as variáveis temperatura do ar a 2 metros (°C) e precipitação (mm/dia), entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.

5.4. Fluxos de Superfície

A terceira fase deste trabalho consiste na análise do impacto da FCV na simulação dos fluxos de superfície e da umidade do solo. Nessa fase, é feita uma avaliação da diferença entre as simulações do Noah LSM, utilizando separadamente as seguintes FCV: FCV_{G-I} , FCV_{NDVI} e FCV_{EVI} .

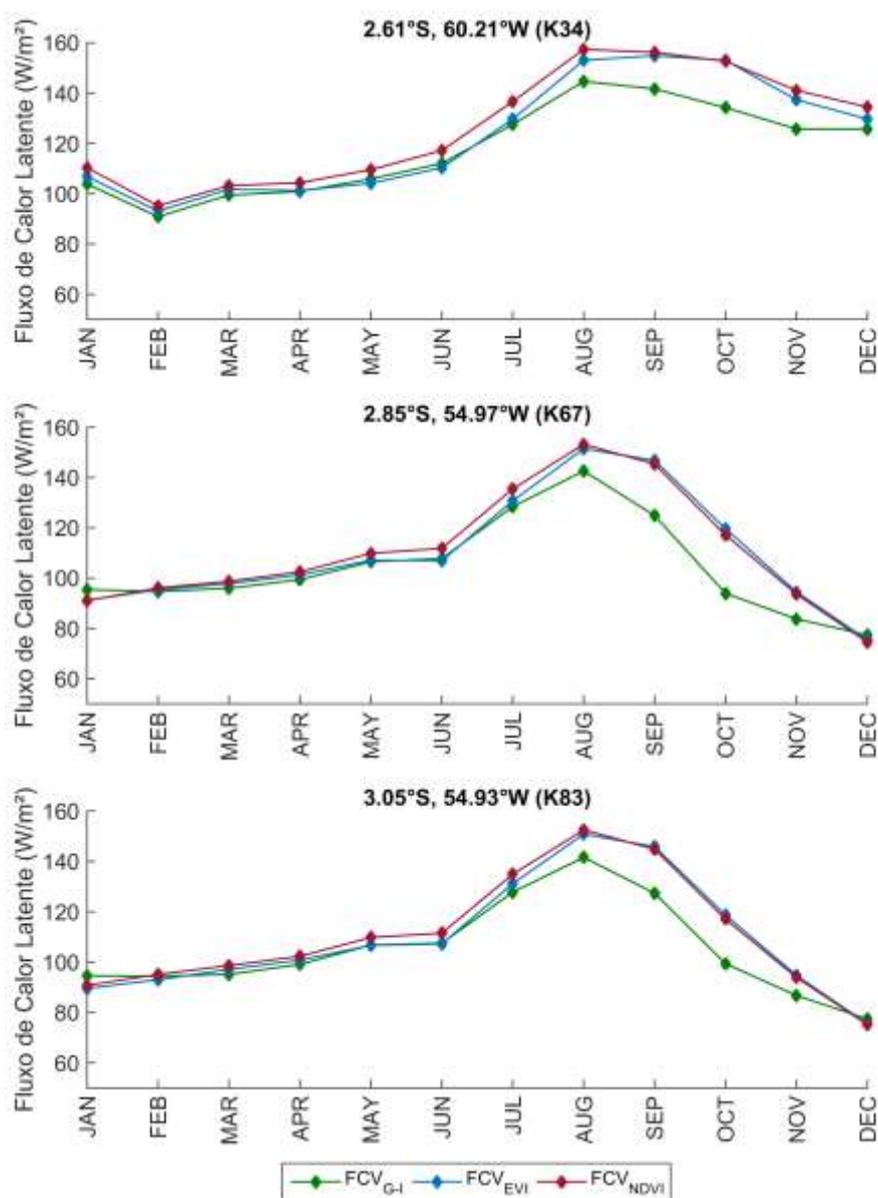


Figura 5.9 – Ciclo anual do fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, em pontos de grade correspondentes às torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando FCV_{G-I} , FCV_{EVI} e FCV_{NDVI} (curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).

Tendo em vista o impacto direto da FCV nos fluxos associados à evapotranspiração, a Figura 5.9 denota o ciclo anual baseado em uma média de sete anos, entre 2000 e 2006 do fluxo de calor latente simulado pelo Noah LSM sobre cada torre do LBA-ECO utilizada, com base nos três conjuntos de FCV propostos por este trabalho.

A respeito do comportamento geral do fluxo de calor latente, nota-se um aumento a partir de junho, com máximo nas três torres em agosto, seguido de um declínio até dezembro na K67 e K83, e até fevereiro na K34. De acordo com o comportamento da precipitação, descrito na seção 5.2, pode-se afirmar que os maiores valores de fluxo de calor latente são observados justamente no período de menor índice de chuva (ver Figura 5.7), o que indica que a variação fluxo de calor latente da região não possui uma resposta instantânea à ocorrência de precipitação, o que é esperado, tendo em vista que se trata de uma região de floresta densa, com fortes mecanismos de transpiração.

Com relação às diferenças entre os três conjuntos de FCV, as maiores diferenças entre o FCV_{G-I} e os demais ocorrem no período entre agosto e novembro, justamente no período de declínio do fluxo de calor latente, e, como esperado, no período de maior diferença entre os valores de FCV (Figura 5.3). Entre o FCV_{EVI} e o FCV_{NDVI} , percebem-se maiores diferenças no inverno austral, entre junho e agosto, o que mais uma vez se alinha às diferenças apresentadas na Figura 4.2.

O comportamento do fluxo de calor latente simulado pelo Noah LSM sugere que o período de maior produtividade da vegetação na região ocorra entre junho e outubro, e uma análise do ciclo anual das componentes da evapotranspiração poderia ser capaz de confirmar essa hipótese. Sendo assim, a Figura 5.10 apresenta o ciclo anual, com base no período 2000-2006, para a transpiração do dossel vegetativo.

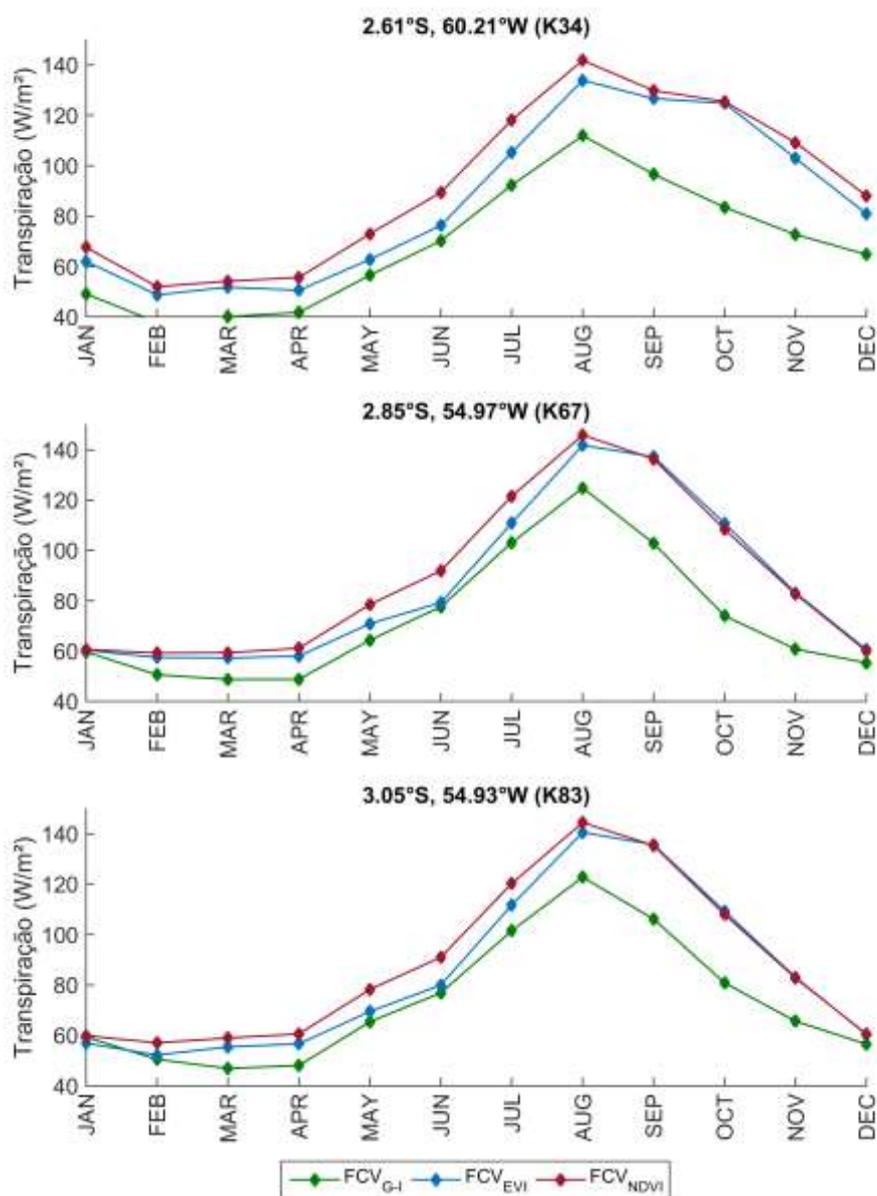


Figura 5.10 - Ciclo anual da transpiração (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e $\text{FCV}_{\text{G-I}}$, curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).

Como esperado, o comportamento da transpiração se assemelha ao comportamento do fluxo de calor latente, com aumento de maio a agosto, e um declínio até dezembro nas regiões das três torres. Além disso, nota-se que o impacto da FCV é mais acentuado nos meses que sucedem o pico de transpiração, principalmente na região da torre K34.

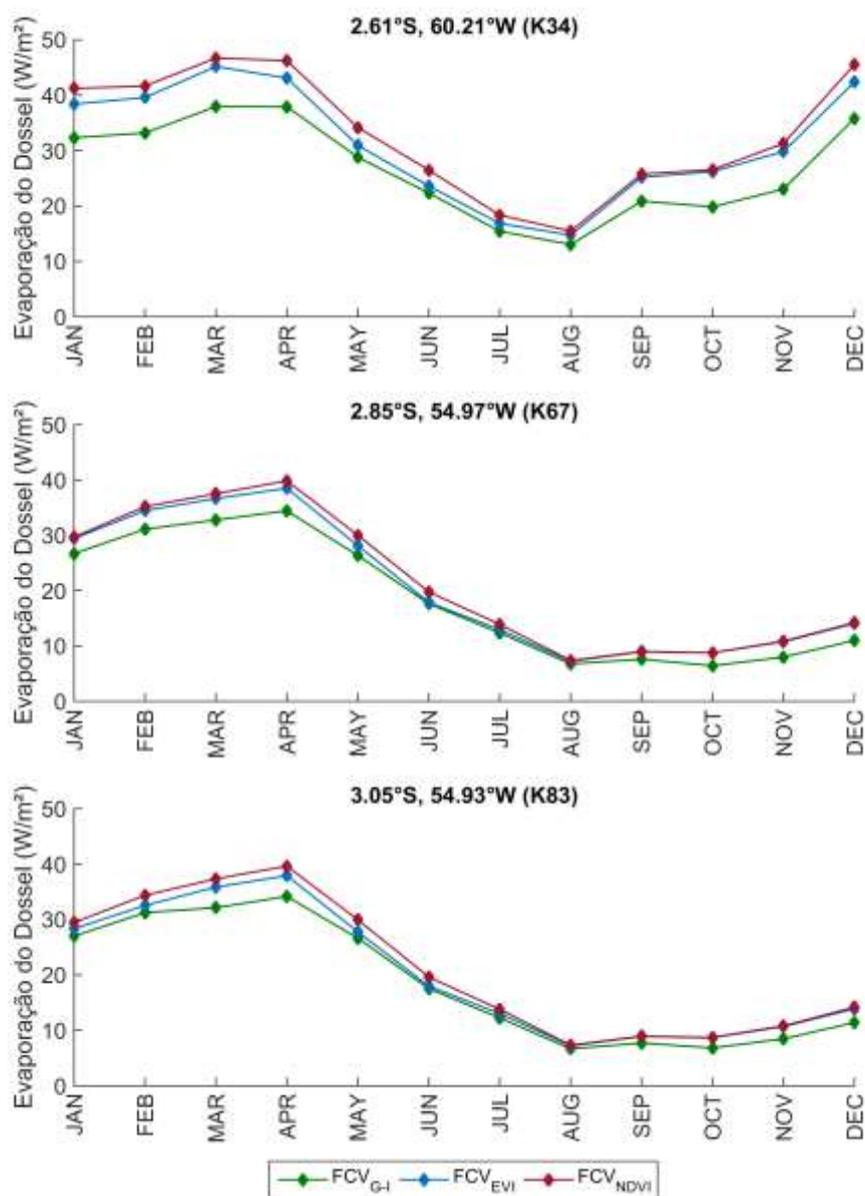


Figura 5.11 - Ciclo anual da evaporação da água interceptada pelo dossel vegetativo (W/m^2) simulada pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e $\text{FCV}_{\text{G-I}}$, curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).

A Figura 5.11 apresenta o ciclo anual, com base no período 2000-2006, para uma das componentes da evapotranspiração: evaporação da água interceptada pelo dossel vegetativo (E_c). Nota-se que a E_c , ao contrário da transpiração, possui comportamento associado diretamente à precipitação, e durante o período menos chuvoso (agosto a dezembro), apresenta valores próximos a 10 W/m^2 na região das torres K67 e K83, que representam menos de 10% do fluxo de calor latente do período. Na região da torre K34

os valores de E_c variam de 15 W/m^2 a 20 W/m^2 no mesmo período, e representam em média 15% do fluxo de calor latente.

Uma particularidade da região K34 é o aumento da E_c de agosto a dezembro, que segue o comportamento da precipitação da região, e faz com que a queda do fluxo de calor latente seja menos acentuada nesse período (Figura 5.9). Durante o período mais chuvoso, de dezembro a maio, no qual a transpiração apresenta seus menores valores, a E_c possui valores que representam aproximadamente 80% da transpiração, e 40% da evapotranspiração total.

Com relação ao impacto dos diferentes conjuntos de FCV na E_c , a diferença entre os experimentos baseados no FCV_{EVI} e no FCV_{NDVI} é praticamente nula. No entanto, o $\text{FCV}_{\text{G-I}}$ apresenta diferenças em relação aos dois primeiros de janeiro a abril, meses nos quais os valores de E_c são mais altos, e de setembro a dezembro. Esta diferença é maior na região da torre K34.

A Figura 5.12 apresenta o ciclo anual para uma outra componente da evapotranspiração: a evaporação direta do solo. Esta variável possui resposta de acordo com a disponibilidade de água no solo. Se em determinada região a FCV for igual a 1, não haverá evaporação direta do solo, pois toda a precipitação será interceptada pelo dossel, e não haverá água disponível na primeira camada do solo.

A vegetação do tipo EB é caracterizada por altos valores de FCV, portanto a E_{dir} , em regiões deste tipo, apresenta valores mais próximos de zero, como evidenciado na Figura 5.12. Nota-se que as simulações baseadas no $\text{FCV}_{\text{G-I}}$ resultam em maiores valores de E_{dir} , como esperado, já que a mesma possui os menores valores de FCV. Na região próxima a K34 a diferença entre o $\text{FCV}_{\text{G-I}}$ e os demais é amplificada, principalmente no período que sucede ao máximo de produtividade da vegetação (agosto a dezembro).

Entre o FCV_{EVI} e o FCV_{NDVI} , as maiores diferenças são encontradas entre maio e julho. Segundo as Figuras 5.3 e 5.7, este período une dois importantes fatores para a manifestação destas diferenças: máximo de precipitação e diferença entre os valores de FCV. O máximo de precipitação faz com que haja maior quantidade de água disponível, e as diferenças da FCV fazem com que parcelas distintas da precipitação atinjam o solo, em cada simulação. Vale destacar que a evaporação direta do solo com base no FCV_{NDVI} é praticamente constante e igual a zero em todo o período, devido aos altos de valores de FCV que resultam deste método.

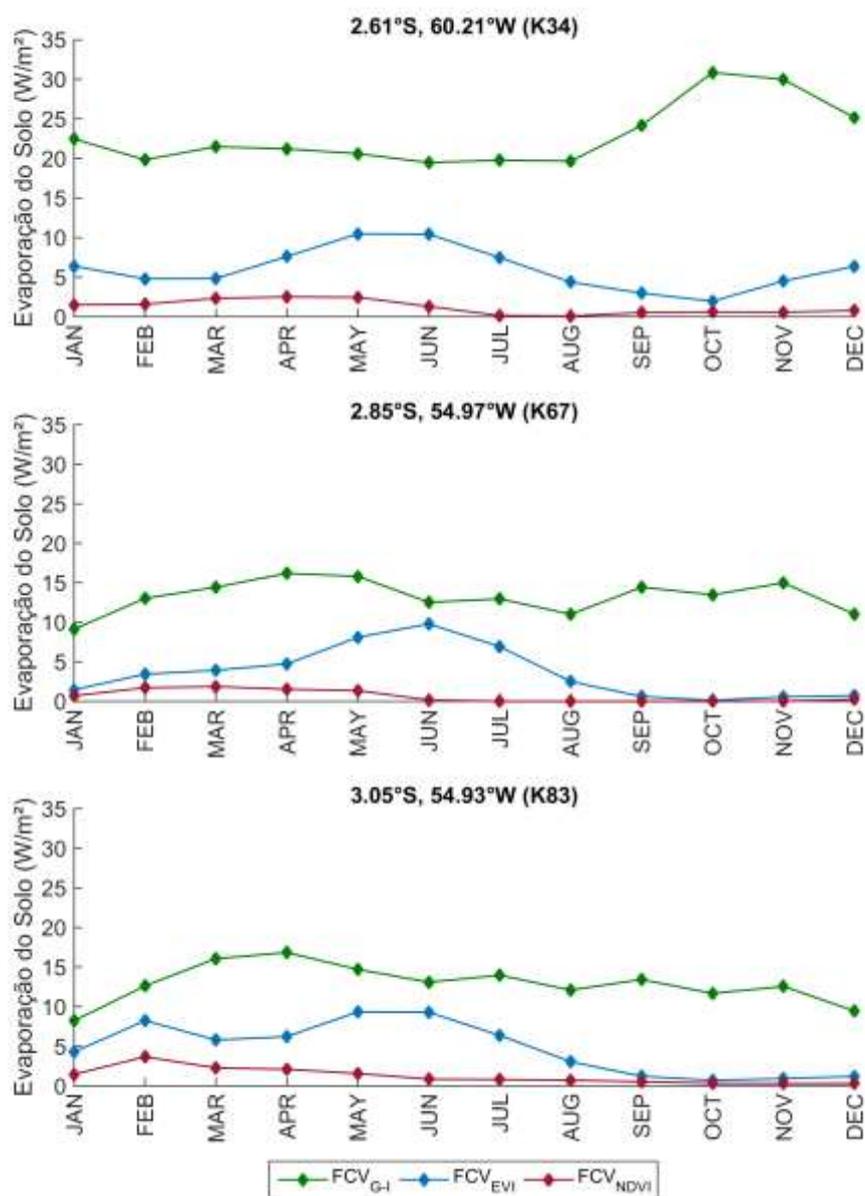


Figura 5.12 - Ciclo anual da evaporação direta do solo (W/m^2) simulada pelo Noah LSM, com período base 2000-2006, nos pontos das torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), utilizando três conjuntos de FCV (FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e $\text{FCV}_{\text{G-I}}$, curvas verde, azul e vermelha, respectivamente).

A parte a seguir consiste na avaliação dos fluxos simulados pelo Noah LSM com base nos três conjuntos de FCV, através da comparação com os dados das torres do LBA-ECO. A Figura 5.13, portanto, apresenta o fluxo de calor latente simulado, com base no $\text{FCV}_{\text{G-I}}$ (linhas verdes), FCV_{NDVI} (linhas vermelhas) e FCV_{EVI} (linhas azuis), e o observado nas torres K34, K67 e K83.

Devido à proximidade entre as torres K67 e K83, os valores simulados apresentam um comportamento semelhante ao longo de todo o período (2000 a 2006), o que não

ocorre nas torres, tendo em vista que o raio de ação da observação de uma variável como o fluxo de calor latente é de poucos quilômetros.

As simulações, em geral, superestimam o fluxo de calor latente, principalmente entre julho e outubro, período em que o mesmo apresenta sua maior intensidade. Apesar das diversas falhas na cobertura temporal das torres, é possível notar que as variações sazonais do fluxo simulado apresentam, em alguns períodos, variações semelhantes às da observação, com exceção da K67, que apresenta uma antecipação dos valores máximos na série de aproximadamente três meses. Esta defasagem, que se repete em todo o período de disponibilidade da observação, pode estar associada a falhas na caracterização do tipo de solo ou vegetação, tendo em vista que as classificações adotadas provêm de dados de sensoriamento remoto, e podem não representar corretamente a classificação no local. Não se descarta, porém, a possibilidade de falhas associadas à coleta ou disponibilização de dados.

A Figura 5.14 apresenta a diferença entre os fluxos de superfície totais (FST) simulados pelo Noah LSM e a radiação líquida observada nas três torres. O principal objetivo desta análise é investigar o balanço entre estas grandezas a fim de verificar a qualidade da simulação destes fluxos.

Nota-se que as diferenças mostradas no caso da torre K83 em geral apresentam valores mais próximos de zero, ou seja, os FST simulados estão mais próximos do balanço com a radiação líquida observada, indicando uma melhor representação destes fluxos. Em segundo lugar está o caso da torre K67, que apresenta diferenças entre -20 e 40 W/m². O caso que apresenta maiores diferenças é o K34, que pode ser dividido em dois períodos. Entre janeiro de 2000 e abril de 2003, em geral, os FST simulados apresentam valores inferiores à radiação líquida observada. Já os FST passam a apresentar valores superiores à radiação líquida de abril de 2003 em diante. Se levarmos em consideração todo o período analisado, as diferenças apresentadas vão de -60 a 60 W/m².

No entanto é possível notar que, em todos os casos, o período entre julho e outubro é o que apresenta as menores diferenças entre FST e a radiação líquida observada nas torres. Ressalta-se que em todas as simulações apresentadas, o fluxo de calor latente e sua componente, a transpiração, também apresentam os maiores valores entre julho e outubro (Fig. 5.9 e Fig. 5.10), portanto com maior contribuição para o FST naquele período.

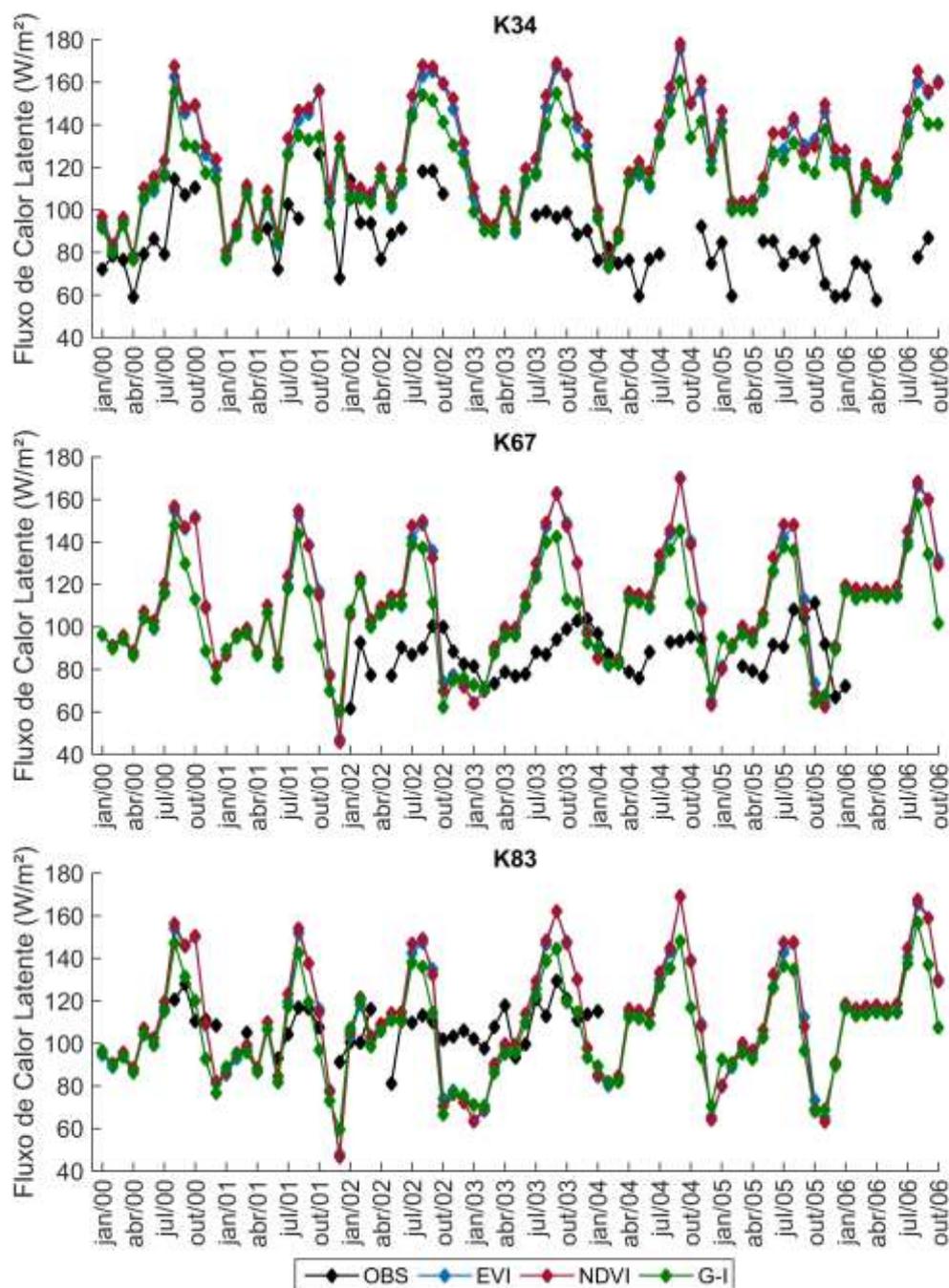


Figura 5.13 - Fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM, utilizando FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e $\text{FCV}_{\text{G-I}}$ e observado nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) entre janeiro de 2000 e outubro de 2006.

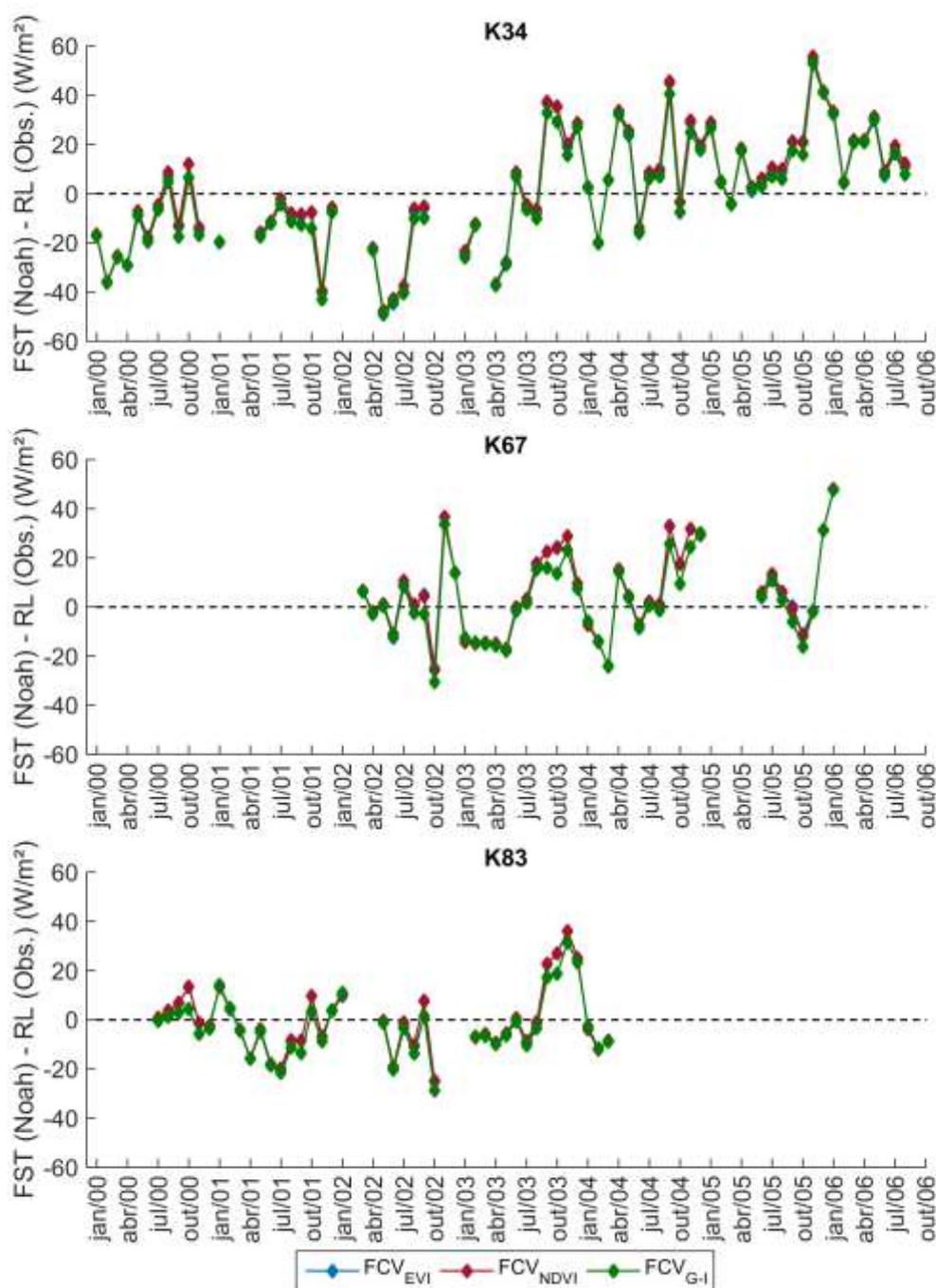


Figura 5.14 – Diferença entre os fluxos de superfície totais simulados pelo Noah LSM, utilizando FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e a radiação líquida observada nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior) entre janeiro de 2000 e outubro de 2006.

Uma análise quantitativa das simulações dos fluxos de superfície e de variáveis hidrometeorológicas pelo Noah LSM é também realizada através de gráficos de dispersão e curvas de regressão linear, do R^2 e do RSME, a partir de dados observacionais, como descrito na seção 4.7. Com base nisso, a Figura 5.15 apresenta um gráfico de dispersão,

a partir do qual uma curva de regressão linear é ajustada, considerando os valores mensais de fluxo de calor latente simulado pelo Noah LSM e os observados nas torres micrometeorológicas, K34, K67 e K83.

Com base nos valores de R^2 , observa-se que as simulações na região da torre K67, para os três conjuntos de FCV, apresenta discrepância com os dados observados, como já evidenciado pela defasagem na Figura 5.13. Na área de abrangência das torres K34 e K83, o coeficiente de determinação apresenta valores entre 0.20 e 0.26, o que significa correlações lineares em torno de 45% e 51%, entre o fluxo de calor latente simulado e o registrado pelas torres. Esses valores de correlação são considerados moderados, provavelmente pelo número limitado de pares considerados e a complexidade da medida desse tipo de variável.

Com relação à diferença entre as simulações, nota-se uma melhora na representação do fluxo de calor latente pelas simulações com FCV_{EVI} e FCV_{NDVI} . Esta melhora pode ser evidenciada pelos valores do coeficiente de determinação (entre Noah LSM e observação) em comparação com a simulação que utiliza FCV_{G-I} . O RMSE é maior em todas as simulações do Noah LSM que utilizam os dois novos conjuntos de FCV. Como já visto em Hong *et al.* (2009), em regiões de vegetação densa, ou seja, menores valores de evaporação direta do solo, há uma tendência de superestimação do fluxo de calor latente simulado pelo Noah LSM. Dessa forma, os valores menores do fluxo de calor latente (menores valores de transpiração e de evaporação do dossel) do FCV_{G-I} fazem com que essa superestimação seja reduzida (Fig. 5.9), o que não significa necessariamente uma melhora na representação do fluxo ou da sua sazonalidade.

Ainda na Figura 5.15, a diferença entre as simulações FCV_{EVI} e FCV_{NDVI} é pouco expressiva, mas aponta para uma melhora na representação do fluxo de calor latente por parte do FCV_{EVI} , já que o mesmo apresenta os maiores valores de R^2 , com ligeira redução do RMSE em comparação com as simulações com FCV_{NDVI} . É importante destacar que não foi possível realizar uma comparação mês a mês por causa do limitado número de dados, pois as diferenças tendem a ser diluídas numa análise que considera o período inteiro, já que, na maior parte dos meses, os valores simulados nos casos FCV_{EVI} e FCV_{NDVI} são muito próximos, como mostrado na Figura 5.9. Provavelmente, o aumento do número e da qualidade dos registros disponíveis resultaria em maiores diferenças nas simulações dos fluxos entre os dois novos conjuntos em determinados meses, como junho e julho (Fig. 5.9 e Fig. 5.10).

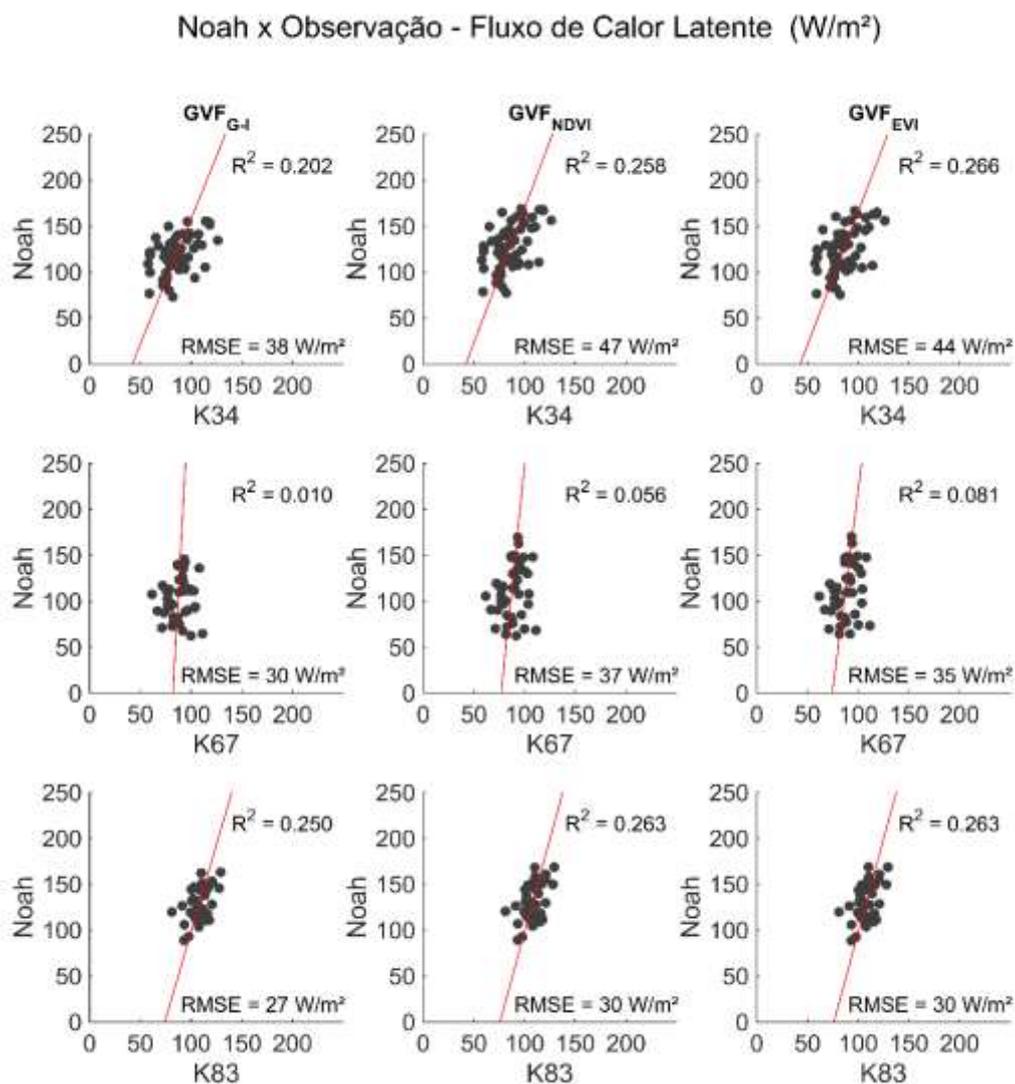


Figura 5.15 – Gráfico de dispersão e curva de regressão linear (em vermelho) entre os valores mensais do fluxo de calor latente (W/m^2) simulado pelo Noah LSM com, da esquerda para direita, FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e observado nas torres K34 (painel superior), K67 (painel central) e K83 (painel inferior), entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.

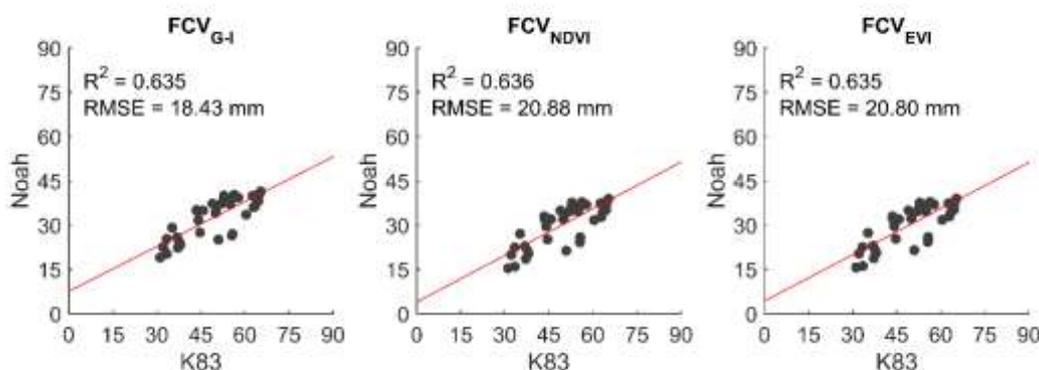


Figura 5.16 – Gráfico de dispersão e curva de regressão linear (em vermelho) entre os valores mensais de umidade do solo (mm) a 10 cm simulados pelo Noah LSM com, da esquerda para direita, FCV_{EVI} , FCV_{NDVI} e FCV_{G-I} , e de umidade do solo (mm) observada a 15 cm na torre K83, entre janeiro de 2000 e dezembro de 2006.

A Figura 5.16 apresenta um gráfico de dispersão e uma curva de regressão linear, para os valores mensais volumétricos da umidade do solo simulada pelo Noah LSM em sua primeira camada de 10 cm e os observados na torre micrometeorológica K83 na camada de 15 cm, o que permite uma avaliação da correlação entre os três conjuntos de simulações e a observação.

O coeficiente de determinação, R^2 , entre as simulações do Noah LSM e os dados da torre K83 é de 0,64, o que significa que a umidade do solo simulada na primeira camada de 10 cm apresenta uma correlação de 80% com observada na camada de 15 cm na área de abrangência da torre K83. Esse valor elevado de correlação é esperado, já que a umidade da primeira camada do solo é diretamente influenciada pela precipitação, cuja boa correlação com os valores observados nas torres é discutida na seção 5.3 (Figura 5.8).

Nota-se que não há uma clara distinção entre as simulações da umidade do solo com base na escolha de FCV a partir dos valores de R^2 . No entanto, as simulações com FCV_{G-I} apresentam menor RMSE que as demais, ou seja, parece caracterizar melhor a umidade do solo na região, mas isso pode estar associado à diferença entre as espessuras das camadas utilizadas na comparação entre a umidade do solo das simulações (camada de 10 cm) e da torre (15 cm). A camada de maior espessura da torre K83 proporciona maiores valores volumétricos de umidade de solo, sendo assim a redução na cobertura vegetal favoreceria o aumento da umidade do solo nas simulações com FCV_{G-I} . Nesse caso, os valores de RMSE não são bons indicadores do desempenho das simulações.

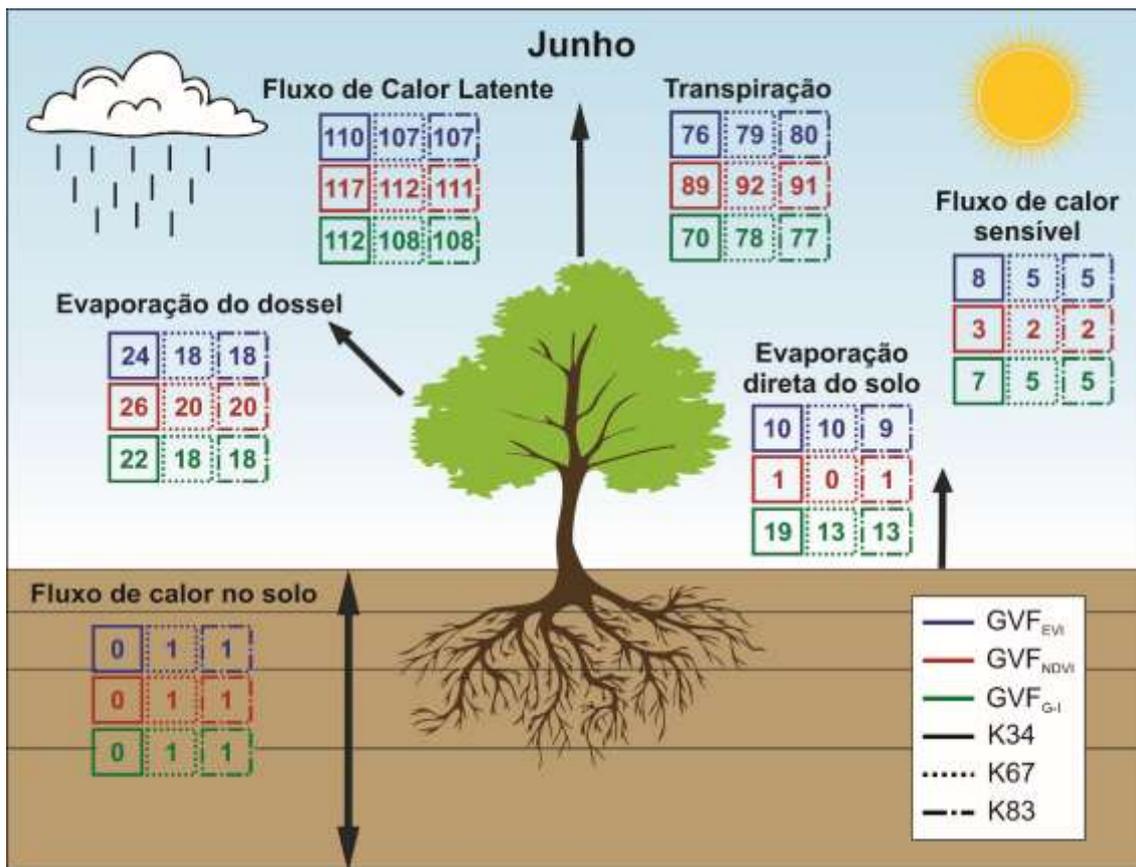


Figura 5.17 - Fluxos de solo-superfície (W/m^2) simulados pelo Noah LSM com base no FCV_{EVI} (azul) e no FCV_{NDVI} (vermelho) e FCV_{G-I} (verde), nas torres K34 (linha sólida), K67 (linha pontilhada) e K83 (linha ponto-tracejada) em junho.

Em uma última análise, procura-se quantificar o impacto da escolha entre os conjuntos FCV_{NDVI} , FCV_{EVI} e FCV_{G-I} nas simulações do Noah LSM, através da comparação entre os valores mensais dos fluxos de superfície simulados. Com esse objetivo, as Figuras 5.17 e 5.18 apresentam uma esquematização dos fluxos de superfície na região das torres K34, K67 e K83, nos meses de maior (menor) junho (outubro) diferença no fluxo de calor latente entre os conjuntos.

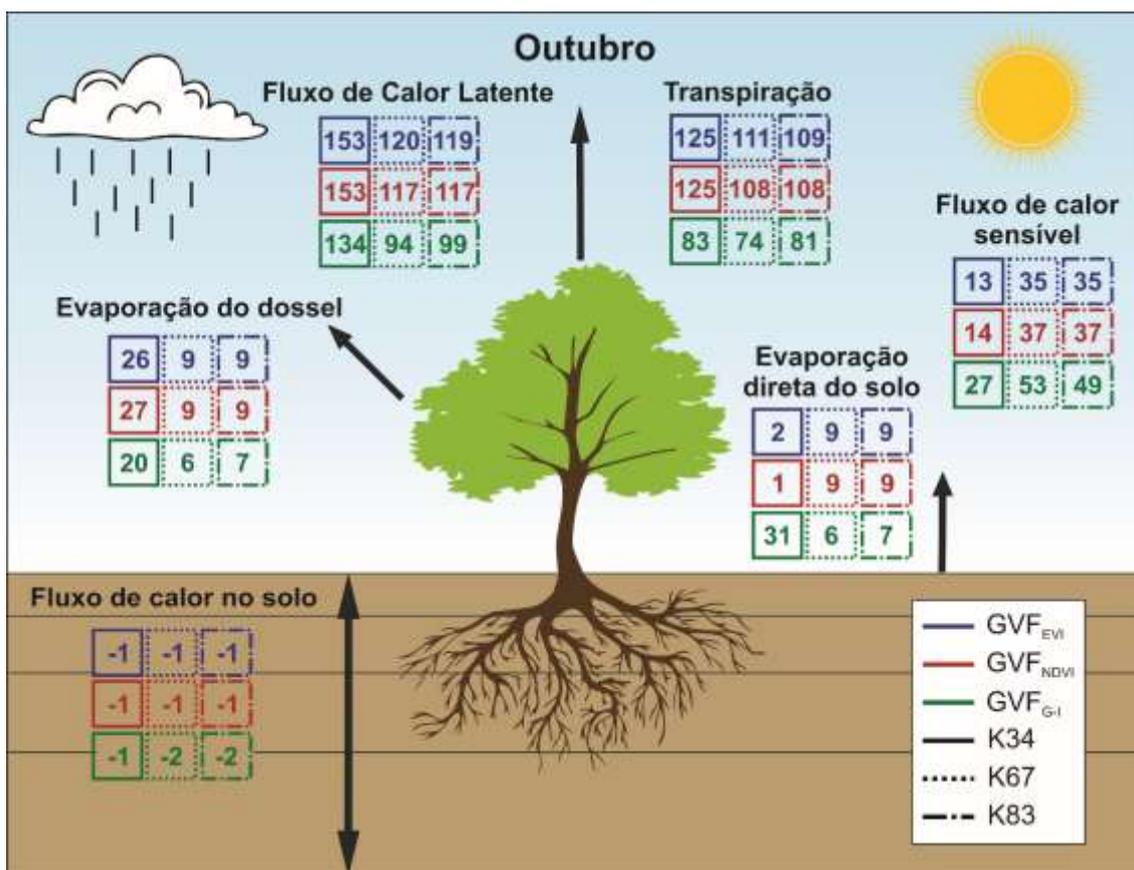


Figura 5.18 - Fluxos de solo-superfície (W/m^2) simulados pelo Noah LSM com base no FCV_{EVI} (azul) e no FCV_{NDVI} (vermelho) e FCV_{G-I} (verde), nas torres K34 (linha sólida), K67 (linha pontilhada) e K83 (linha ponto-tracejada) em outubro.

De acordo com a Figura 5.17, o conjunto de FCV que resulta em fluxos de superfície mais discrepantes é o FCV_{NDVI} , no qual as componentes da evapotranspiração associadas à vegetação apresentam valores mais elevados, enquanto a evaporação direta do solo é próxima de zero. Isso se dá devido à saturação discutida na literatura do índice MODIS-NDVI na classe EB, que é corroborada pela Figura 5.3, que faz com que a FCV fique próxima de 1. Dessa forma, o pixel se apresenta totalmente coberto por vegetação e intercepta toda a precipitação, reduzindo o aporte de umidade no solo e, conseqüentemente, a evaporação direta do solo. Em comparação, os resultados do FCV_{NDVI} apresentam valor de evaporação direta do solo até 10 vezes menor do que os do FCV_{EVI} e até 17 vezes menor do que os do FCV_{G-I} .

Na Figura 5.18, nota-se menor diferença entre os FCV_{NDVI} e FCV_{EVI} , mas a diferença em relação ao FCV_{G-I} é amplificada, na maior parte dos fluxos. A transpiração simulada com o FCV dos índices MODIS, por exemplo, é $42 W/m^2$ maior do que a simulada com o índice AVHRR na K34. Considerando que a transpiração da simulação

FCV_{G-I} é 83 W/m^2 na K34, a diferença entre esta e as demais (FCV_{NDVI} e FCV_{EVI}) representa mais da metade de seu valor.

Com base nas diferenças apresentadas nas simulações, nota-se que o impacto da utilização dos novos conjuntos de FCV é relevante, apesar da inexpressiva melhora na representação dos fluxos apontada na Figura 5.15. Como já citado, uma análise mês a mês, especialmente nos meses de maior impacto provavelmente destacaria estatisticamente a vantagem na utilização do novo método de obtenção da FCV.

Com relação às torres, em junho as regiões das torres K34, K67 e K83 apresentam pouca diferença entre si, no que diz respeito aos fluxos simulados. Já em outubro, baseado na Figura 5.18, nota-se que a região da torre K34 é a que apresenta maiores valores de fluxo de calor latente, o que indica uma disponibilidade maior de água, como verificado nas Figuras 5.6 e 5.7.

6. CONCLUSÃO

Os dois conjuntos de FCV criados a partir dos índices de vegetação do MODIS (EVI e NDVI) apresentaram diferenças em suas variações intra-anuais, principalmente em pixels de vegetação do tipo *Evergreen Broadleaf*, típica da região amazônica e que representa o bioma predominante da América do Sul.

Em geral, a aplicação dos novos conjuntos de FCV, com base em dados do MODIS (FCV_{EVI} FCV_{NDVI}), nas simulações do Noah LSM resultaram numa melhor caracterização do fluxo de calor latente na área de estudo que engloba as três estações micrometeorológicas, K34, K67 e K83, em comparação com o atual conjunto de FCV (FCV_{G-I}).

Entre os dois novos conjuntos, notou-se um melhor desempenho por parte do FCV_{EVI} em relação aos dados das torres do LBA-ECO, já que o EVI foi desenvolvido para obter melhor desempenho em regiões de vegetação densa e que o NDVI apresenta problemas de saturação neste tipo de região. Entretanto, a análise do desempenho e a avaliação das diferenças entre as simulações das variáveis de superfície a partir dos dois novos conjuntos de FCV poderiam ser mais efetivas, caso os registros das torres micrometeorológicas fossem mais longos e contínuos.

Apesar de as comparações entre as simulações não apontarem uma melhora significativa na representação dos fluxos de superfície por parte da aplicação da FCV com os índices MODIS, notou-se impacto significativo da FCV nas variáveis de superfície

numa análise mês a mês. Isso indica que, possivelmente, com uma maior quantidade de dados observacionais, as análises estatísticas apontariam para uma melhora mais significativa nas simulações.

Em suma, os resultados obtidos denotam o aprimoramento das simulações dos fluxos de superfície, principalmente em longas integrações numéricas, através da aplicação de produtos de sensoriamento remoto associados à vegetação em esquemas de superfície. Isso sugere a importância desse tipo de estudo na representação dos processos de superfície através dos modelos climáticos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAMOWITZ, G.; LEUNING, R.; CLARK, M.; PITMAN, A. Evaluating the Performance of Land Surface Models. **Journal of Climate**, v. 21, n. 21, p. 5468–5481, 2008.

BARET, F.; CLEVERS, J. G. P. W.; STEVEN, M. D. The Robustness of Canopy Gap Fraction Estimates from Red and Near-Infrared Reflectances: A Comparison of Approaches. **Remote Sensing of Environment**, v. 54, n. 2, p. 141–151, 1995.

CARLSON, T. C.; RIPLEY, D. a. On the Relationship between NDVI, Fractional Vegetation Cover, and Leaf Area Index. **Remote Sensing of Environment**, v. 62, p. 241–252, 1997.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part II: Preliminary Model Validation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 587–604, 2001.

CHEN, F.; MITCHELL, K.; SCHAAKE, J.; XUE, Y.; PAN, H. L.; KOREN, V.; DUAN, Q. Y.; EK, M.; BETTS, A. Modeling of Land Surface Evaporation by Four Schemes and Comparison with FIFE Observations. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 101, n. D3, p. 7251–7268, 1996.

CHEN, T. H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MILLY, P. C. D.; PITMAN, A. J.; BELJAARS, A. C. M.; POLCHER, J.; ABRAMOPOULOS, F.; BOONE, A.; CHANG, S.; CHEN, F.; DAI, Y.; DESBOROUGH, C. E.; DICKINSON, R. E.; DÜMENIL, L.; EK, M.; GARRATT, J. R.; GEDNEY, N.; GUSEV, Y. M.; KIM, J.; KOSTER, R.; KOWALCZYK, E. A.; LAVAL, K.; LEAN, J.; LETTENMAIER, D.; LIANG, X.; MAHFOUF, J. F.; MENGELKAMP, H. T.; MITCHELL, K.; NASONOVA, O. N.; NOILHAN, J.; ROBOCK, A.; ROSENZWEIG, C.; SCHAAKE, J.; SCHLOSSER, C. A.; SCHULZ, J. P.; SHAO, Y.; SHMAKIN, A. B.; VERSEGHY, D. L.; WETZEL, P.; WOOD, E. F.; XUE, Y.; YANG, Z. L.; ZENG, Q. Cabauw Experimental Results from the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1194–1215, 1997.

DEARDORFF, J. W. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation. v. 83, n. C4, p. 1889–1903, 1978.

DIDAN, K.; MUNOZ, A. B.; HUETE, A. MODIS Vegetation Index User ' s Guide (MOD13 Series). v. 2015, n. June, 2015.

EK, M. B., K. E. MITCHELL, Y. LIN, E. ROGERS, P. GRUNMANN, V. KOREN, G. GAYNO, and J. D. T. Implementation of Noah Land Surface Model Advances in the

National Centers for Environmental Prediction Operational Mesoscale Eta Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D22, p. 8851, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003296>>.

FRIEDL, M. A.; SULLA-MENASHE, D.; TAN, B.; SCHNEIDER, A.; RAMANKUTTY, N.; SIBLEY, A.; HUANG, X. MODIS Collection 5 Global Land Cover: Algorithm Refinements and Characterization of New Datasets. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, n. 1, p. 168–182, Jan. 2010. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0034425709002673>>.

GUTMAN, G.; IGNATOV, A. The Derivation of the Green Vegetation Fraction from NOAA / AVHRR Data for Use in Numerical Weather Prediction Models. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 8, p. 1533–1543, 1998.

HONG, S.; LAKSHMI, V.; SMALL, E. E.; CHEN, F.; TEWARI, M.; MANNING, K. W. Effects of Vegetation and Soil Moisture on the Simulated Land Surface Processes from the Coupled WRF/Noah Model. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 18, p. 1–13, 2009.

HUETE, A. R.; HUIQING LIU; VAN LEEUWEN, W. J. D. The use of vegetation indices in forested regions: issues of linearity and saturation. In: IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development, **Anais...IEEE**, [s.d.]

JACQUEMIN, B.; NOILHAN, J. Sensitivity Study and Validation of a Land Surface Parameterization Using the HAPEX-MOBILHY Data Set. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 52, n. 1–2, p. 93–134, 1990.

JIANG, Z.; HUETE, A. R.; CHEN, J.; CHEN, Y.; LI, J.; YAN, G.; ZHANG, X. Analysis of NDVI and Scaled Difference Vegetation Index Retrievals of Vegetation Fraction. **Remote Sensing of Environment**, v. 101, n. 3, p. 366–378, 2006.

JIAPAER, G.; CHEN, X.; BAO, A. A Comparison of Methods for Estimating Fractional Vegetation Cover in Arid Regions. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, n. 12, p. 1698–1710, 2011.

JORDAN, C. F. Derivation of Leaf-Area Index from Quality of Light on the Forest Floor. **Ecology**, v. 50, n. 4, p. 663–666, 1969.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A Method That Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487–503, Jun. 2004. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282004%29005%3C0487%3ACAMTPG%3E2.0.CO%3B2>>.

JUANG, H. M. H.; HONG, S. Y.; KANAMITSU, M. The NCEP Regional Spectral Model: An Update. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 10, p. 2125–2143, 1997.

JUSTICE, C. O.; VERMOTE, E. F.; TOWNSHEND, J. R. G.; DEFRIES, R. S.; ROY, D. P.; HALL, D. K.; SALOMONSON, V. V.; PRIVETTE, J. L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A. H.; LUCHT, W.; MYNENI, R. B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, S. W.; NEMANI, R. R.; WAN, Z.; HUETE, A. R.; VAN LEEUWEN, W.; WOLFE, R. E.; GIGLIO, L.; MULLER, J. P.; LEWIS, P.; BARNESLEY, M. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land Remote Sensing for Global Change Research. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 36, n. 4, p. 1228–1249, 1998.

KANAMARU, H.; KANAMITSU, M. Scale-Selective Bias Correction in a Downscaling of Global Analysis Using a Regional Model. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 334–350, 2007.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (r-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1643, 2002.

KANAMITSU, M.; YOSHIMURA, K.; YHANG, Y. Bin; HONG, S. Y. Errors of Interannual Variability and Trend in Dynamical Downscaling of Reanalysis. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 115, n. 17, p. 1–17, 2010.

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**, v. 104, n. D16, p. 19569–19585, 1999.

MAHFOUF, J. F.; NOILHAN, J. **Comparative-Study of Various Formulations of Evaporation From Bare Soil Using Insitu Data** *Journal of Applied Meteorology*, 1991. .

MAHRT, L.; EK, M. The Influence of Atmospheric Stability on Potential Evaporation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, n. 2, p. 222–234, Feb. 1984. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281984%29023%3C0222%3ATIOASO%3E2.0.CO%3B2>>.

MAHRT, L.; PAN, H. A Two-Layer Model of Soil Hydrology. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 29, n. 1, p. 1–20, May 1984. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/BF00119116>>.

MANABE, S. Climate and the Ocean Circulation II. the Atmospheric Circulation and

the Effect of Heat Transfer By Ocean Currents. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 11, p. 775–805, 1969.

MILLER, J.; BARLAGE, M.; ZENG, X.; WEI, H.; MITCHELL, K.; TARPLEY, D. Sensitivity of the NCEP/Noah Land Surface Model to the MODIS Green Vegetation Fraction Data Set. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 13, p. 2–6, 2006.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. **A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models** *Monthly Weather Review*, 1989. .

NUNES, A. M. B. Satellite-Enhanced Dynamical Downscaling for the Analysis of Extreme Events. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 18, p. 10,617–10,636, 27 Sep. 2016. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2016JD024927>>.

PAN, H.-L.; MAHRT, L. Interaction between Soil Hydrology and Boundary-Layer Development. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 38, n. 1–2, p. 185–202, Jan. 1987. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/BF00121563>>.

PITMAN, A. J. The Evolution of, and Revolution in, Land Surface Schemes Designed for Climate Models. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 479–510, 2003.

PRICE, J. C. Estimating Vegetation Amount from Visible and Near-Infrared Reflectances. **Remote Sensing of Environment**, v. 41, n. 1, p. 29–34, 1992.

ROBOCK, a; VINNIKOV, K. Y.; SCHLOSSER, C. a; SPERANSKAYA, N. a; XUE, Y. K. **Use of Midlatitude Soil-Moisture and Meteorological Observations To Validate Soil-Moisture Simulations With Biosphere and Bucket Models** *Journal of Climate*, 1995. .

ROUSE, J. W.; HASS, R. H.; SCHELL, J. A.; DEERING, D. W. Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. **Third Earth Resources Technology Satellite (ERTS) symposium**, v. 1, p. 309–317, 1973.

SALESKA, S.R., H.R. DA ROCHA, A.R. HUETE, A.D. NOBRE, P. ARTAXO, and Y. E. S. 2013. **LBA-ECO CD-32 Flux Tower Network Data Compilation, Brazilian Amazon: 1999-2006.**, 2013. .

SCHAAKE, J. C.; KOREN, V. I.; DUAN, Q.-Y.; MITCHELL, K.; CHEN, F. Simple Water Balance Model for Estimating Runoff at Different Spatial and Temporal Scales. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D3, p. 7461–7475, 1996.

SCHWARZ, E. G., ALEXANDER, R. B. **State Soil Geographic (STATSGO) Data Base for the Conterminous United States.** [s.l: s.n.].

SELLERS, A. P. J.; DICKINSON, R. E.; RANDALL, D. A.; BETTS, A. K.; HALL, F. G.; BERRY, J. A.; COLLATZ, J.; DENNING, A. S.; MOONEY, H. A.; NOBRE, C. A.; SATO, N.; FIELD, C. B. Modeling the Exchanges of Energy , Water , and Carbon between Continents and the Atmosphere Published by : American Association for the Advancement of Science Stable URL : [Http://Www.Jstor.Org/Stable/2891797](http://www.jstor.org/stable/2891797). v. 275, n. 5299, p. 502–509, 1997.

SELLERS, P. J. Canopy Reflectance, Photosynthesis and Transpiration. **International Journal of Remote Sensing**, v. 6, n. 8, p. 1335–1372, 1985.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. **A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models** **Journal of Atmosphere Science**, 1986. .

SONG, W.; MU, X.; RUAN, G.; GAO, Z.; LI, L.; YAN, G. Estimating Fractional Vegetation Cover and the Vegetation Index of Bare Soil and Highly Dense Vegetation with a Physically Based Method. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 58, p. 168–176, 2017.

SRIDHAR, V.; ELLIOTT, R. L.; CHEN, F.; BROTZGE, J. A. Validation of the NOAA-OSU Land Surface Model Using Surface Flux Measurements in Oklahoma. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 107, n. 20, 2002.

WATSON, D. J. Comparative Physiological Studies on the Growth of Field Crops: I. Variation in Net Assimilation Rate and Leaf Area between Species and Varieties, and within and between Years. **Annals of Botany**, v. 11, n. 41, p. 41–76, 1947.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Second ed. [s.l: s.n.]

XIAO, J.; MOODY, A. A Comparison of Methods for Estimating Fractional Green Vegetation Cover within a Desert-to-Upland Transition Zone in Central New Mexico, USA. **Remote Sensing of Environment**, v. 98, n. 2–3, p. 237–250, 2005.

XUE, J.; SU, B. Significant Remote Sensing Vegetation Indices: A Review of Developments and Applications. **Journal of sensors**, v. Vol.2017, p. 17p., 2017.

YIN, J.; ZHAN, X.; ZHENG, Y.; HAIN, C. R.; EK, M.; WEN, J.; FANG, L.; LIU, J. Improving Noah Land Surface Model Performance Using near Real Time Surface Albedo and Green Vegetation Fraction. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 218–219, p. 171–183, 2016.

YOSHIMURA, K.; KANAMITSU, M. Specification of External Forcing for Regional Model Integrations. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 4, p. 1409–1421, 2009.

ZENG, X.; DICKINSON, R. E.; WALKER, A.; SHAIKH, M.; DEFRIES, R. S.; QI, J.

Derivation and Evaluation of Global 1-Km Fractional Vegetation Cover Data for Land Modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 826–839, 2000.

ZHANG, X.; LIAO, C.; LI, J.; SUN, Q. Fractional Vegetation Cover Estimation in Arid and Semi-Arid Environments Using: HJ-1 Satellite Hyperspectral Data. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, n. 1, p. 506–512, 2012.