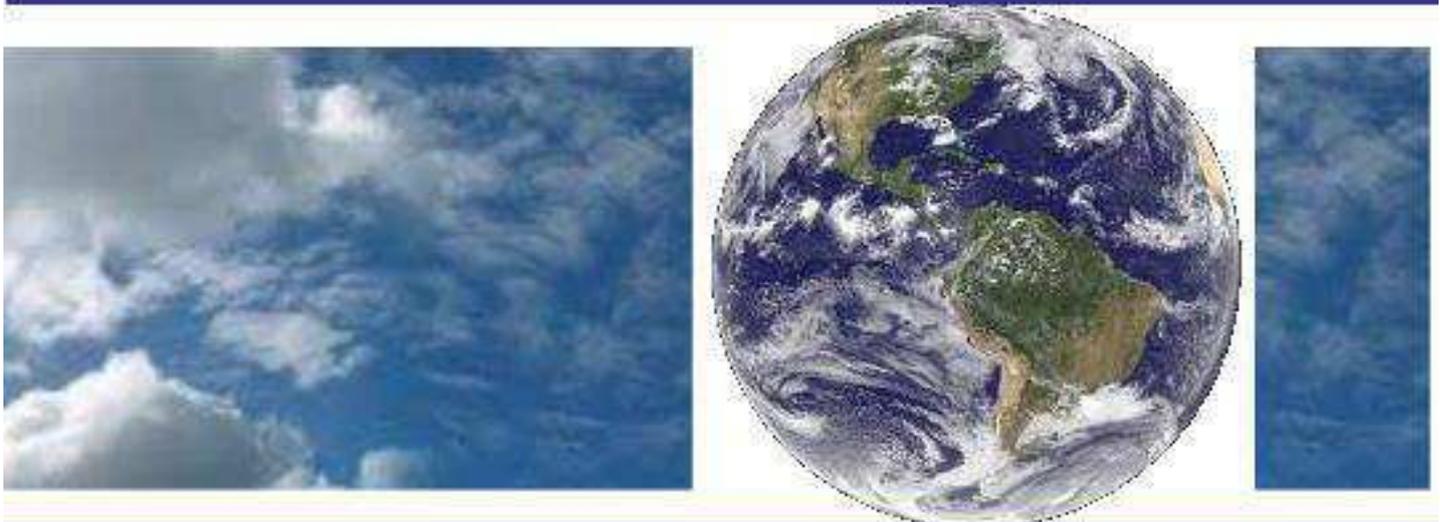


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



## **DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Milena Pereira Dantas**

**Obtenção dos fluxos de superfície a partir da assimilação  
de dados do IVDN MODIS/Terra no modelo BRAMS na  
região cerrado do Amapá**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**OBTENÇÃO DOS FLUXOS DE SUPERFÍCIE A PARTIR DA ASSIMILAÇÃO  
DE DADOS DO IVDN MODIS/TERRA NO MODELO BRAMS NA REGIÃO  
CERRADO DO AMAPÁ**

**MILENA PEREIRA DANTAS**

**CAMPINA GRANDE – PB**

**FEVEREIRO DE 2017**

MILENA PEREIRA DANTAS

**OBTENÇÃO DOS FLUXOS DE SUPERFÍCIE A PARTIR DA ASSIMILAÇÃO  
DE DADOS DO IVDN MODIS/TERRA NO MODELO BRAMS NA REGIÃO  
CERRADO DO AMAPÁ**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escala

**Sub-área:** Radiação e Sensoriamento Remoto

**Orientadoras:** Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Célia Campos Braga

Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup> Clênia Rodrigues Alcântara

**CAMPINA GRANDE – PB**

**FEVEREIRO DE 2017**

MILENA PEREIRA DANTAS

OBTENÇÃO DOS FLUXOS DE SUPERFÍCIE A PARTIR DA ASSIMILAÇÃO DE  
DADOS DO IVDN MODIS/TERRA NO MODELO BRAMS NA REGIÃO CERRADO  
DO AMAPÁ

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 16/02/2017

BANCA EXAMINADORA

  
Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. CLAUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA  
Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas  
Centro de Ciências Exatas  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Como dizemos adeus com os olhos e o  
coração inundados de lágrimas? Como se  
aceita que não voltaremos a ver essa pessoa?  
Saudades. Dedico-te, Mirla Farias!

## **AGRADECIMENTOS**

À Deus, por me abençoar mais do que eu mereço.

A esta Universidade e todo seu corpo docente, além da direção e a administração, que realizam seu trabalho com tanto amor e dedicação, trabalhando incansavelmente para que nós, alunos, possamos contar com um ensino de extrema qualidade.

Aos meus pais e toda minha família que, com muito carinho e apoio, não mediram esforços para que eu chegasse até esta etapa de minha vida.

À prof. Dra. Célia Campos Braga, pela paciência na orientação e incentivo que tornaram possível a conclusão desta dissertação. E a quem me inspiro na minha vida acadêmica.

À prof. Dra. Clênia Rodrigues por toda sua atenção, dedicação e esforço para que eu pudesse ter confiança e segurança na realização deste trabalho.

Ao prof. Dr. Paulo Kubota, por toda orientação e ajuda que me foram dados.

À todos os professores do curso de Meteorologia da UFCG, que foram tão importantes na minha vida acadêmica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro e concessão de bolsa.

Aos meus amigos e colegas, pelo incentivo e apoio constante.

## RESUMO

Este estudo teve como objetivo fazer uma análise comparativa dos fluxos de superfície, obtidas por simulações numéricas do modelo BRAMS 5.1, antes e depois, da incorporação dos dados de IVDN estimados pelo satélite do MODIS/Terra. Foram feitas duas simulações, no período mais seco, para áreas homogêneas selecionadas na região do cerrado do Amapá. O intuito foi avaliar o comportamento dos fluxos de superfície. Estimaram-se o Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN), o Saldo de Radiação ( $R_n$ ) e o fluxo de calor no solo ( $G_0$ ). Os fluxos de calor sensível ( $H$ ) e latente ( $LE$ ) foram obtidos pelo o algoritmo S-SEBI, a partir de imagens de satélite MODIS/Terra no período de 13-20/08/2002, 29-05/09/2006, 21-28/08/2015. Na primeira simulação, utilizaram-se os dados de controle de vegetação da simulação e na segunda procedeu-se a incorporação dos dados de IVDN do MODIS/Terra (período 29-05/09/2006) ao modelo numérico. Os resultados do IVDN obtidos pelo satélite mostraram que as variabilidades ocorrem conforme o tipo de vegetação e cobertura do solo. A substituição do cerrado *sensu stricto* pela floresta de eucalipto ocasionou um aumento do  $R_n$  e  $LE$ , e uma redução do  $G_0$  e  $H$ . Ao se comparar os dados medidos de  $R_n$  pela torre com os dados obtidos pelo MODIS /Terra, o erro percentual foi da ordem de 4,46% e estão de acordo com outros trabalhos encontrados na literatura. Já os erros observados na validação das simulações do BRAMS para algumas variáveis do balanço de energia, em algumas áreas, foram elevados. Salienta-se que este estudo pode ser melhorado com o aperfeiçoamento de outras condições iniciais e configuração das simulações realizadas.

**Palavras-chave:** vegetação, modelagem numérica, simulações

## ABSTRACT

### SURFACE FLOWS OBTAINING FROM THE NDVI TERRA/MODIS DATA ASSIMILATION IN THE BRAMS MODEL IN THE CERRADO REGION OF AMAPA (BRAZIL)

This study aims to make a comparative analyses of the surface flow, obtained by numeric simulations of BRAMS 5.1 model, before and after of the NVDI data incorporation, Estimated by Terra/MODIS / satellite. We performed two simulations, in the driest period, for homogeneous areas selected in the cerrado (Savana) region of Amapá. The aim was to evaluate the behavior of surface flows. We estimate the normalized difference vegetation index (NVDI), the Radiation Balance ( $R_n$ ) and the heat flux in the soil ( $G_0$ ). The latent ( $H$ ) and latent ( $LE$ ) heat fluxes were obtained by the S-SEBI algorithm, from Terra/MODIS satellite images in the period of 13-20/ 08/2002, 29-05/09/2006, 21-28/ 08/2015. The results of the IVDN obtained by the satellite showed that they present variabilities according to vegetation type and soil cover. The substitution of cerrado *sensu stricto* for eucalyptus forest caused an increase of  $R_n$  and  $LE$ , and a reduction of  $G_0$  and  $H$ . When we comparing the  $R_n$  measured data obtained by the tower with the data obtained by Terra/MODIS, the percentage error was of the order of 4.4% and are in agreement with other works found in the literature. However, the errors observed in the validation of the BRAMS simulations for some energy balance variables in some areas were high. We emphasized that this study can be improved with the improvement of other initial conditions and configuration of the simulations.

**Key-words:** Vegetation, numerical modeling, simulations.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização do estado do Amapá e em destaque a área selecionada do cerrado <i>sensu stricto</i> .	29
Figura 2. Gráfico climático da precipitação (mm) no estado do Amapá. Fonte: CLIMATE DATA (2016).	29
Figura 3. Gráfico climático da temperatura (°C) no estado do Amapá. Fonte: CLIMATE DATA (2016).	30
Figura 4. Mapas de relevo e tipo de solo da área de estudo. Fonte: MIRANDA (2005) e IBGE (2016).	30
Figura 5. Etapa para obtenção do IVDN e das componentes do balanço de energia a superfície.	32
Figura 6. Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e albedo da superfície com limite máximo e mínimo para os dias: (a) 13-08/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.	38
Figura 7. Grade do tipo C de Arakawa. h: variáveis termodinâmicas; u e v: as componentes zonal e meridional do vento	40
Figura 8. Processos simulados pelo o JULES 3.0	43
Figura 9. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) obtidos das imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015	48
Figura 10. Saldo de Radiação ( $R_n$ ), em $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra referentes aos dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.	52
Figura 11. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), em $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra referentes aos dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.	54
Figura 12. Fluxo de calor sensível (H), em $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.	56
Figura 13. Fluxo de calor latente (LE), em $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.	59
Figura 14. Saldo de radiação ( $R_n$ ) médio horário, em $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	67
Figura 15. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) médio horário, em $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	69
Figura 16. Fluxo de calor sensível (H) médio horário, em $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	70

Figura 17. Fluxo de calor latente (LE) médio horário, em $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	72
Figura 18. Diferenças entre as simulações controle e modificada do saldo de radiação ( $R_n$ ) médio horário, em $Wm^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	73
Figura 19. Diferenças entre as simulações controle e modificada fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) médio horário, em $Wm^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	74
Figura 20. Diferenças entre as simulações controle e modificada do fluxo de calor sensível (H) médio horário, em $Wm^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006: (a) às 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	75
Figura 21. Diferenças entre as simulações controle e modificada do fluxo de calor latente (LE) médio horário, em $Wm^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.	76
Figura 22. Mapa de uso e cobertura do solo ( <i>vtype</i> ) representado pelo o modelo numérico BRAMS	77

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Especificações técnicas do MODIS /Terra.	32
Tabela 2. Condições de inicialização necessárias para as simulações com o BRAMS.	40
Tabela 3. Principais configurações utilizadas para as simulações com o modelo BRAMS.	42
Tabela 4. Variáveis meteorológicas utilizadas como entrada no modelo de superfície JULES.	43
Tabela 5. Estatística descritiva do IVDN para as áreas selecionadas na região de estudo	49
Tabela 6. Estatística descritiva do $R_n$ para as áreas selecionadas na região de estudo	52
Tabela 7. Estatística descritiva do $G_0$ para as áreas selecionadas na região de estudo.	55
Tabela 8. Estatística descritiva do H para as áreas selecionadas na região de estudo	57
Tabela 9. Estatística descritiva do LE para as áreas selecionadas na região de estudo	60
Tabela 10. Saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) observado em uma estação automática (média horária), obtido da imagem MODIS/Terra e estimados pelo o modelo BRAMS (média horária).	61
Tabela 11. Validação da simulação do modelo BRAMS para a simulação controle, para o período de 28-05/09/2006, em campo experimental do AMCEL.	62
Tabela 12. Validação da simulação do modelo BRAMS para a simulação modificada, para o período de 28-05/09/2006, em campo experimental do AMCEL.	62
Tabela 13. Valores do $R_n$ estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ).	63

Tabela 14. Valores do  $G_0$  estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ). 64

Tabela 15. Valores do H estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ). 65

Tabela 16. Valores do LE estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ) 65

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ASTER	<i>Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer</i>
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
AMCEL	Amapá Florestal e Celulose S.A
ACP	Análise de Componentes Principais
ERA	<i>Atmospheric and Environmental Research</i>
BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric</i>
CLP	Camada Limite Planetária
EVI	<i>Enhanced Vegetation Index</i>
EAM	Erro Absoluto médio
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
HDF	<i>Hierarchical Data Format</i>
IMG	<i>Imagine</i>
IAF	Índice de Área Foliar
IVDN	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
IV	Infravermelho
JULES	<i>Joint UK Land Environment Simulator</i>
LI	Linhas de Instabilidade
LIC	Linhas de Instabilidade Costeira
MOSES	<i>Meteorological Office Exchange Sheme</i>
RRTM	Modelo Rápido de Transferência Radiativa
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PET	Parque Estadual do Turvo
GPCP	<i>Precipitation Climatology Project</i>
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
SR	Sensoriamento Remoto
TSM	Temperatura da superfície do mar
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TRIFFID	<i>Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamic</i>

TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VIS	Visível
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

W	Água precipitável
$\alpha_s$	Albedo da superfície
Z	Altitude de cada <i>pixel</i> da imagem
$\Theta_z$	Ângulo zenital
$K_t$	Coefficiente de turbidez da atmosfera
$\sigma$	Constante de Stefan-Boltzman ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ )
$G_{SC}$	Constante solar ( $1367 \text{ W m}^{-2}$ )
$\sigma_o$	Desvio-padrão das variáveis observadas
$\sigma_s$	Desvio-padrão das variáveis simuladas
DJ	Dia de ordem do ano
$\epsilon_0$	Emissividade termal à superfície
LE	Fluxo de calor latente
$G_0$	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
$\Lambda$	Fração evaporativa
n	Número de observações
$P_{ATM}$	Pressão atmosférica
$e_a$	Pressão de vapor d'água
$d^2$	Quadrado da distância Terra-Sol
$R_{S\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente

$R_n$	Saldo de radiação
$T_s$	Temperatura da superfície
$T_a$	Temperatura do ar
$\tau_{SW}$	Transmissividade atmosférica
$o_i$	Variáveis observadas
$s_i$	Variáveis simuladas
$\rho$	Banda do espectro eletromagnético
$\pi$	pi
$\varepsilon$	Erro absoluto percentual

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	19
2.	OBJETIVOS.....	21
2.1.	Objetivo geral .....	21
2.2.	Objetivos específicos .....	21
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
3.1.	Sistemas meteorológicos atuantes no Amapá.....	22
3.2.	Sensoriamento Remoto .....	23
3.3.	O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN).....	24
3.4.	Modelagem numérica .....	26
4.	MATERIAL E MÉTODOS.....	29
4.1.	Área de estudo .....	29
4.2.	Dados orbitais .....	32
4.2.1.	Dados do MODIS/Terra.....	32
4.2.2.	Saldo de radiação à superfície.....	34
4.2.3.	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) .....	36
4.2.4.	Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ).....	37
4.2.5.	Algoritmo S-SEBI.....	37
4.3.	Experimentos numéricos.....	40
4.3.1.	Simulações numérica com o modelo BRAMS.....	40
4.3.2.	Interpolação utilizada nas saídas do BRAMS.....	45
4.4.	Análise estatística dos resultados.....	45
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	48
5.1.	Dados de sensoriamento remoto .....	48
5.1.1.	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) .....	48
5.1.2.	Saldo de radiação ( $R_n$ ) .....	51
5.1.3.	Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ).....	54
5.1.4.	Fluxo de calor sensível ( $H$ ).....	56
5.1.5.	Fluxo de calor latente ( $LE$ ) .....	59
5.2.	Resultados com modelagem dinâmica.....	62
5.2.1.	Análise estatística e validação das simulações .....	62
5.2.2.	Análise comparativa entre estimativas MODIS/Terra e a simulação controle do BRAMS.....	64

5.2.3.	Análise comparativa entre estimativas das simulações controle do modelo BRAMS.....	67
5.2.3.1.	Saldo de Radiação ( $R_n$ ) .....	67
5.2.3.2.	Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ).....	69
5.2.3.3.	Fluxo de calor sensível (H).....	70
5.2.3.4.	Fluxo de calor latente (LE) .....	72
5.2.4.	Análise comparativa da diferença entre as simulações controle e modificada. ....	74
6.	CONCLUSÕES .....	79
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	80

## 1. INTRODUÇÃO

O Cerrado do Amapá encontra-se na região conhecida como “savana das guianas”, que é caracterizada por um ecossistema tropical dominado por uma cobertura herbácea constituída, principalmente, de gramíneas e ciperáceas (SANAIOTTI, 1991). A principal pressão antrópica sobre o cerrado *sensu stricto* amapaense são as extensas plantações de *Eucaliptus* sp. Existe uma grande relação entre a cobertura vegetal e o clima de uma região. A dinâmica climática e o bioma de uma determinada região são responsáveis pelo comportamento da vegetação, a qual exerce influência direta sobre o clima.

Clima e vegetação interagem bidireccionalmente nas escalas temporal e espacial. O clima pode ser considerado um fator preponderante sobre a distribuição da vegetação e suas características, em um contexto global (PRENTICE, 1992). Desertos, florestas tropicais, cerrados e outros tipos de vegetação definem em uma primeira aproximação as condições do clima. As variações climáticas são determinadas pela oscilação da intensidade da radiação solar, que afeta o balanço de radiação das superfícies, que por sua vez, influencia a temperatura, movimento do ar e disponibilidade hídrica dos ecossistemas (PILAR, 1995).

A influência da vegetação sobre o clima acontece de diferentes formas, influenciando tanto no albedo quanto na umidade e nas variações de temperatura. Isso significa dizer que alterar a cobertura vegetal de um dado local é também propiciar alterações climáticas no local da intervenção e também em outras partes do planeta. As formações vegetais são associações específicas de vegetais que se desenvolvem de acordo com o tipo de clima, relevo e solo do local em que se situam.

Estudos relacionados com fatores climáticos no desenvolvimento da vegetação, têm sido explorados com frequência nos últimos anos. É notória a influência da vegetação em todas as regiões do globo, pois ela é responsável pela manutenção dos ecossistemas proporcionando bem-estar e qualidade de vida da população (flora e fauna). A vegetação refresca seus arredores pelo processo da evapotranspiração, convertendo a energia solar em água evaporada, mantendo as temperaturas da vegetação e do ar mais baixas, as árvores sombreiam as superfícies protegendo-as do calor do sol, mantendo-as mais frescas (GOWARD *et al.*, 1985; GARTLAND, 2010).

Estudos envolvendo modelos numéricos de previsão, apontam a modelagem como uma ferramenta importante na compreensão da dinâmica atmosférica, assim como, na

previsão do tempo e clima. Contudo, o ponto determinante para a qualidade de uma simulação numérica, depende dos parâmetros iniciais introduzidos nos modelos.

O estudo da vegetação e de sua influência na variabilidade climática vem sendo uma preocupação constante dos pesquisadores, tendo em vista a importância de se discutir e entender melhor os impactos ambientais, seja de ordem natural ou antrópica, sobre a biodiversidade na região.

Considerando a carência e urgência de medidas mitigadoras de impactos ambientais sobre a biodiversidade, o uso conjunto do sensoriamento remoto e a modelagem numérica, poderão ter uma contribuição importantes na avaliação das mudanças no clima e, conseqüentemente, sua influência na vegetação e vice-versa. Em meio a esta contextualização, mesmo que bastante conceitual, este estudo possui um caráter prático do ponto de vista operacional, uma vez que foram utilizadas ferramentas que permitiram a representação e análise de condições hipotéticas, que não podem ser medidas ou reproduzidas em experimentos de campo.

Sendo assim, o aprofundamento no estudo dos processos de superfície terrestre é relevante para entender e explicar as relações homem-superfície-atmosfera, tendo como principais indutores a vegetação, a cobertura e uso da terra.

## 2. OBJETIVOS

### Objetivo geral

Avaliar a influência do uso e ocupação do solo nos fluxos de superfície por sensoriamento remoto e modelagem numérica.

### Objetivos específicos

- Como os fluxos de superfícies variam de acordo com o uso e cobertura do solo, uma vez que a vegetação passa por vários estágios de plantio (desde do corte raso até a floresta adulta)?
- Há uma melhora nos resultados dos fluxos de superfície após a assimilação do IVDN MODIS/Terra no modelo BRAMS?
- Quais as maiores diferenças entre a simulação controle e modificada do BRAMS?

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### Sistemas meteorológicos atuantes no Amapá

O estado do Amapá, inserido no bioma amazônico, está situado na região conhecida como Escudo das Guianas. Por sua localização, em torno da Linha do Equador, o estado recebe durante o ano todo uma grande quantidade de energia solar, caracterizando um clima quente e úmido, devido ao regime pluviométrico, com chuvas em todas as estações (tendo período menos chuvoso de curta duração). Em anos extremos de precipitação, os sistemas meteorológicos agem de formas diferentes, com variação acentuada em seus períodos de atuação, em suas estruturas e intensidades (HARZALLAH *et al.*, 1996).

Os principais sistemas associados à ocorrência de precipitação no Amapá durante a estação chuvosa são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e a interação entre as atividades convectivas locais e as Linhas de Instabilidades (LI). A ZCIT é uma banda de nuvens que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada pela interação entre a confluência dos ventos alísios, a região do cavado equatorial, área de máxima temperatura da superfície do mar (TSM) e de máxima convergência de massa. Segundo Souza *et al.* (2000), a qualidade da estação chuvosa na Amazônia Oriental, especialmente no Amapá e Pará, é definida de acordo com a posição da ZCIT (mais ao sul).

A interação da ZCIT com outros sistemas de grande e mesoescala é o que favorece tanto o seu deslocamento, como as precipitações que ocorrem sobre uma região. Circulações que são induzidas termicamente podem intensificar-se ou enfraquecer-se com a sobreposição de um escoamento de grande escala, podendo até gerar movimentos verticais. Os sistemas de brisa marítima e/ou terrestre, que são um dos sistemas induzidos termicamente nas latitudes tropicais e subtropicais podem ser um dos sistemas responsáveis pela organização da convecção em *cumulonimbus*, os quais auxiliam para a energética da circulação de grande escala, com a liberação de calor latente em altos níveis (FLOHN, 1970).

A LI consiste em uma banda de nebulosidade organizada em forma de linha que contém regiões de convecção profunda, podendo ou não ser contínua. As LI na região da costa norte do Brasil são associadas ao aquecimento solar e se formam no ramo ascendente da circulação de brisa, sendo por isso chamadas de linhas de instabilidades costeiras (LIC) (COHEN, 1989). Apesar da ZCIT ser o principal sistema meteorológico

indutor da chuva na região, as LI também são responsáveis por grandes acumulados de precipitação (COHEN, 1989; GRECO *et al.*, 1990).

As LIC no Norte do Brasil foram estudadas por vários autores com diferentes finalidades: obter a sua frequência mensal, a relação entre o perfil vertical do vento e a ocorrência de LI, a interação com sistemas de grande escala e semelhanças com outros sistemas atuantes na região (COHEN *et al.*, 1995; NETO, 2004; BARROS & OYAMA, 2010; ALCÂNTARA *et al.*, 2011).

### Sensoriamento Remoto

Toda ação de planejamento, ordenação ou monitoramento do espaço deve incluir a análise dos diferentes componentes do ambiente, incluindo o meio físico-biótico, a ocupação humana e seus inter-relacionamentos. Para está análise o sensoriamento remoto (SR) é uma das tecnologias mais utilizadas no estudo e pesquisas dos recursos naturais em várias escalas, facilitando a obtenção de informações em lugares de difícil acesso. Para Meneses & Almeida (2012), o SR é uma ciência que se refere a obtenção de imagens da superfície terrestre através da medição e detecção quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres.

Os sensores abordo de satélites têm por finalidade captar a radiação eletromagnética proveniente da superfície terrestre e transformar a energia conduzida pela onda em valor digital proporcional à intensidade desta energia. Os sensores passivos são aqueles que utilizam apenas a radiação eletromagnética natural refletida ou emitida da superfície terrestre, tendo como a principal fonte de energia o Sol. Os sensores ativos utilizam a radiação eletromagnética artificial produzida por radares instalados nos próprios satélites. Estas ondas chegam a superfície terrestre onde interagem com os alvos, sendo refletidas de volta ao satélite (MEIRELLES, 2007; NASCIMENTO, 2012).

Os dados de SR têm sido amplamente empregados em pesquisas direcionadas ao estudo do comportamento dinâmico da vegetação, tornando mais operacional o sistema de monitoramento da vegetação, principalmente de extensas áreas, tendo como apoio informações coletadas de satélites meteorológicos e ambientais, tais como, Landsat/TM, AVHRR/NOAA, MODIS/Terra Aqua, ASTER, dentre outros. Nas últimas décadas com o avanço da tecnologia, vem sendo desenvolvidos sensores de alta resolução a bordo desses satélites que captam dados e imagens de melhor qualidade e maior definição. Neste

estudo, utilizaram-se imagens do sistema de sensores MODIS instalados a bordo do satélite Terra.

O grande impedimento para se obter imagens de satélite é a presença de nuvens. Elas impedem que a energia refletida e/ou emitida pelos alvos da superfície terrestre chegue até o sensor a bordo do satélite (LERSCH, 2003). A frequente cobertura de nuvens impede a obtenção de imagens livres de nuvens e impõe sérias limitações ao uso operacional das técnicas de sensoriamento remoto para estimativa de fluxos de superfície.

### O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN)

A cobertura vegetal de uma localidade está relacionada ao tipo de clima e de solo predominante nessa região. Da mesma forma, a vegetação também exerce influência no clima local, de modo que, sua retirada pode causar mudanças significativas no clima local ou regional. De acordo com Huete *et al.* (2002) os índices de vegetação são estabelecidos para designar as propriedades da vegetação e conceder comparações espaciais e temporais confiáveis da atividade fotossintética terrestre e variações na estrutura da copa, além de permitir o monitoramento das variações sazonais, interanuais fenológica e parâmetros biofísicos da vegetação a longo prazo.

Quando a folha começa a secar ela perde a sua pigmentação verde, aumentando sua refletância no visível (VIS) e diminuindo no infravermelho próximo (IV), produzindo valores baixos de IVDN. Entretanto, esses valores ainda são maiores em alvos da superfície, ajudando a diferenciar vegetação verde e seca dos demais alvos (PARKINSON, 1997).

Estudos mostram uma forte relação espacial ou temporal entre clima e IVDN nas escalas de tempo sazonais e interanuais para um determinado período, destacam-se por exemplos os trabalhos de: Wang *et al.* (2003), que fizeram uso de imagens de IVDN do AVHRR / NOAA, durante um período de nove anos (1989-1997) no Kansas (USA) para avaliar as respostas temporais de IVDN para a precipitação e temperatura. Os resultados mostraram que não ocorreu correlações negativa baixa entre a temperatura e o IVDN. A relação entre a precipitação e o IVDN é forte e previsível quando visto na escala espacial apropriada. Já Liu *et al.* (2005) utilizaram imagens de IVDN para monitorar a evolução das secas e analisar as variações climáticas regionais no município de Terenos-MS. Os resultados mostraram que a temperatura aumentou 22,5-24,6 °C, a precipitação diminuiu 1500-1250 mm e IVDN diminuiu 7,3-6,8 dentro de um período de 20 anos. A

porcentagem da cobertura vegetal do município de Terenos foi reduzida de 68% em 1966, 35% em 1985, 32 % em 1996 para 27% em 2000.

Ostwald & Chen (2006) analisaram as alterações da vegetação e suas correlações com as variações do uso do solo local, para o período de 2000 a 2002. As imagens foram extraídas do MODIS e ASTER. Os resultados mostraram que a cobertura vegetal em grande escala aumentou, tendo uma boa correlação com a mudança no uso do solo local. A mudança no uso do solo mostra uma boa correlação com as variáveis climáticas, mas fatores climáticos por si só não explicam totalmente o aumento regional da vegetação.

Jamali *et al.* (2011) investigaram as relações temporais entre o crescimento da vegetação, a precipitação e umidade do solo para seis regiões da África, para o período de 2005-2009. Os resultados indicaram que os valores do IVDN estão fortemente correlacionados com a umidade do solo. Kabthimer (2012) estudou o padrão espacial e temporal de resposta do IVDN à precipitação, utilizando imagens do AVHRR/ NOAA de 1996-2008, na Etiópia. Os resultados mostraram que a vegetação reagiu diretamente a precipitação, os padrões sazonais mostraram que o tempo de resposta a precipitação entre 0 e 3 meses.

Rosa *et al.* (2013) analisaram a relação entre índices de vegetação e precipitação, no Parque Estadual do Turvo (PET), Rio Grande do Sul (RS). O IVDN e o EVI foram obtidos a partir de imagens do MODIS/Terra. Dados de precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) permitiram o cálculo do índice de estiagem. Os resultados mostraram nove meses com precipitações abaixo da média, 92 meses com precipitações normais e 50 meses com valores acima da média. Os ciclos anuais de IVDN e EVI não apresentaram relação conclusiva com a precipitação anormal, mostrando que a floresta apresenta resistência para suportar pequenos períodos de seca. O IVDN apresentou maior estabilidade no verão e no inverno.

Silva *et al.* (2014) fizeram uma análise do comportamento da cobertura vegetal em uma área do agreste de Pernambuco, em dois períodos diferentes de concentração pluvial ao longo do ano. Concluíram que, o comportamento da vegetação mostrou uma relação linear com a precipitação.

Recentemente, Yang *et al.* (2015) utilizaram dados de IVDN do sensor MODIS e de precipitação para o período de 2004 a 2012, para analisar a relação entre vegetação e precipitação no deserto de Dzoosotoyn Elisen, na Ásia Central. Foi possível classificar o IVDN em três padrões de mudanças temporais dentro de estação de crescimento, o IVDN

apresentou correlação significativa com a precipitação na estação de crescimento inicial. E que a precipitação teve contribuição significativa na vegetação dentro do deserto.

Dantas *et al.* (2016) analisaram e interpretaram os padrões temporais da precipitação e IVDN no estado de Pernambuco. Utilizaram imagens do satélite Terra/MODIS, para o período de 2003 a 2013 e aplicaram a técnica estatística de Análise de Componentes Principais (ACP). De modo geral, os resultados mostraram que o índice de vegetação é proporcional a quantidade de chuva na região.

Almeida *et al.* (2016) criaram um mapa detalhado do uso e cobertura da terra para a área desflorestada da Amazônia Legal Brasileira, para o ano de 2008, mostrando os percentuais da área ocupada por diferentes classes de uso da terra. Foram utilizadas imagens do Landsat-5 e do MODIS. Os resultados mostraram que quatro classes de pastagens cobrem 62% da área desflorestadas, a vegetação secundária com 21%. A área ocupada pela agricultura anual cobriu menos de 5% das áreas desflorestadas; as áreas restantes estavam distribuídas em outras seis classes de uso da terra.

### Modelagem numérica

A modelagem numérica é uma técnica de fundamental importância para uma melhor compreensão da dinâmica atmosférica, assim como para a previsão do tempo. Um dos principais determinantes da qualidade de uma simulação numérica é a forma de como se dá a partição dos fluxos em superfície (MELO, 2003).

Vários estudos observacionais e numéricos têm sido realizados com o objetivo de analisar as influências das mudanças dos usos da terra sobre o clima presente e futuro de diversas regiões (CORREIA *et al.* 2007; NOBRE *et al.*, 2009).

Gutman & Ignatov (1998) em seus estudos introduziram mapas da fração de vegetação e índice de área foliar, obtidos do AVHRR/NOAA, nos modelos de previsão numérica regional Eta e global. Os resultados mostraram mudanças consideráveis nos fluxos de superfície. Melo (2003) analisou a influência da cobertura vegetal na configuração dos parâmetros de superfície do modelo RAMS na região Nordeste do Brasil. Os resultados mostraram um aumento na radiação de onda longa emitida, com conseqüente aumento da temperatura em superfície. Herb *et al.* (2008) desenvolveram um modelo para determinação da temperatura da superfície, para observar os diversos usos e cobertura do solo, podendo ser usado para identificar mudanças na superfície. Souza *et al.* (2010) estudou os possíveis impactos da utilização de um mapa mais

atualizado de uso da terra e vegetação do território brasileiro no modelo de mesoescala BRAMS.

Juárez (2004) utilizou o BRAMS para estudar como as mudanças de uso do solo afetam os padrões da variabilidade climática e de fluxos de superfície no Sudeste do Brasil. Seus resultados mostraram que a mudança no uso da terra influencia na distribuição espacial de precipitação, acentuando-a sobre algumas áreas, e reduzindo-a sobre outras, e ainda aumentando a temperatura do ar à superfície.

Piva et al (2008) foram realizados experimentos numéricos com um modelo meteorológico regional a fim de observar o impacto dos fluxos de calor latente e calor sensível em superfície no desenvolvimento de um ciclone intenso ocorrido sobre a costa leste da região sudeste da América do Sul, entre os dias 24 e 26 de julho de 1998. A taxa de intensificação do ciclone foi reduzida em 6 hPa/24 h no experimento em que os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) estavam ausentes. Observou-se que a ausência do FCL apresentou maior impacto do que a ausência do fluxo de calor sensível, fazendo com que a taxa de intensificação fosse reduzida em 6 hPa/24 h para o experimento sem o LE e permanecesse inalterada sem o H. A ausência dos LE e H em superfície gerou uma camada mais seca e mais fria próxima à superfície oceânica, reduzindo a instabilidade potencial do ambiente e diminuindo a intensificação do ciclone.

Araújo (2010) através da modelagem numérica, estudou os efeitos causados pela mudança no uso do solo em áreas de cultivo de cana-de-açúcar na região norte do estado de São Paulo. Utilizou-se o modelo BRAMS acoplado ao modelo GEMTM para simular a interação dinâmica entre o dossel e a atmosfera em diferentes fases de desenvolvimento da cana-de-açúcar. As simulações realizadas compreenderam o período entre 10 de janeiro a 25 de dezembro de 2007. Os resultados obtidos revelaram significativas diferenças entre as simulações. Primeiramente, constatou-se que a condição da umidade nas camadas do solo teve grande importância nos resultados. Os fluxos de calor sensível e latente tiveram um comportamento concordante com a situação esperada para as vegetações estudadas. Em geral, foram observados maiores valores de LE na simulação controle e maiores valores de H na simulação modificada.

Paiva e Cavalcanti (2010) analisaram o balanço de energia a superfície com ênfase aos fluxos de calor sensível e latente. Foram realizadas simulações com o BRAMS, para um período de cinco dias onde o solo apresentava-se relativamente seco. Os resultados mostraram que a energia disponível é majoritariamente utilizada como fluxo de calor

sensível para solo seco. Os valores observados dos fluxos de calores latente e sensível foram bem representados nas simulações.

Recentemente, Silva (2014) verificou a sensibilidade do IVDN na parametrização da modelagem atmosférica para a região do este do Pará. Foi feito das simulações, uma com o IVDN e outra sem. Através dos resultados observou que as simulações obtiveram maior diferença para o período menos chuvoso, que a temperatura do ar da superfície e a direção do vento de superfície são as variáveis menos influenciadas pelo IVDN, porém se aproximam de dados medidos nas estações. Que o modelo não é adequado para estimar o volume de precipitação em superfície, porém com um bom índice de acerto para o período chuvoso, comparado com dados medidos.

Cardozo (2014) avaliou as alterações do balanço de radiação no estado de Rondônia, devido as queimadas associadas ao uso da terra. Utilizou imagens do sensor MODIS e o modelo RegCM4, para os anos de 2000 a 2012. O modelo foi rodado para os 12 anos com o uso e cobertura da terra do produto MCD12A1 com e sem queimadas. Foi verificado que as queimadas provocaram a diminuição do albedo da superfície, o balanço de radiação da superfície também foi substancialmente modificado, apresentando em média uma alteração de  $45 \text{ W/m}^2$  ao dia. Ainda, foi verificado que a temperatura da superfície apresentou um aumento. Concluiu-se que os parâmetros físicos da superfície estão interligados, e que as alterações nas características da superfície influenciam o balanço de energia e, conseqüentemente, podem afetar o clima local, regional e até global.

Amanajás (2015) determinou fluxos de superfície sobre ecossistemas distintos, floresta amazônica e cerrado. Utilizou imagens MODIS/Terra, fez simulações com o modelo BRAMS. Em geral, os resultados mostraram que os fluxos variam de acordo com o tipo de uso e cobertura do solo e respondem às alterações biofísicas nas áreas em estudo.

#### 4. MATERIAL E MÉTODOS

##### Área de estudo

O estado do Amapá (Figura 1) está situado no extremo norte do país, possui área de 142.828,520 km<sup>2</sup>, correspondendo a 1,6% do território nacional. Faz fronteira com o Pará ao sul, Suriname a noroeste, Guiana Francesa a norte e Oceano Atlântico a leste (IBGE, 2016). A Amazônia Oriental segundo a classificação Köppen, apresenta clima quente tropical úmido, com chuva em todas as estações (com período menos chuvoso de curta duração) e temperatura média aproximada de 26°C (FISCH *et al.*, 1998; AMANAJÁS, 2015).

As Figuras 2 e 3 representam o gráfico climático de precipitação e temperatura do estado do Amapá, respectivamente. Observa-se que setembro é o mês mais seco e quente, atingindo 31 mm de chuva e 27,5°C. Fevereiro é o mês mais chuvoso e com temperatura mais baixa, uma média de 515 mm e 25,6°C, respectivamente.

As áreas de Silvicultura de Eucalipto, referentes a área de estudo, pertence a AMCEL (Amapá Florestal e Celulose S.A) que é uma empresa brasileira de manejo florestal sustentável, cujo objetivo é reflorestar, processar e exportar cavacos de eucalipto produzidos.

O relevo (Figura 4) é predominantemente plano (baixas latitudes), principalmente em toda a costa leste do estado. Sendo assim, sua região é bem distinta de planície, baixo platô e maciço antigo (distribuem-se no sentido leste-oeste). Na região do centro-oeste e oeste apresenta as maiores elevações, acima 200m. Segundo Ricklefs (1996), assim como o relevo, os tipos de solos também influenciam na resposta termal dos alvos da superfície da terra, haja vista fatores como o teor de água, a cor e a composição mineral presentes em diversas proporções nas diferentes classes de solo. Na Figura 4 também é observado os tipos de solo que recobrem o cerrado *sensu stricto*, Latossolo Amarelo e Plintossolo Pétrico.

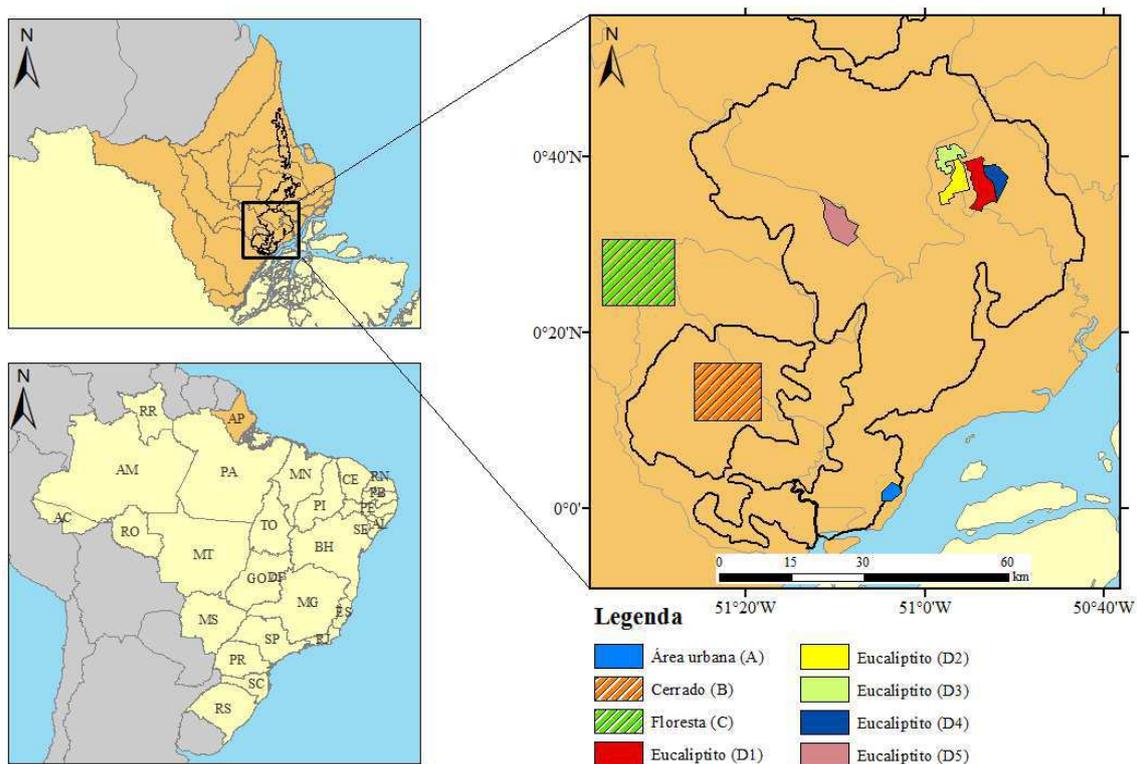


Figura 1. Localização do estado do Amapá e em destaque a área selecionada do cerrado *sensu stricto*.

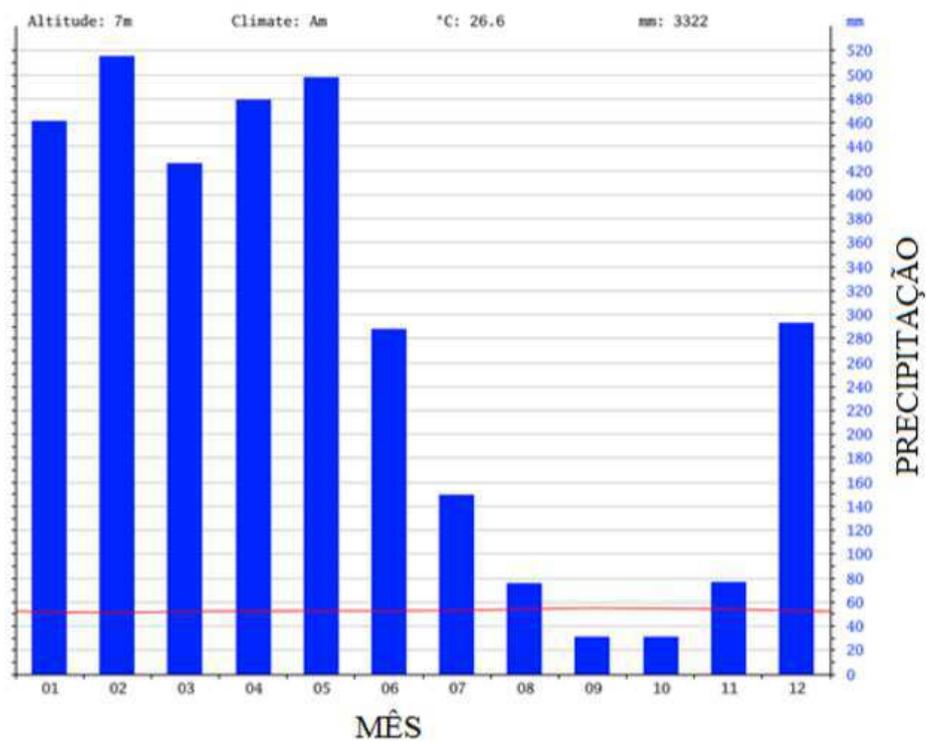


Figura 2. Gráfico climático da precipitação (mm) no estado do Amapá. Fonte: CLIMATE DATA (2016).

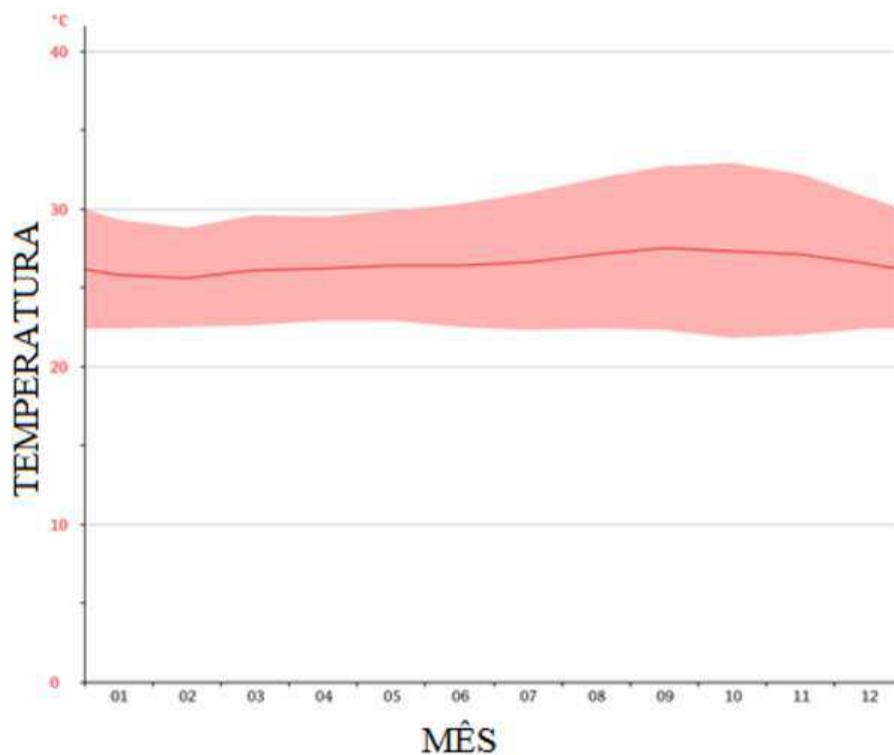


Figura 3. Gráfico climático da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) no estado do Amapá. Fonte: CLIMATE DATA (2016).

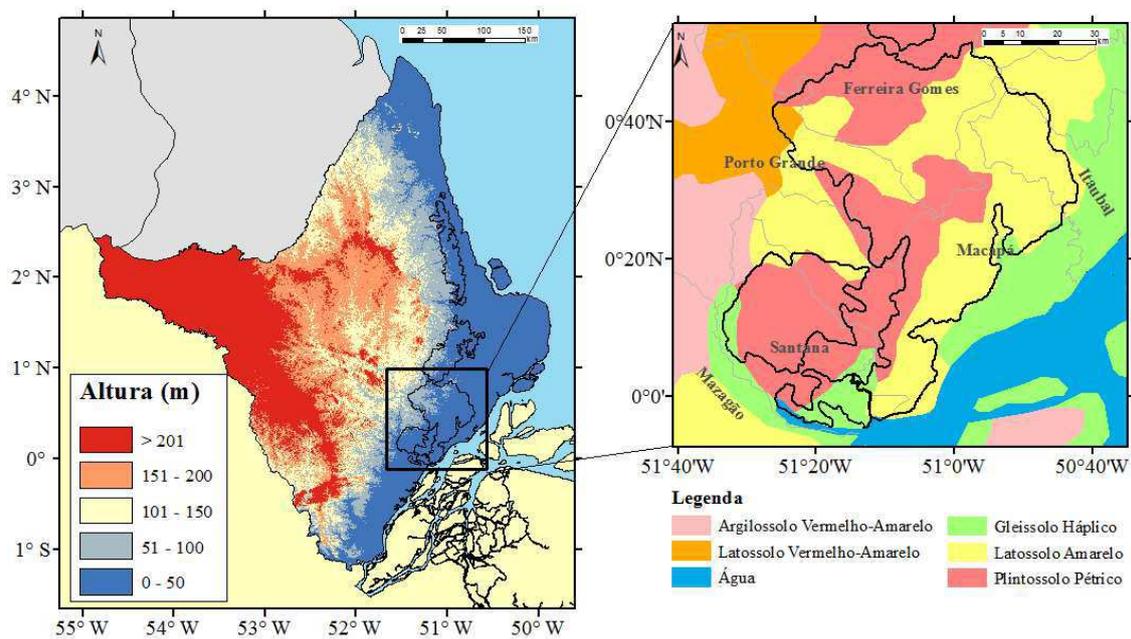


Figura 4. Mapas de relevo e tipo de solo da área de estudo. Fonte: MIRANDA (2005) e IBGE (2016).

## Dados orbitais

### 4.1.1. Dados do MODIS/Terra

O satélite Terra foi lançado em dezembro de 1999, começando a acumular dados desde de fevereiro de 2000, com o horário de passagem às 10:30h da manhã no Equador. O MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é o principal sensor a bordo do satélite Terra, sendo projetado para atender os requerimentos de três campos de estudos: atmosfera, oceano e terra. Esse sensor contém bandas de resolução espectral e espacial selecionadas com diferentes finalidades e oferece uma cobertura global quase diária (TERRA, 2016).

O satélite Terra possui órbita polar heliossíncrona de 705 km de altitude com o sensor MODIS que possui 36 bandas espectrais. As bandas 1 - 7 estão concentradas para as aplicações terrestres, as bandas 8 - 16 estão direcionadas para observações oceânicas e as bandas 17 - 19 para as aplicações atmosféricas, já as bandas 20 - 36 cobrem a porção termal do espectro eletromagnético, podendo ser aplicada para diferentes finalidades (TERRA, 2016).

Segundo Carvalho Júnior *et al.* (2008) as principais características do sensor MODIS são: ampla cobertura espectral e espacial; continuidade nas tomadas de medidas nas áreas espectrais, que já são estimadas por outros satélites, complementando as informações já adquiridas por estes; é a primeira ferramenta dos satélites EOS na condução das pesquisas de mudanças globais. A Tabela 1 constam as especificações técnicas do satélite MODIS/Terra.

Para a estimativa do índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN), saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) utilizaram-se imagens do produto MOD09A1 correspondentes a reflectância da superfície nas bandas 1 a 7 (vermelho, infravermelho próximo, azul, verde e infravermelho médio) com resolução espacial de 500 m e do produto MOD11A2 referentes à emissividade e temperatura da superfície (em Kelvin) com resolução espacial de 1000 m, para o período de imagens capturadas de 8 dias, para os dias 13 a 08 de agosto de 2002, 29 de agosto a 5 de setembro de 2006 e 21 a 28 de agosto de 2015, obtidas da plataforma REVERB/NASA (<http://reverb.echo.nasa.gov/>).

Tabela 1. Especificações técnicas do MODIS /Terra

<b>Órbita do satélite Terra</b>	705 km, síncrona com o Sol, polar; 10:30 a.m. descendente
<b>Cobertura da repetição do satélite Terra</b>	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30°
<b>Cobertura do imageamento do sensor MODIS</b>	±55°; 2330 km (“scans” contínuos no nadir no equador)
<b>Resolução espacial do sensor MODIS</b>	250m (2 bandas), 500m (5 bandas), 1000m (29 bandas)
<b>Precisão radiométrica do sensor MODIS</b>	5% Absoluto, <3μm; 1% Absoluto, >3μ; 2% de reflectância
<b>Alcance espectral do sensor MODIS</b>	0,4 - 14,4 μm
<b>Quantização do sensor MODIS</b>	12 bits
<b>Taxa de dados do satélite Terra</b>	6,2 Mbps (média), 10,8 Mbps (dia), 2,5 Mbps (noite)
<b>Potência do satélite Terra</b>	162,5 W (média para uma órbita), 168,5 W (pico)

Fonte: Rudorff *et al.* (2007) e Justice *et al.* (2002)

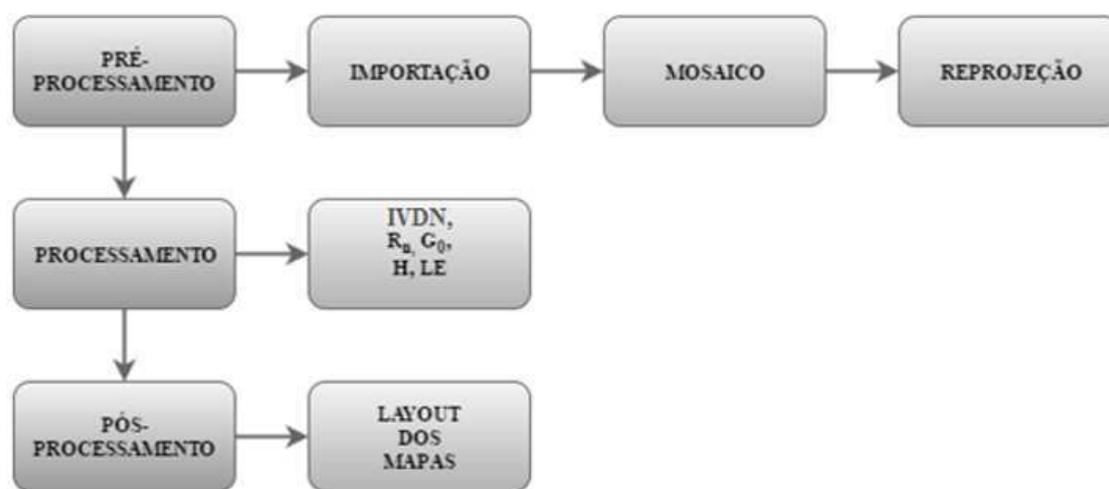


Figura 5. Etapa para obtenção do IVDN e das componentes do balanço de energia a superfície.

O tratamento inicial dos dados do MODIS foi feito utilizando um software de geoprocessamento para extração de informações a partir de imagens satélites:

- Importação: O produto encontra-se no formato HDF (*Hierarchical Data Format*) e é convertido para o formato .IMG (*Imagine*).
- Mosaico: Os produtos são arranjados em “*tiles*” (h12v08 e h12v09). Essa etapa faz a junção formando uma única imagem.
- Reprojecção: Muda o sistema de coordenadas da imagem (lat/lon WGS84) e faz reamostragem dos *pixels* para 1000 m.

As etapas de processamento para obtenção das componentes do balanço de energia a superfície ( $R_n$ ,  $G_0$ ,  $H$  e  $LE$ ) estão descritas na Figura 5.

#### 4.1.2. Saldo de radiação à superfície

O saldo de radiação ( $R_n$ ) representa a quantidade de energia disponível para diversos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície e quantificá-lo é imprescindível para a estimativa do balanço de energia e para diversas aplicações ambientais, incluindo o monitoramento e previsões climáticas (BISHT *et al.*, 2005). O  $R_n$  vem sendo obtido por meio do sensoriamento remoto (SR), especialmente quando se trata de estudos em áreas heterogêneas (SILVA *et al.*, 2010). Ele é computado através da diferença entre os fluxos radiativos incidentes, refletidos e emitidos do balanço de ondas curtas, o qual é expresso por meio da radiação solar global e do albedo da superfície ( $\alpha_s$ ), e ondas longas, dado em função da temperatura da atmosfera ( $T_a$ ) e da temperatura da superfície ( $T_s$ ) (BASTIAANSEN *et al.*, 1998a; ALLEN *et al.*, 2007a).

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha_s R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (1)$$

Em que  $R_{S\downarrow}$  é a radiação de onda curta incidente ( $Wm^{-2}$ );  $\alpha_s$  é o albedo da superfície (adimensional);  $R_{L\downarrow}$  é radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ );  $R_{L\uparrow}$  é radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ );  $\varepsilon_0$  é a emissividade termal à superfície (adimensional). O termo  $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$  representa a parte da radiação de onda longa atmosférica incidente que é refletida pela superfície.

O albedo da superfície ( $\alpha_s$ ) foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas (TASUMI *et al.*, 2008):

$$\alpha_S = 0,125_{\rho_1} + 0,125_{\rho_2} + 0,242_{\rho_3} + 0,129_{\rho_4} + 0,101_{\rho_5} + 0,062_{\rho_6} + 0,036_{\rho_7} \quad (2)$$

A radiação solar de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ ), pode ser obtida, considerando a condição de céu claro, a partir da equação:

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{SC} \cos \theta_Z \tau_{SW}}{d^2} \quad (3)$$

Em que  $G_{SC}$  é a constante solar ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ );  $\theta_Z$  é o ângulo zenital solar (graus);  $d^2$  é o quadrado da distância relativa Terra-Sol;  $\tau_{SW}$  é a transmissividade atmosférica (ALLEN *et al.*, 2007a) obtida pela equação:

$$\tau_{WS} = 0,35 + 0,627 \exp \left[ - \frac{0,00146 P_{atm}}{K_t \cos \theta_Z} - 0,75 \left( \frac{W}{\cos \theta_Z} \right)^{0,4} \right] \quad (4)$$

$\theta_Z$  é o ângulo zenital solar, obtido do produto MOD09A1;  $P_{ATM}$  é a pressão atmosférica em kPa;  $K_t$  é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo  $K_t = 1$  para céu claro e  $K_t = 0,5$  para turbidez extrema (ALLEN, 1996). Já o  $d^2$  é calculado pela metodologia de Duffie & Beckman (1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos \left( \frac{DJ \cdot 2\pi}{365} \right)} \quad (5)$$

Em que DJ é o dia de ordem do ano. O cálculo para obtenção do W que é a água precipitável (mm), foi realizado de acordo com Equação 6, proposta por Garrison & Adler (1990):

$$W = 0,14 e_a P_{atm} + 2,1 \quad (6)$$

Em que  $e_a$  é pressão de vapor d'água. A pressão atmosférica ( $P_{atm}$ ) é estimada segundo a metodologia de Burman *et al.* (1987) expressada por:

$$P_{\text{atm}} = 101,3 \left( \frac{T_s - 0,0065Z}{T_a} \right)^{5,26} \quad (7)$$

$T_a$  é a temperatura do ar (K);  $Z$  representa a altitude de cada *pixels* da imagem (m); obtida do modelo de elevação digital.

A radiação de onda longa incidente proveniente da atmosfera é calculado através da equação de Stefan-Boltzmann, dada por:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (8)$$

Em que:  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ );  $T_a$  é a temperatura do ar (K);  $\varepsilon_a$  é a emissividade da atmosfera (adimensional) e pode ser obtida em função da transmissividade atmosférica:

$$\varepsilon_a = 0,9565(-\ln\tau_{SW})^{0,1362} \quad (9)$$

A radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ), calcula-se em função da emissividade ( $\varepsilon_0$ ) e da temperatura da superfície ( $T_s$ ), utilizando a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (10)$$

$T_s$  é a temperatura da superfície (K) obtida pelo o produto MOD11A2. Neste estudo, admitiu-se  $T_a$  igual  $T_s$ , sugerindo que  $R_{L\downarrow}$  varia proporcionalmente com a temperatura da superfície adjacente (ALLEN *et al.*, 2007a). O uso de um valor fixo para  $T_a$  seria conveniente para representar as condições atmosféricas, relativamente, homogêneas de uma região, o que não é o caso deste estudo.

#### 4.1.3. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN)

A base da proposição do IVDN está no comportamento antagônico da refletância da vegetação nas regiões espectrais do visível e do infravermelho próximo. A princípio, quanto maior a densidade da cobertura vegetal em certa área, menor a refletância na faixa

do visível (VIS), devido à absorção da radiação solar pela ação dos pigmentos fotossintetizantes presentes nas folhas. Para a faixa do infravermelho próximo (IV), a refletância é maior devido ao espalhamento múltiplo da radiação eletromagnética nas diferentes camadas das folhas (PONZONI & SHIMABUKURO, 2007; NASCIMENTO, 2012). Logo, o IVDN é resultante da combinação dos níveis de reflectância no infravermelho próximo (0,725 - 1,10  $\mu\text{m}$ ) e visível (0,58 - 0,68  $\mu\text{m}$ ), pela seguinte proporção:

$$\text{IVDN} = \frac{(\text{IV} - \text{VIS})}{(\text{IV} + \text{VIS})} \quad (11)$$

O IVDN varia entre -1 e 1, as áreas com coberturas vegetais estão ligadas a valores positivos do índice de vegetação (0 - 1,0). Materiais que refletem mais na porção do visível em comparação ao infravermelho próximo (nuvens, água e neve) apresentam IVDN negativos. Solos descobertos e rochas refletem tanto no visível quanto no infravermelho próximo quase que na mesma intensidade, de modo que seu IVDN chega a valores próximos de zero (RIZZI, 2004).

#### 4.1.4. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ )

O fluxo de calor  $G_0$  foi estimado segundo equação empírica proposta por Bastiaanssen (2000):

$$G_0 = \left[ \frac{T_s}{\alpha_s} (0,0038\alpha_s + 0,0074\alpha_s^2)(1 - 0,98\text{IVDN}^4) \right] R_n \quad (12)$$

Em que  $T_s$  é a temperatura da superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha_s$  é o albedo da superfície (adimensional), IVDN é o índice de vegetação por diferença normalizada (adimensional) e  $R_n$  é o saldo de radiação ( $\text{Wm}^{-2}$ ).

#### 4.1.5. Algoritmo S-SEBI

A principal vantagem entre o algoritmo S-SEBI e outros, está no cálculo dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) sem a necessidade de dados meteorológicos observados. Os fluxos são calculados como parâmetros separados, para isso utiliza-se

uma fração evaporativa ( $\Lambda$ ) (SOBRINO *et al.*, 2005). Essa metodologia propõe que um conjunto de *pixels* quentes e frios seja obtido automaticamente a partir de um conjunto de características da superfície (ALLEN *et al.*, 2007a).

Segundo Roerink *et al.* (2000), a fração evaporativa para cada pixel da imagem do satélite pode ser extraída a partir da representação gráfica de todos os pixels da imagem, por um sistema de coordenadas da temperatura da superfície ( $T_s$ ) versus o albedo da superfície ( $\alpha_s$ ), ou seja, a reflectância depende da temperatura  $T_{LE}$  em que  $LE_{MAX}(\alpha_s) = R_n - G_0$  e  $H = 0$ . Para  $T_H$  em que  $H_{MAX}(\alpha_s) = R_n - G_0$  e  $LE = 0$ . Logo, a fração evaporativa é estimada por:

$$\Lambda = \frac{T_H - T_0}{T_H - T_{LE}} \quad (13)$$

Na Figura 6 (a, b, c) são mostradas as características espaciais do albedo da superfície ( $\alpha_s$ ) e da temperatura da superfície ( $T_s$ ), para as datas 13-08/08/2002, 29-05/09/2006 e 21-28/08/2015, respectivamente. Na distribuição espacial foi possível observar o limite inferior (superior) indicando que o LE (H) foi máximo (GÓMEZ *et al.*, 2005; SANTOS & SILVA, 2008). As equações lineares que apresentam o limite máximo e mínimo, são:

$$T_H = a_H + b_H \alpha_s \quad (14)$$

$$T_{LE} = a_{LE} + b_{LE} \alpha_s \quad (15)$$

Substituindo  $T_H$  e  $T_{LE}$ , na equação 13, a fração evaporativa ( $\Lambda$ ) pode ser reescrita por:

$$\Lambda = \frac{a_H + b_H \alpha_s + T_s}{a_H - a_{LE} + (b_H - b_{LE}) \alpha_s} \quad (16)$$

O fluxo de calor sensível que representa a transferência de calor entre o solo e a atmosfera, pela convecção forçada ou livre é determinado em função da radiação líquida disponível e da fração evaporativa, ou seja:

$$H = (1 - \Lambda)(R_n - G_0) \quad (17)$$

Conseqüentemente, o fluxo de calor latente que é a quantidade de energia utilizada para o processo da água contida no solo e de transpiração das plantas, é obtido pela energia disponível e da fração evaporativa:

$$LE = \Lambda(R_n - G_0) \quad (18)$$

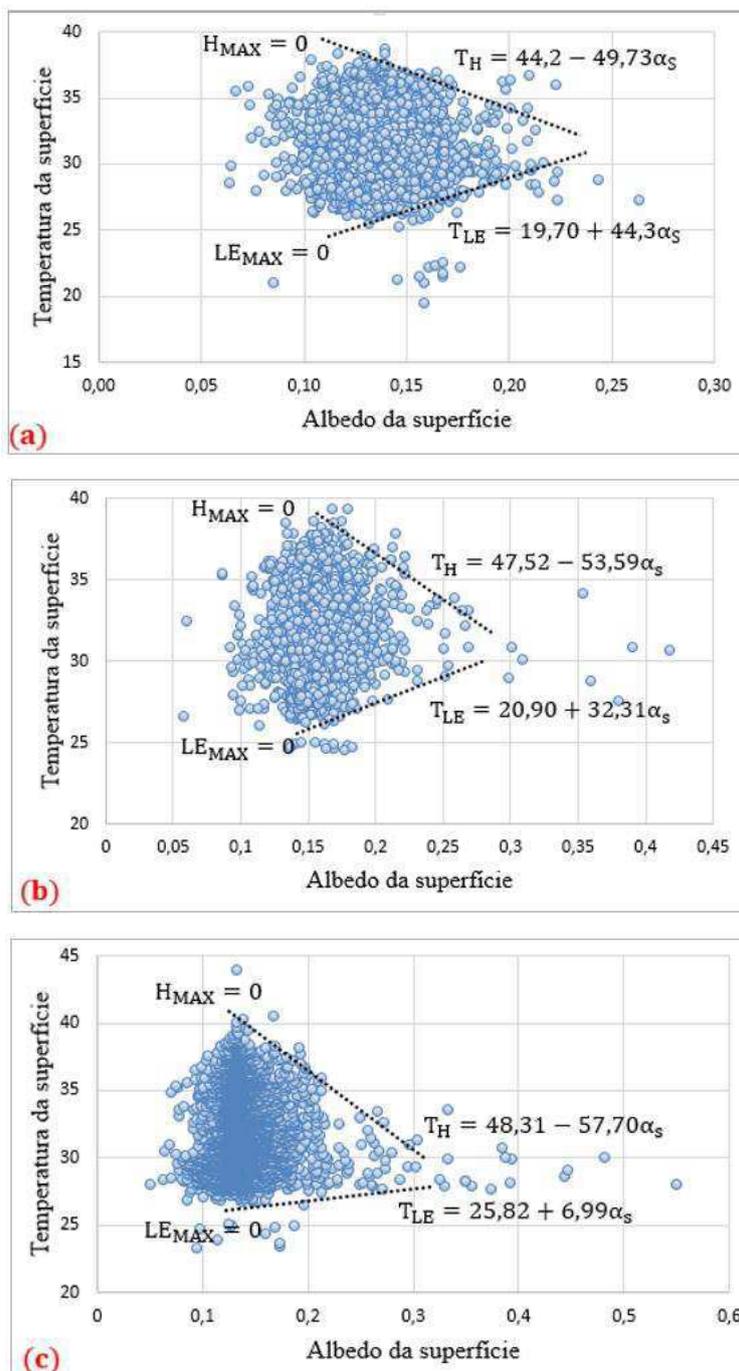


Figura 6. Representação esquemática da relação entre a temperatura da superfície e albedo da superfície com limite máximo e mínimo para os dias: (a) 13-08/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

## Experimentos numéricos

### 4.1.6. Simulações numérica com o modelo BRAMS

O BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) é derivado da versão 6 do RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) (WALKO et al., 2000). E foi desenvolvida numa parceria de diversas instituições brasileiras, com a finalidade de estimar fenômenos típicos das regiões tropicais. O modelo simula a circulação atmosférica em várias escalas, desde a micro até a grande escala, embora seja utilizado normalmente para simular fenômenos atmosféricos de mesoescala.

Uma das diferenças do BRAMS para o RAMS, é a inclusão da parametrização de convecção rasa e profunda do tipo *ensemble* de Grell e Freitas (2014). O BRAMS foi construído com base nas equações da dinâmica da atmosfera, complementadas com parametrizações de difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e a interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, fluxos de calor, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, os efeitos cinemáticos do terreno e convecção *cumulus* (FREITAS et al., 2009). Na Tabela 2 são descritas as condições de inicialização necessárias para as simulações com o modelo BRAMS.

O modelo possui um sistema de múltiplas grades aninhadas, possibilitando que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente permitindo a total integração entre as mesmas. Em outras palavras, existe uma transferência de informações entre a grade maior para a menor e vice-versa. Possui um conjunto de parametrizações físicas adequadas para simular processos, tais como transferência radiativa, troca de água, calor e momentum entre superfície-atmosfera, transporte turbulento na CLP (Camada Limite Planetária) e microfísica das nuvens (FREITAS et al., 2009).

Esse modelo utiliza uma grade computacional alternada do tipo C de Arakawa (Figura 7) (MESSINGER E ARAKAWA, 1976). Definidas nos mesmos pontos de grade encontra-se as variáveis termodinâmicas e de umidade, enquanto as componentes do vento  $u$ ,  $v$  e  $w$  são intercaladas, respectivamente, em  $\Delta x/2$ ,  $\Delta y/2$  e  $\Delta z/2$  (TODESCO, 2008). A projeção horizontal estereográfica é utilizada para a definição das coordenadas da grade, devido a minimizarem as distorções da projeção na área de interesse, de modo que o polo da projeção fica o mais próximo possível do centro da grade. Já na vertical é utilizado o sistema de coordenadas sigma-z ( $\sigma_z$ ), que contorna a topografia do terreno (TRIPOLI & COTTON, 1982).

Tabela 2. Condições de inicialização necessárias para as simulações com o BRAMS.

<b>Dados observados</b>	Superfície ou sondagem
<b>Temperatura da superfície do mar (TSM)</b>	Série climatológica ou semanal
<b>Topografia</b>	Dados do serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) com resolução de 1 ou 10km
<b>Solo</b>	Os arquivos são atualizados pelo INPE a partir da base de dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO)
<b>Umidade do solo</b>	Dados diários de estimativas de umidade (Gevaerd & Freitas, 2006) obtidas a partir de dados de precipitação do <i>Global Precipitation Climatology Project</i> (GPCP)
<b>Índice de vegetação por diferença normalizada (IVDN)</b>	Para a América do Sul é aconselhado utilizar os dados provenientes do MODIS.

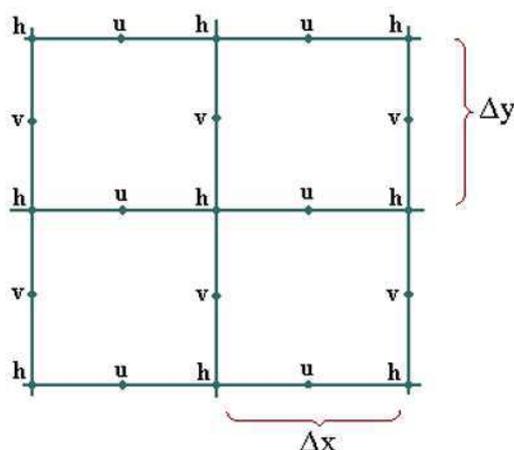


Figura 7. Grade do tipo C de Arakawa. h: variáveis termodinâmicas; u e v: as componentes zonal e meridional do vento

A versão do modelo BRAMS 5.1 não possui o sistema de múltiplas grades aninhadas, com isso a simulação foi feita apenas com uma grade, definida de 50 por 50

pontos de espaçamento de 5 km, centrada em 0,02°S e 55,16°W. Na vertical foram adotados 43 níveis atmosféricos, com espaçamento inicial de 50 m e uma amplificação por um fator de 1,1 até a altura de 1km. Acima de 1 km, o espaçamento foi constante e igual a 1km.

Com condições iniciais e de contorno das reanálises de 0,25° provenientes do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), todas as simulações foram realizadas por 8 dias. Este período é o mesmo analisado pelas imagens de satélites, uma vez que os resultados obtidos pelo sensoriamento remoto foram comparados com o do modelo.

A parametrização de radiação de onda longa e onda curta utilizada foi o modelo rápido de transferência radiativa (RRTM), desenvolvido pela *Atmospheric and Environmental Research* (AER) (MLAWER *et al.*, 1997). O modelo emprega uma técnica de correlação-k para transferência radiativa, possibilitando cálculos de fluxos e taxas de resfriamento na região de ondas longas, cálculos de fluxos solares diretos e taxas de resfriamento na região de ondas curtas (CLOUGH & IACONO, 1995; IACOMO *et al.*, 2008).

As outras parametrizações utilizadas no experimento foram: no processo de convecção profunda é do tipo GF (GRELL & FREITAS, 2013) com fechamento *ensemble*; e para convecção rasa foi a descrita por Grell & Deveny (2002); na difusão turbulenta o fechamento foi da ordem de 2,5 (MELLOR & YAMADA, 1982); a microfísica de nuvens segue o modelo descrito por Walko *et al.*, (1995). As saídas foram geradas em uma frequência de 3 horas. Após uma sequência de experimentos numéricos foram definidos os parâmetros utilizados nas simulações (Tabela 3).

Desenvolvido a partir do *Meteorological Office Exchange Scheme* (MOSES) e *Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics* (TRIFFID), o *Joint UK Land Environment Simulator* (JULES) é um modelo de solo/vegetação, que simula os processos de superfície e processos hidrológicos. Além de, simular a dinâmica da vegetação e do solo. Atualmente, é considerado o mais moderno modelo para representações de fluxos de superfície (MOREIRA, 2013). Uma descrição detalhada pode ser encontrada em Best *et al.*, (2011) e Clark *et al.*, (2011).

Tabela 3. Principais configurações utilizadas para as simulações com o modelo BRAMS.

Instante inicial	29 de agosto de 2006 às 0:00 UTC	
Instante final	05 de setembro de 2006 às 0:00 UTC	
Tempo de integração	192 h	
Centro da grade	0,02°S e -55,16°W	
Resolução horizontal	5 km	
Número de níveis verticais	43 níveis	
Processos físicos	Convecção profunda	GF (Grell & Freitas, 2013) com fechamento <i>ensemble</i>
	Convecção rasa	Grell-Deveny (Grell & Deveny, 2002)
	Difusão turbulenta	Fechamento é de ordem 2,5 (Mellor & Yamada, 1982)
	Radiação	RRTMG (Iacono <i>et al.</i> , 2008)
	Microfísica de nuvens	Original do BRAMS (Walko <i>et al.</i> , 1995)
	Superfície	JULES (Moreira <i>et al.</i> , 2013)

O esquema apresentado na Figura 8 mostra os processos que são simulados pelo o JULES 3.0. A cor azul descreve os processos hidrológicos, verde os processos ligados à vegetação e roxo os referentes aos gases e aerossóis. Na parte inferior do diagrama assinalam-se os processos que ocorrem no solo, as duas camadas acima indicam os processos localizados entre a superfície e o topo do dossel e as setas na parte superior apresentam os fluxos, gases e aerossóis que são trocados com o modelo atmosférico.

Segundo Moreira (2013), o JULES simula mais processos que o LEAF; possui prognósticos de concentrações de gases e inclui variação da morfologia da vegetação ao longo do tempo de simulação; e mostrou-se que existe um ganho significativo de qualidade ao utilizar o JULES em comparação com o LEAF. Na Tabela 4, observa-se as variáveis meteorológicas utilizadas como entrada no JULES.

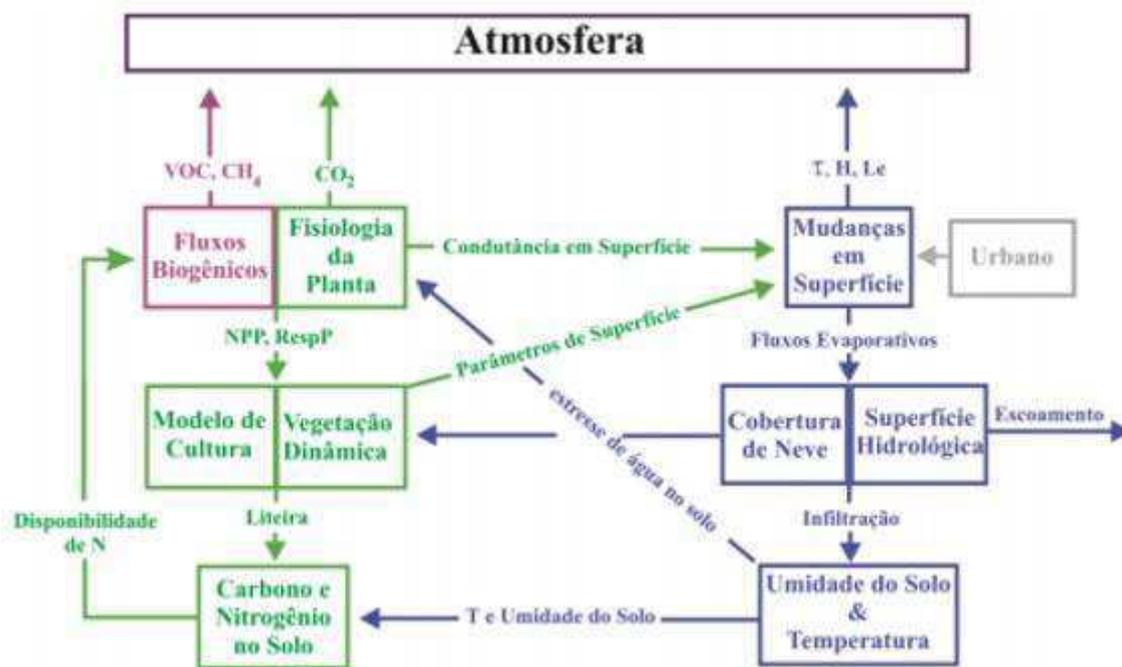


Figura 8. Processos simulados pelo o JULES 3.0

Tabela 4. Variáveis meteorológicas utilizadas como entrada no modelo de superfície JULES.

DADOS	UNIDADES
Componente descendente de onda curta na superfície	$Wm^{-2}$
Componente descendente de onda longa na superfície	$Wm^{-2}$
Precipitação	$kgm^{-2}s^{-1}$
Neve	$kgm^{-2}s^{-1}$
Componente zonal do vento (u)	$ms^{-1}$
Componente meridional do vento (v)	$ms^{-1}$
Temperatura do ar	K
Umidade específica	$kgkg^{-1}$
Pressão atmosférica	Pa

Fonte: Best *et al.*, (2011)

A execução do modelo BRAMS baseou-se em construir situações usando tipos distintos de inicialização do submodelo JULES, modificando o IVDN. Inicialmente, para o experimento controle, foi utilizado o IVDN climatológico existente na base de dados

do próprio modelo, em seguida foi usado o IVDN obtido das imagens do MODIS/Terra. Assim, foram obtidas diferentes situações que podem detectar a influência da cobertura vegetal na geração de informação de: saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), fluxo de calor sensível ( $H$ ) e fluxo de calor latente ( $LE$ ). Finalmente, fez-se uma análise pontual dos resultados das simulações do modelo com as imagens de satélite.

As simulações foram feitas para o período de 29 de agosto a 05 de setembro de 2006, utilizando a média horária de 12:00 UTC (9:00 HL) e 15:00 UTC (12:00HL). Em seguida, foi realizada uma interpolação entre as duas simulações (9HL e 12HL), a fim de estimar os fluxos de superfície às 10:30 HL (mesma hora da passagem do satélite).

#### 4.1.7. Interpolação utilizada nas saídas do BRAMS

Como descrito anteriormente, foram geradas saídas a cada 3 horas, devido a memória disponível na máquina que foi realizado o estudo. Para estimar os valores das componentes do balanço de energia a superfície às 10:30HL (horário da passagem do satélite), foi utilizado um *script* para interpolação do resultado.

A interpolação define valores da função para outros pontos entre os pontos dados inicialmente, ou seja, permite construir um novo conjunto de dados a partir de um conjunto discreto de dados pontuais conhecidos (KAW & KALU, 2008).

Foi utilizado um *script*, que gera pontos de grades utilizando interpolação polinomial em vista de construir novos pontos de grades no alcance de pontos já conhecidos.

#### Análise estatística dos resultados

Para quantificar os erros nas simulações do modelo BRAMS, foi aplicada uma série de indicadores estatísticos de destreza. Pielke (2002) propõe uma metodologia para a determinação da qualidade de uma simulação com modelos dinâmicos. Assim, a destreza da simulação fica comprovada se uma simulação preenche os três critérios sugeridos, a seguir:

- $\sigma_s \cong \sigma_o$  ou, equivalente,  $\frac{\sigma_s}{\sigma_o} \cong 1$ ;
- $REQM < \sigma_o$ ;
- $REQM_{vies} < \sigma_o$ ;

A Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) é usada para representar a acurácia dos resultados numéricos com a vantagem de que REQM aponta valores do erro nas mesmas dimensões da variável analisada. O REQM é definido por:

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (s_i - o_i)^2}{n}} \quad (19)$$

O  $REQM_{vies}$  é o REQM após a mudança de um vies constante associado à tendência do modelo, estabelecido por:

$$REQM_{vies} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(s_i - \bar{s}_i) - (o_i - \bar{o}_i)]^2}{n}} \quad (20)$$

Em que  $s_i$  e  $o_i$  são as variáveis simuladas e observadas no mesmo ponto de grade em um domínio numérico com N pontos de grade, respectivamente;  $n$  é o número de observações;  $\bar{s}_i$  e  $\bar{o}_i$  são as médias das variáveis simuladas e observadas no mesmo ponto de grade, respectivamente;  $\sigma_s$  e  $\sigma_o$  são os desvio padrão das variáveis geradas na simulação e observadas, dados por:

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (s_i - \bar{s})^2}{n}} \quad (21)$$

$$\sigma_o = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o})^2}{n}} \quad (22)$$

Os dados de superfície empregados na validação dos dados de  $R_n$  foram obtidos de uma estação meteorológica instalada em campo experimental da AMCEL, por ser uma empresa particular não foi permitido expor a sua localização (coordenadas geográficas).

Para comparar os resultados do MODIS/Terra com os resultados do BRAMS 5.1, foi calculado o EAM (Erro absoluto médio) e  $\varepsilon$  (erro absoluto percentual), as estimativas obtidas por SR foram admitidos como dados observados.

Segundo Mentzer & Bienstock (1998), o EAM calcula o afastamento médio das previsões em relação aos valores reais (observados), constituindo na média dos erros da previsão. Assim, seu valor ideal seria igual a zero. Neste sentido, o erro médio tende a ser pequeno na medida em que os erros negativos e positivos se compensem. Essa medida de acurácia pode ser obtida pela equação:

$$EAM = \sum_{i=1}^n \frac{|s_i - o_i|}{n} \quad (23)$$

O  $\varepsilon$  representa o afastamento percentual entre o valor observado medido e o simulado (WILKS, 2006).

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^n \frac{|s_i - o_i|}{o_i} 100\% \quad (24)$$

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Dados de sensoriamento remoto

#### 5.1.1. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN)

A seguir são apresentados os resultados do IVDN obtidos das imagens MODIS/Terra para os dias 13-20/08/2002, 29-05/09/2006 e 21-28/08/2015 (Figuras 9a, b e c). As silviculturas estão inseridas na área experimental do AMCEL situada no estado do Amapá (Figura 1). No ano de 2002, as áreas homogêneas definidas como Silvicultura 4 e 5 eram florestadas com pinus. A partir de 2004, ano em que a AMCEL deixou de plantar mudas de pinus e foram reflorestadas com eucalipto, conforme indicado nas imagens dos dias 29-05/09/2006 e 21-28/08/2015 (Figura 9b e c). Para cada área e datas estudadas, foram extraídos os valores dos *pixels* e feito a estatística descritiva básica (mínimo, máximo, média, desvio padrão).

Na imagem de 2002 observam-se baixos valores de IVDN na área do cerrado. Na floresta esses valores são mais elevados conforme o esperado, isso pode estar relacionado ao solo e compactação da cobertura vegetal. Segundo a literatura valores próximos a -1 indicam áreas das águas com mais profundidade, menor turbidez e ausência de plantas aquáticas (PONZONI & SHIMABUKURO, 2007).

A Tabela 5, consta de uma síntese da estatística descritiva do IVDN, nas áreas homogêneas selecionadas para entender e avaliar melhor a variabilidade dos mesmos. Como esperado, na área urbana se encontram os menores valores, ou seja, 0,39 (08/2002), 0,31 (09/2006) e 0,38 (08/2015). Segundo Agarez *et al.* (2001) é comum em regiões com intenso histórico de antropização e desmatamento, valores reduzidos de IVDN. Valores dessa ordem de grandeza, foram encontrados na área urbana de Maceió-AL por Almeida *et al.* (2015).

Para a área de floresta ombrófila densa os índices de vegetação quase não houve alteração, pois em agosto de 2002 o IVDN médio foi de 0,84, setembro de 2006 verificou-se 0,85 e agosto de 2015 observou-se 0,78. Esses valores do IVDN corroboram com os encontrado Amanajás (2015) na mesma área do cerrado do Amapá, porém em datas diferentes.

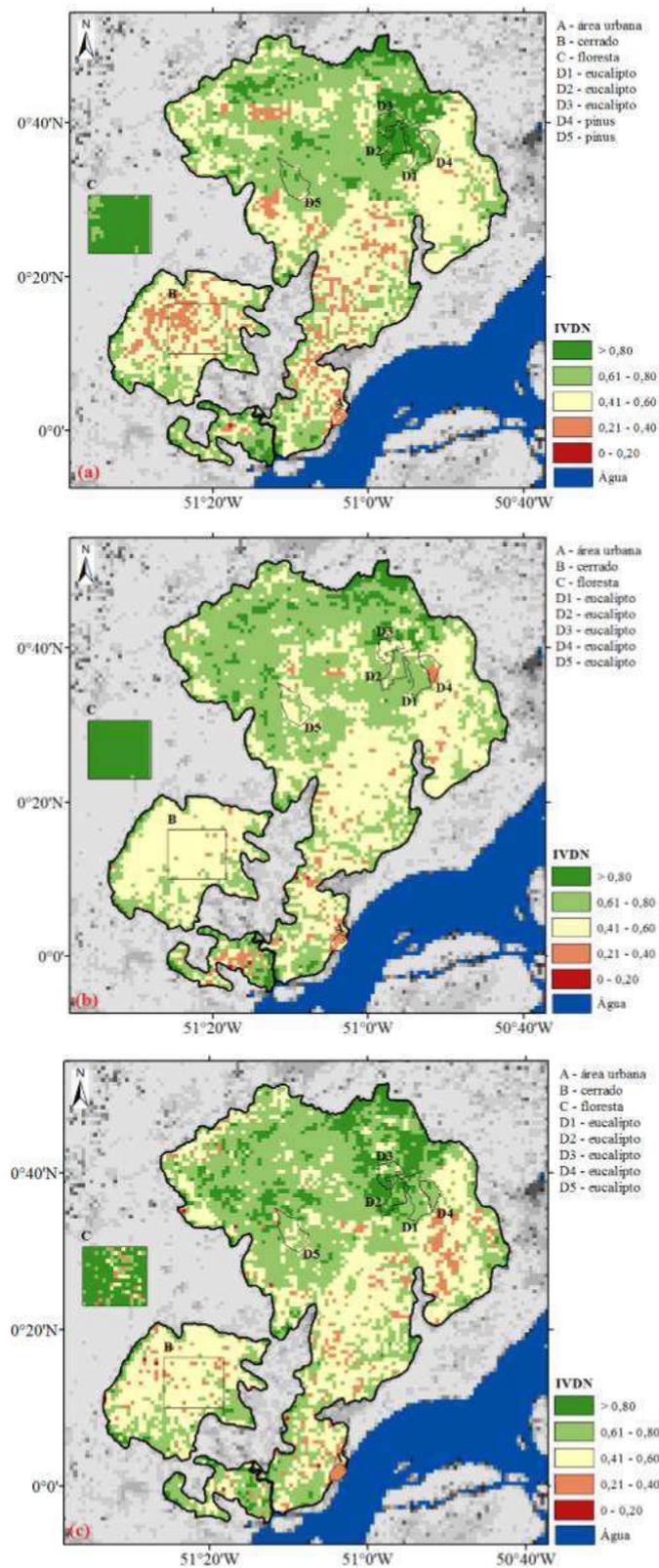


Figura 9. Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (IVDN) obtidos das imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

Tabela 5. Estatística descritiva do IVDN para as áreas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	IVDN			
		Min	Max	Média	Des. Padrão
13-20/08/2002	Área urbana (A)	0,34	0,54	0,39	0,08
	Cerrado (B)	0,28	0,72	0,44	0,08
	Floresta Ombrófila Densa (C)	0,70	0,88	0,84	0,03
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	0,69	0,87	0,81	0,05
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	0,82	0,88	0,85	0,02
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	0,61	0,89	0,80	0,07
	Silvicultura - Pinus (D4)	0,45	0,74	0,65	0,09
	Silvicultura - Pinus (D5)	0,60	0,83	0,69	0,07
29-05/09/2006	Área urbana (A)	0,22	0,38	0,31	0,05
	Cerrado (B)	0,38	0,72	0,48	0,06
	Floresta Ombrófila Densa (C)	0,80	0,87	0,85	0,01
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	0,41	0,75	0,66	0,07
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	0,53	0,75	0,64	0,06
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	0,40	0,59	0,52	0,06
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	0,26	0,73	0,50	0,17
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	0,47	0,79	0,58	0,07
21-28/08/2015	Área urbana (A)	0,30	0,51	0,38	0,07
	Cerrado (B)	0,32	0,74	0,49	0,08
	Floresta Ombrófila Densa (C)	0,21	0,90	0,78	0,15
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	0,45	0,85	0,75	0,08
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	0,66	0,90	0,80	0,07
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	0,54	0,91	0,73	0,13
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	0,61	0,84	0,70	0,06
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	0,49	0,81	0,63	0,08

Nessa época do estudo, as áreas de silviculturas de eucalipto e pinus passaram por vários estágios de plantio, desde o corte raso, descanso da terra, semeadura, rebrota até a floresta adulta. Por este motivo foram observadas as maiores variações interanuais do IVDN na área do AMCEL. A área definida como D4 (Silvicultura) em agosto de 2002 encontrava-se reflorestada com pinus com valor médio do IVDN de 0,65. Em 2006, por ocasião do corte raso da vegetação ocorreu em média uma redução para 0,50 do IVDN. Para agosto de 2015, a área se encontrava reflorestada de eucalipto (vigor da vegetação) o IVDN voltou a crescer apresentando média de 0,70. Para o cerrado e floresta não foi observado variações significava do IVDN. Na região da floresta o erro padrão médio da

estimativa foram de 0,03 em 2002, 0,01 em 2006 e 0,15 em 2015, isso mostra que não ocorreu ação antrópica nestes anos.

### 5.1.2. Saldo de radiação ( $R_n$ )

O saldo de radiação ( $R_n$ ) para os dias 13-20/08/2002, 29-05/09/2006 e 21-28/08/2015 para o cerrado *sensu stricto* do Amapá, encontra-se representado na Figura 10 (a, b, c) respectivamente. Observa-se que os maiores valores de  $R_n$  e correspondem às áreas com cobertura vegetal usualmente mais densa, áreas que apresentam boa disponibilidade hídrica. As áreas com pouca vegetação, apresenta os valores mais baixos.

Na Tabela 6, consta a média geral dos valores do balanço de radiação para toda a região de estudo. No geral o saldo de radiação ( $R_n$ ) teve pouca diferença entre o cerrado e a floresta. Para o cerrado em média o  $R_n$  encontrado de 673,32  $Wm^{-2}$  (2002); 658,87  $Wm^{-2}$  (2006) e 683,34  $Wm^{-2}$  (2015) e na floresta 696,38  $Wm^{-2}$  (2002); 665,76  $Wm^{-2}$  (2006) e 696,94  $Wm^{-2}$  (2015), respectivamente. Estes resultados são coerentes com os encontrados por Fausto *et al.* (2016) para o cerrado e mata ciliar no sul do Mato Grosso.

Nas áreas de silvicultura por ter passado por várias fases de plantio e corte ao longo dos anos, aconteceram as maiores variabilidades interanuais do  $R_n$ . As áreas definidas como D4 e D5, em 2002, estavam reflorestadas com pinus e apresentaram em média valores mais elevados de  $R_n$ , sobre essas áreas, ou seja, 701,79  $Wm^{-2}$  (D4) e 694,08  $Wm^{-2}$  (D5), valor próximo ao da Floresta ombrófila densa (696,38  $Wm^{-2}$ ), isso ocorre por que no momento da passagem do satélite a vegetação se encontrava em sua fase de desenvolvimento pleno, próximo a fase de corte. Em 2006 como mostra a imagem o  $R_n$ , foi reduzido, tendo em vista o corte raso da vegetação dessas áreas, deixando o solo completamente exposto, em outras palavras, com maior refletância, resultando em uma maior perda de energia.

A área urbana apresentou valores médios elevados de  $R_n$ : 653,13  $Wm^{-2}$  (13-20/08/2002), 664,19  $Wm^{-2}$  (29-05/09/2006) e 687,67  $Wm^{-2}$  (21-28/08/2015), com variabilidade interanual de  $R_n$  aproximadamente 20%.

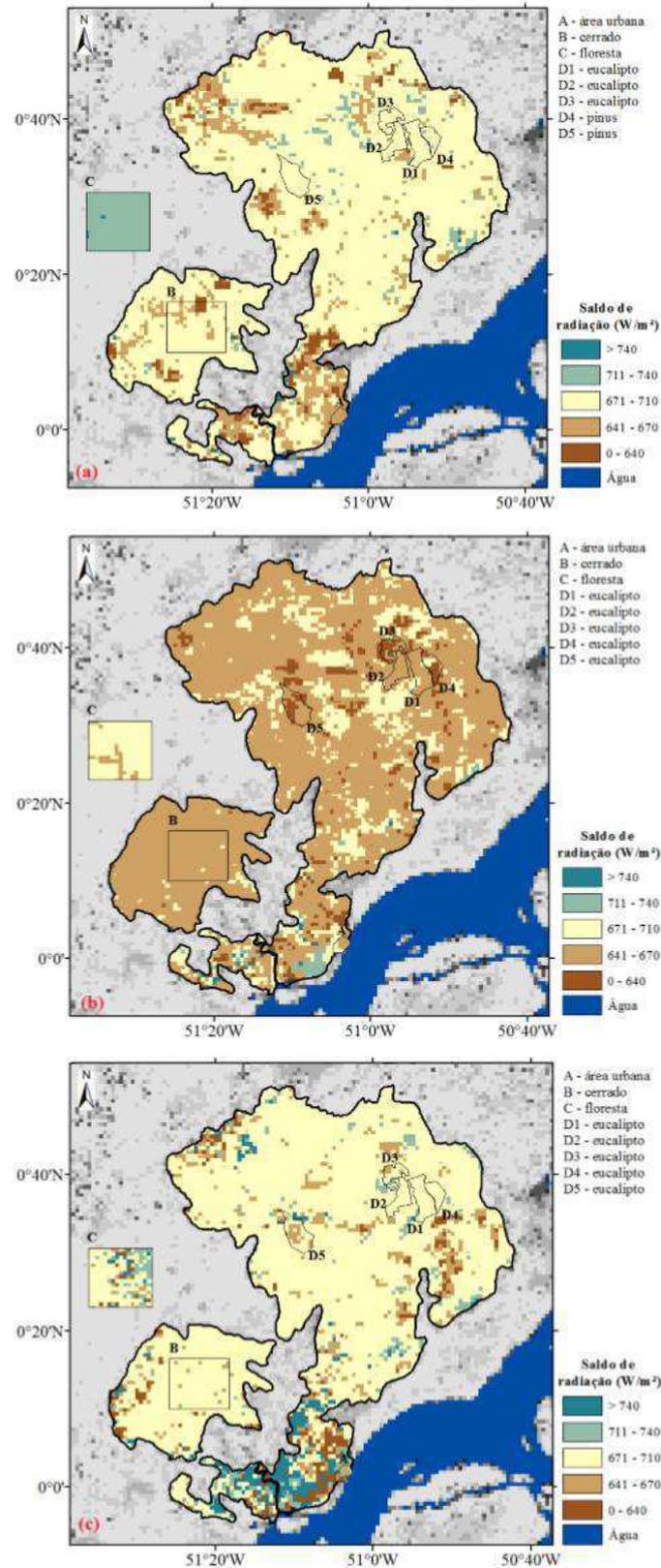


Figura 10. Saldo de Radiação ( $R_n$ ), em  $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra referentes aos dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

A diferença do saldo de radiação entre as áreas analisadas é devido ao albedo e à temperatura da superfície. Esses parâmetros contribuem para a remissão de ondas longas. O  $R_n$  em área de solo exposto/carente vegetação é menor, pois ocorre maior reflexão de ondas curtas refletidas (albedo) diminui o balanço de onda curta e o aquecimento do solo aumenta a temperatura da superfície, elevando a radiação de onda longa emitida pela superfície (FREY *et al.*, 2007)

Tabela 6. Estatística descritiva do  $R_n$  para as áreas selecionadas na região de estudo

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ )			
		Min	Max	Média	Des. Padrão
13-20/08/2002	Área urbana (A)	645,39	658,42	653,13	4,71
	Cerrado (B)	587,90	702,99	673,32	14,31
	Floresta Ombrófila Densa (C)	669,76	715,28	696,38	8,15
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	681,65	699,10	691,58	4,38
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	685,25	697,68	690,99	3,34
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	681,39	695,66	690,03	3,14
	Silvicultura - Pinus (D4)	683,91	716,63	701,79	8,75
	Silvicultura - Pinus (D5)	682,69	707,31	694,08	5,98
29-05/09/2006	Área urbana (A)	652,96	692,18	664,19	16,00
	Cerrado (B)	646,20	671,78	658,87	4,46
	Floresta Ombrófila Densa (C)	660,45	669,70	665,76	2,85
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	644,06	669,57	659,13	5,91
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	649,10	665,11	655,73	3,59
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	608,26	652,66	631,89	13,98
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	576,64	683,33	637,78	41,08
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	631,66	666,33	645,02	8,72
21-28/09/2015	Área urbana (A)	608,77	736,26	687,67	64,34
	Cerrado (B)	642,04	708,00	683,34	8,19
	Floresta Ombrófila Densa (C)	309,32	804,61	692,94	53,42
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	671,76	701,47	693,00	6,63
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	674,06	701,02	691,59	6,34
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	653,50	714,03	688,06	18,40
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	675,60	707,28	691,48	8,90
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	642,41	694,45	671,76	11,32

### 5.1.3. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ )

O fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) é a quantidade de energia utilizada para aquecê-lo. Ele é função da condutividade térmica do solo e gradiente vertical da temperatura e requer informações detalhadas das propriedades dos solos. Observando a variabilidade do fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), mostrada nas áreas selecionadas (Figura 11a, b, c), os menores se encontram áreas mais úmidas (floresta ombrófila densa e silviculturas) e maiores nas áreas urbana e regiões desprovidas de vegetação. O  $G_0$  varia de acordo com diversos fatores: incidência solar, alvo submetido, tipo de solo (considerando que solos argilosos possuem maior condutividade térmica que solos arenosos), além do tipo e distribuição da cobertura vegetal (OLIVEIRA *et al.*, 2009).

Na Tabela 7, são apresentados os valores de  $G_0$  nas áreas homogêneas selecionadas. Os maiores valores médios observados de  $G_0$  foram na área urbana:  $111,29\text{Wm}^{-2}$  (13-20/08/2002),  $120,02\text{Wm}^{-2}$  (29-05/09/2006) e  $118,60\text{Wm}^{-2}$  (21-28/08/2015), com variabilidade interanual aproximadamente 10%. O cerrado também apresentou baixa variabilidade interanual, com valores médios de  $107,01\text{Wm}^{-2}$  (agosto de 2002),  $106,84\text{Wm}^{-2}$  (setembro de 2006) e  $111,13\text{Wm}^{-2}$  (agosto de 2015), correspondendo a 15,82%, 16,22% e 16,27% do  $R_n$ , respectivamente. Lopes *et al.* (2011) encontrou valores entre  $115,50$ - $119,56\text{Wm}^{-2}$  para o cerrado da Bahia.

A floresta ombrófila densa apresentou os menores valores de  $45,88\text{Wm}^{-2}$  (13-20/08/2002),  $46,18\text{Wm}^{-2}$  (29-05/09/2006) e  $55,17\text{Wm}^{-2}$  (21-28/09/2015). Tratando-se de 6,59%, 6,93%, e 7,96% do  $R_n$ , respectivamente. Amanajás (2015) encontrou em região de floresta ombrófila densa (Amapá) valores de  $G_0$  variando de 5,7%, a 7,2% do  $R_n$ , o que concorda com os resultados encontrado nesse estudo.

Quando a vegetação é retirada do solo ele é exposto há uma maior incidência de radiação solar, conseqüentemente o processo de absorção é menor, assim como, os biofísicos são extremamente reduzidos (SANTOS *et al.*, 2014). Em decorrência elevadas taxas de energia são perdidas pela superfície por refletividade. Esse comportamento é observado nas áreas de Silvicultura, por apresentarem baixos valores de fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) nos anos de 2002 e 2015 (Figura 11a, c). Porém, no ano de 2006, devido ao aumento do solo exposto houve valores elevados de  $G_0$  (Figura 11b).

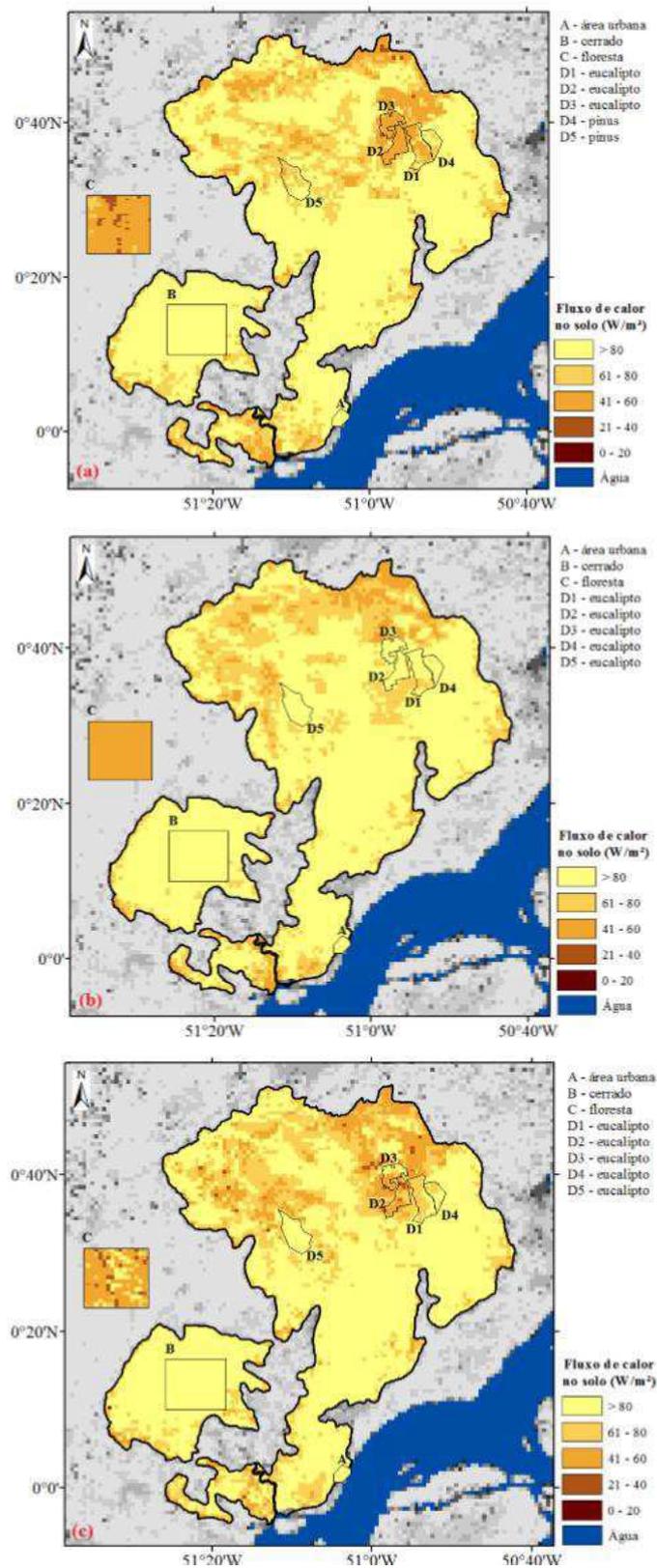


Figura 11. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), em  $Wm^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra referentes aos dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

Tabela 7. Estatística descritiva do  $G_0$  para as áreas selecionadas na região de estudo.

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Fluxo de calor no solo ( $Wm^{-2}$ )			
		Min	Max	Média	Des. Padrão
13-20/08/2002	Área urbana (A)	108,58	113,72	111,29	2,45
	Cerrado (B)	89,59	118,09	107,01	4,94
	Floresta Ombrófila Densa (C)	35,61	69,84	45,88	6,32
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	46,67	88,89	61,01	10,93
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	41,87	55,47	47,87	3,98
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	41,13	78,43	52,94	7,37
	Silvicultura - Pinus (D4)	70,02	96,01	82,00	7,49
	Silvicultura - Pinus (D5)	55,50	99,51	78,46	11,98
29-05/09/2006	Área urbana (A)	114,53	126,20	120,02	4,90
	Cerrado (B)	79,32	118,09	106,84	5,36
	Floresta Ombrófila Densa (C)	40,37	58,53	46,18	2,38
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	70,59	97,98	84,50	7,11
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	83,27	103,03	91,74	6,23
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	94,59	114,49	105,97	5,18
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	82,47	119,22	103,82	10,80
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	88,98	110,30	100,61	6,33
21-28/08/2015	Área urbana (A)	106,70	126,53	118,60	7,83
	Cerrado (B)	80,20	123,96	111,13	7,85
	Floresta Ombrófila Densa (C)	36,35	97,41	55,17	16,43
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	62,56	112,85	78,23	13,05
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	35,91	77,93	56,73	13,12
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	42,48	101,60	68,21	22,03
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	69,41	100,35	83,80	10,07
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	84,19	107,86	95,75	5,50

#### 5.1.4. Fluxo de calor sensível (H)

A Figura 12 (a, b, c) ilustra o comportamento espacial do fluxo de calor sensível (H) sobre o cerrado *sensu stricto*, para os dias 13-20/08/2002, 29-05/09/2006 e 21-28/08/2015. Na Tabela 4, consta a descrição estatística dos valores de H, referentes as áreas homogêneas.

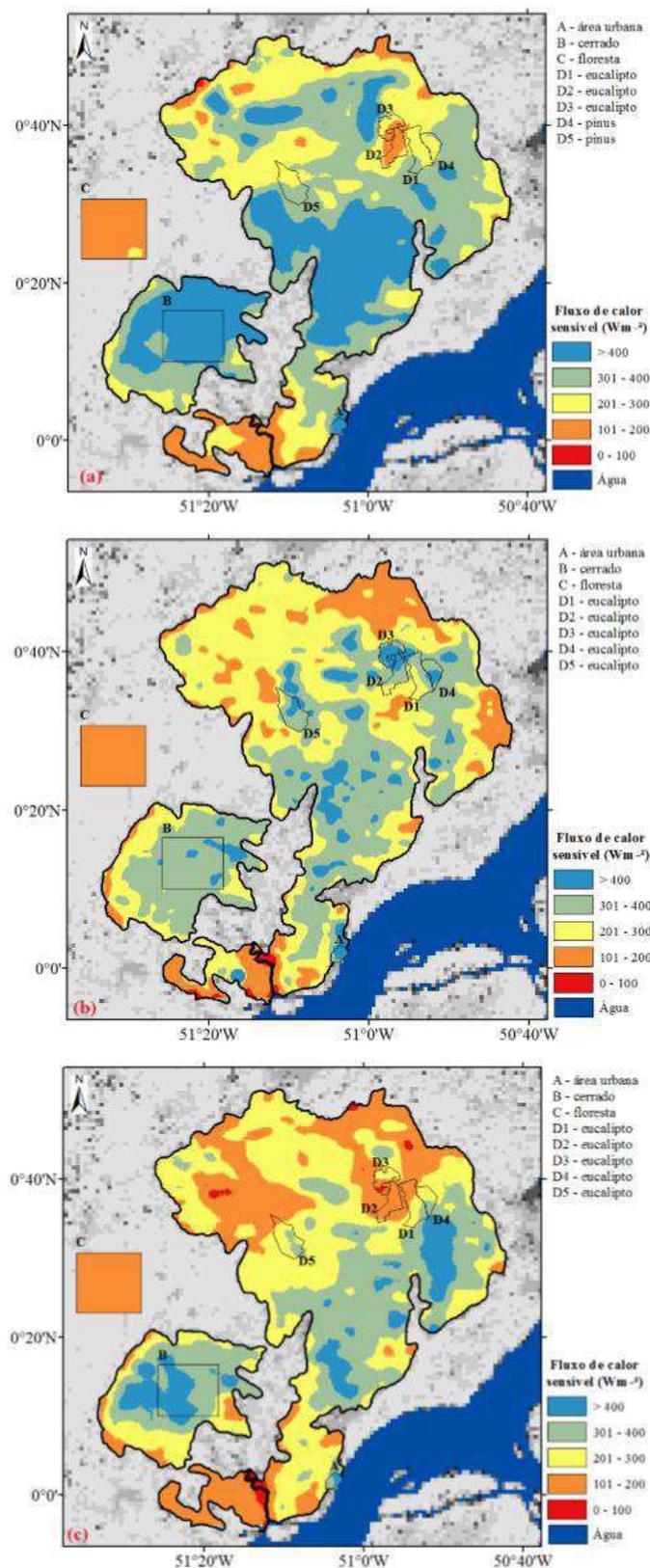


Figura 12. Fluxo de calor sensível (H), em  $\text{Wm}^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

Tabela 8. Estatística descritiva do H para as áreas selecionadas na região de estudo

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Fluxo de calor sensível ( $Wm^{-2}$ )			
		Min	Max	Média	Des. Padrão
13-20/08/2002	Área urbana (A)	396,08	484,14	452,43	35,35
	Cerrado (B)	370,49	532,52	455,54	26,88
	Floresta Ombrófila Densa (C)	48,06	235,91	140,16	37,84
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	197,69	397,35	257,99	51,30
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	135,70	267,17	179,40	28,31
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	171,79	333,61	227,30	47,08
	Silvicultura - Pinus (D4)	249,49	322,32	285,70	15,95
	Silvicultura - Pinus (D5)	212,05	382,42	309,33	32,21
29-05/09/2006	Área urbana (A)	357,76	523,25	451,62	65,37
	Cerrado (B)	279,42	432,72	364,94	29,96
	Floresta Ombrófila Densa (C)	98,25	137,52	121,22	8,69
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	202,25	474,62	314,57	59,21
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	227,74	509,10	352,89	73,69
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	296,75	529,04	424,97	59,92
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	294,74	650,82	397,74	96,06
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	197,46	453,21	360,63	58,07
21-28/08/2015	Área urbana (A)	334,44	446,27	391,09	36,09
	Cerrado (B)	265,85	488,52	389,81	46,21
	Floresta Ombrófila Densa (C)	11,66	96,67	60,15	16,77
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	167,96	446,23	232,73	68,69
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	107,91	181,42	151,32	20,98
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	101,32	243,20	186,16	51,88
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	201,38	355,01	263,07	46,94
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	108,85	374,91	276,30	44,68

O valores do fluxo de calor sensível como se sabe é relativamente baixo na floresta e nas regiões de silviculturas quando em fase de floresta adulta. Tais valores representam uma pequena percentagem do saldo de radiação, possivelmente em face da grande quantidade de vapor de água presente em florestas que é usado para o arrefecimento do ar atmosférico.

Em média os menores valores de H são encontrados pela floresta ombrófila, ou seja,  $140,16 Wm^{-2}$  (13-20/08/2002),  $121,22 Wm^{-2}$  (29-05/09/2006) e  $60,15 Wm^{-2}$  (21-28/08/2015), referentes a 14,46%, 18,21% e 8,68% do saldo de radiação ( $R_n$ ), respectivamente. E os maiores foram encontrados são na área urbana ( $452,43 Wm^{-2}$ ,  $451,62 Wm^{-2}$  e  $391,09 Wm^{-2}$ ), e cerrado ( $455,54 Wm^{-2}$ ,  $364,94 Wm^{-2}$ ,  $398,81 Wm^{-2}$ ),

exceto em 2006 (Tabela 8). Nestas áreas a maior parte de energia é direcionada ao aquecimento do ar e do solo. Esses resultados corroboram com o estudo realizados por Dantas *et al.* (2015) na área urbana de Patos-PB.

Observa-se nas áreas de silviculturas de eucalipto e/ou pinus, que houve um aumento significativo do H em setembro de 2006, e uma diminuição em agosto de 2015. Isso se deve a hora da passagem do satélite, e área se encontravam em diferentes estágios de plantio. Segundo Araújo (2014), o aumento do fluxo de calor sensível não está só relacionado com o  $R_n$ , mas também com a diminuição de cobertura vegetal que pode ocasionar um aquecimento da superfície do solo, e do ar adjacente, fazendo com que haja um aumento no gradiente de temperatura da superfície e consequentemente o H.

#### 5.1.5. Fluxo de calor latente (LE)

A Figura 13 apresenta a variabilidade espacial do fluxo de calor latente (LE), que corresponde a porção da energia disponível na superfície do solo para o processo da evapotranspiração. A análise estatística descrita do LE nas áreas regiões homogêneas estão na Tabela 9. Como se espera o LE apresenta valores mais elevados nas áreas mais úmidas e mínimos na área urbana e cerrado.

A estimativa do LE médio na área urbana, variou de 90,11 a 169,48  $Wm^{-2}$ . De acordo com Rabelo (2013) os valores baixos de LE na área urbana ocorrem em virtude da pouca disponibilidade de água causada pela impermeabilização da superfície e por uma presença menor de vegetação.

Os maiores valores médios de LE, se verifica área de floresta, e apresenta um bom comportamento da vegetação em seu processo de evapotranspiração por estar relacionado com o processo de respiração da planta e quantidade de radiação solar. Os valores de LE correspondente a contribuição  $R_n$  para as diferentes datas na área estudada foram de: 511,19  $Wm^{-2}$  e 52,73%, (agosto de 2002), 509,11  $Wm^{-2}$  e 76,47% (setembro de 2006) e 591,83  $Wm^{-2}$  e 85,41% (agosto de 2015).

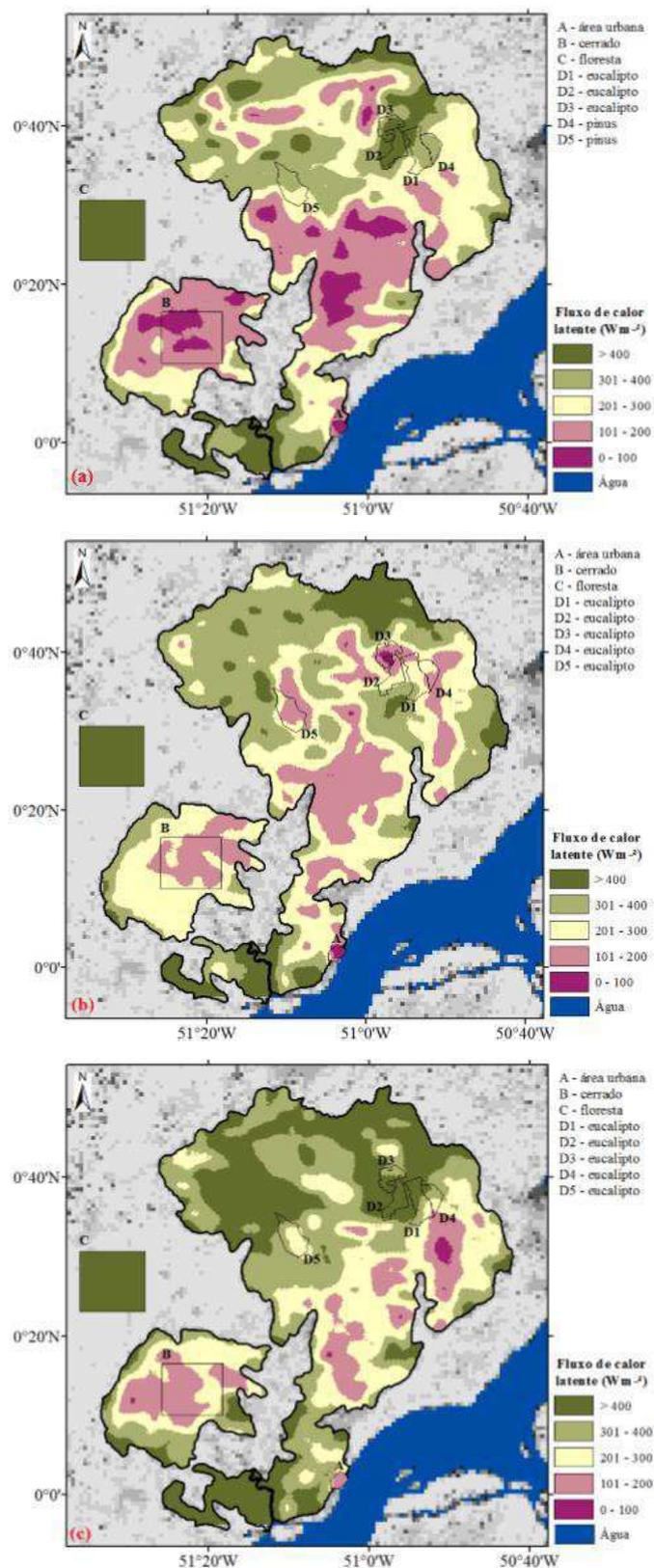


Figura 13. Fluxo de calor latente (LE), em  $\text{W m}^{-2}$ , obtidos por imagens MODIS/Terra para os dias (a) 13-20/08/2002, (b) 29-05/09/2006 e (c) 21-28/08/2015.

Nas áreas de silviculturas, contrário ao H, no momento da passagem do satélite em agosto de 2002 e agosto de 2015, o LE apresentou valores próximos e elevados, com decréscimo significativo na imagem de setembro de 2006. Resultado semelhante foi observado por Cavalcanti (2010) que encontrou valores de LE entre 60 e 350  $\text{Wm}^{-2}$  para área de reflorestamento de eucalipto. De acordo com Vital (2007), os impactos ambientais das florestas de eucalipto dependem das condições prévias do plantio, ou seja, dependem do bioma em que os eucaliptos estão inseridos, da intensidade pluviométrica, da declividade e tipo de solos, da distância das bacias hidrográficas e das técnicas agrícolas empregadas.

Tabela 9. Estatística descritiva do LE para as áreas selecionadas na região de estudo

Data	Classes de uso e cobertura do solo	Fluxo de calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ )			
		Min	Max	Média	Des. Padrão
13-20/08/2002	Área urbana (A)	59,27	148,28	90,11	34,60
	Cerrado (B)	27,96	205,37	111,10	32,66
	Floresta Ombrófila Densa (C)	404,39	603,17	511,19	39,20
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	191,15	442,98	370,75	60,67
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	348,79	512,02	461,32	34,60
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	284,02	458,35	406,39	52,53
	Silvicultura - Pinus (D4)	299,27	373,52	329,04	21,39
	Silvicultura - Pinus (D5)	215,53	410,07	305,08	40,65
29-05/09/2006	Área urbana (A)	11,17	228,74	94,66	84,90
	Cerrado (B)	112,59	289,81	188,23	29,68
	Floresta Ombrófila Densa (C)	484,91	541,05	509,11	12,90
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	171,78	406,98	268,86	57,34
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	96,32	361,50	222,80	69,92
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	58,86	262,52	139,55	49,47
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	134,53	291,58	203,16	43,49
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	114,20	386,26	190,17	63,50
21-28/08/2015	Área urbana (A)	125,29	216,85	169,48	33,05
	Cerrado (B)	59,76	337,64	182,47	53,76
	Floresta Ombrófila Densa (C)	505,52	746,38	591,83	41,64
	Silvicultura - Eucalipto (D1)	113,89	466,03	381,68	85,47
	Silvicultura - Eucalipto (D2)	404,61	531,98	481,55	31,22
	Silvicultura - Eucalipto (D3)	357,09	563,65	439,68	74,78
	Silvicultura - Eucalipto (D4)	222,04	419,69	342,25	60,27
	Silvicultura - Eucalipto (D5)	180,17	511,19	305,60	53,89

## Resultados com modelagem dinâmica

Na segunda etapa do estudo fez-se simulações numéricas, conforme a metodologia descrita na seção 5.1. Para isso, selecionou-se o período de 29/08/2006 a 05/09/2006. A escolha do período citado acima, foi escolhido baseado nos resultados de IVDN, com os menores índices do período.

A seguir são analisadas e discutidos os resultados obtidos das simulações numéricas para o saldo de radiação ( $R_n$ ), o fluxo de calor no solo ( $G_0$ ), o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o fluxo de calor latente ( $LE$ ), para as simulações com os dados controle e após a introdução do IVDN do MODIS/Terra (simulação modificada) e comparados com os resultados por sensoriamento remoto.

### 5.1.6. Análise estatística e validação das simulações

Foi feita uma análise pontual dos dados obtidos pelo o modelo e sensoriamento remoto, de acordo com a localização da torre micrometeorológica instalada em campo experimental da AMCEL. A Tabela 10 mostra o saldo de radiação medido na torre, obtido pelo MODIS/Terra, e estimado pelo modelo BRAMS (simulação controle e modificada), para o período em estudo.

Ao analisar a Tabela 10 caracteriza-se uma boa concordância entre os valores obtidos pelo o satélite e observados na torre, com erro percentual de 4,46%. Ao comparar os dados modelados com o medido pela torre, há um grande contraste entre os valores. Tanto para a simulação controle, como para modificada há um erro percentual de aproximadamente 26% entre as simulações e o dado medido em campo experimental.

Tabela 10. Saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ) observado em uma estação automática (média horária), obtido da imagem MODIS/Terra e estimados pelo o modelo BRAMS (média horária).

Saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ )	Observado	MODIS/Terra	BRAMS <sub>c</sub>	BRAMS <sub>m</sub>
	695,7	664,7	516,4	510,5

\* BRAMS<sub>c</sub>: simulação controle; BRAMS<sub>m</sub>: simulação modificada.

As Tabelas 11 e 12 mostram os resultados com base em alguns parâmetros estatísticos, afim de avaliar e quantificar o desempenho do modelo BRAMS nas simulações controle e modificada.

Tabela 11. Validação da simulação do modelo BRAMS para a simulação controle, para o período de 28-05/09/2006, em campo experimental do AMCEL.

$\sigma_o$ ( $Wm^{-2}$ )	$\sigma_c$ ( $Wm^{-2}$ )	REQM <sub>c</sub> ( $Wm^{-2}$ )	REQM <sub>viesc</sub> ( $Wm^{-2}$ )
33,3	34,3	188,2	4,3

\* Índice 'c' indica que foi para a simulação controle.

Tabela 12. Validação da simulação do modelo BRAMS para a simulação modificada, para o período de 28-05/09/2006, em campo experimental do AMCEL.

$\sigma_o$ ( $Wm^{-2}$ )	$\sigma_m$ ( $Wm^{-2}$ )	REQM <sub>m</sub> ( $Wm^{-2}$ )	REQM <sub>viesm</sub> ( $Wm^{-2}$ )
33,3	39,2	198,4	22,3

\* Índice 'm' indica que foi para a simulação modificada.

Dessa forma, é possível identificar que os desvios padrões para a observação e a simulação controle (Tabela 11) são bem próximos e a diferença relativa entre ambos não ultrapassa 1%. Isso mostra que a condição (1) de validação da simulação é satisfeita para o período em estudo. O valor de REQM<sub>viesc</sub> é menor que o  $\sigma_o$ , assim a condição (3) também é válida. Por último, pode-se observar que o REQM é bem maior que o  $\sigma_o$ , a condição (2) não é satisfatória.

Analisando a validação para a simulação com o IVDN modificado, na Tabela 12, os desvios padrões mostra uma diferença de  $5,9 Wm^{-2}$  da simulação modificada e a controle, razão equivalente de 1,2 ( $\sigma_m/\sigma_o$ ). Sendo assim, o critério (1) para quantificar a simulação é eficaz. A condição (2) estabelece que  $REQM < \sigma_m$ , observando o resultado não satisfaz a metodologia proposta. Já o requisito (3) o REQM<sub>viesm</sub> é menor que o  $\sigma_o$ ,  $22,3Wm^{-2} < 33,3Wm^{-2}$ , a condição é satisfatória. Camelo & Leal Junior (2015) afirma que na correção por *vies*, as saídas previstas são corrigidas e é adicionado um valor proporcional a discrepância encontrada entre o valor observado e sua respectiva predição.

### 5.1.7. Análise comparativa entre estimativas MODIS/Terra e a simulação controle do BRAMS

Outra maneira de avaliar a eficiência do modelo BRAMS 5.1 foi comparar os seus resultados aos resultados estivamos através do MODIS/Terra. As estimativas por sensoriamento remoto referem-se a observações feitas por 8 dias, ou seja, valores pontuais no momento da passagem do satélite do dia 29/08/2006 a 05/09/2006, assim obtêm os *pixels* de melhor valor, foram observados os pixels dentro das regiões selecionadas referentes ao dia 02/09/2006. Para isso, os valores das variáveis do balanço de energia obtidas pelo modelo BRAMS (para o dia 02/09/2006) e o MODIS/Terra, às 10:30 HL (hora da passagem do satélite) foram analisadas.

Tabela 13. Valores do  $R_n$  estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\epsilon$ ).

Classe de uso e cobertura do solo	$R_n$			
	MODIS ( $Wm^{-2}$ )	BRAMS ( $Wm^{-2}$ )	EAM ( $Wm^{-2}$ )	$\epsilon$ (%)
Área Urbana	693,05	490,68	202,36	29,20
Cerrado	653,35	494,65	158,70	24,29
Floresta	673,66	532,63	141,02	20,93
Silvicultura	655,39	475,81	179,58	27,40

De modo geral, o saldo de radiação ( $R_n$ ) estimado pelo modelo BRAMS 5.1, foi subestimado em relação ao resultado obtido por sensoriamento remoto. Esperava-se que em áreas com boa disponibilidade hídrica o valor do  $R_n$  fosse mais elevado, segundo a literatura. Os resultados do saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), com os respectivos erros absoluto ( $Wm^{-2}$ ) e percentual (%), encontram-se na Tabela 13. Pode-se observar que, o saldo de radiação obtido através do MODIS/Terra superestimou a simulação controle. O menor erro absoluto foi observado sobre a floresta ombrófila densa, da ordem de 141,02  $Wm^{-2}$ , com um erro percentual de 20,93%. Ainda assim, as estimativas por sensoriamento remoto se apresentam mais significativas, de acordo com resultados vistos na literatura. O maior erro absoluto foi na área urbana, 202,36  $Wm^{-2}$ , onde o  $R_n$  estimado

pelo o MODIS foi subestimado por 29,20% pelo o modelo BRAMS 5.1. De acordo com Falcão *et al.* (2010), quando o solo não apresenta vegetação, ele apresenta uma temperatura mais elevada, já que o mesmo acaba retendo toda a radiação solar, de forma diferente de a uma região com dossel arbóreo, onde grande parte da radiação será refletida ou absorvida pela copa das árvores.

Tabela 14. Valores do  $G_0$  estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ).

Classes de uso e cobertura do solo	$G_0$			
	MODIS ( $Wm^{-2}$ )	BRAMS ( $Wm^{-2}$ )	EAM ( $Wm^{-2}$ )	$\varepsilon$ (%)
Área Urbana	117,77	74,10	43,67	37,08
Cerrado	110,97	62,86	48,10	43,35
Floresta	44,48	65,46	20,98	52,83*
Silvicultura	96,85	76,08	20,77	21,45

\*Simulação com o BRAMS 5.1 que superestimou os resultados por sensoriamento remoto.

Na Tabela 14, estão listados os valores do fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) estimado pelo o MODIS e pelo o BRAMS 5.1, e os respectivos erros absoluto ( $Wm^{-2}$ ) e percentual (%). O modelo tendeu a superestimar os valores para a região homogênea da floresta ombrófila densa em mais de 50% os valores estimados por sensoriamento remoto. O menor erro absoluto foi sobre o alvo de silvicultura, da ordem de  $20,77 Wm^{-2}$ , o BRAMS subestimou em 21,45% as estimativas pelo o MODIS/Terra.

Os resultados para o fluxo de calor sensível instantâneo ( $Wm^{-2}$ ), EAM e  $\varepsilon$ , são apresentados na Tabela 15. Assim como na estimativa do  $G_0$ , o modelo BRAMS também superestimou o valor do H no alvo da floresta ombrófila densa, com erro absoluto de  $93,71 Wm^{-2}$  e erro percentual de 77,56%. As regiões homogêneas com os maiores erros absolutos foram o cerrado e a área urbana,  $143,63 Wm^{-2}$  e  $112,62 Wm^{-2}$ , respectivamente. O menor erro absoluto foi visto sobre o alvo de silvicultura de  $43,63 Wm^{-2}$ , com erro percentual de 12,63%. Rabelo (2013) observou através de fluxos estimados e simulados, que quanto maior a umidade presente no solo, mais o fluxo predominante se torna o LE e caso contrário o H.

Tabela 15. Valores do H estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ ).

Classes de uso e cobertura do solo	H			
	MODIS (Wm <sup>-2</sup> )	BRAMS (Wm <sup>-2</sup> )	EAM (Wm <sup>-2</sup> )	$\varepsilon$ (%)
Área Urbana	434,93	322,32	112,62	25,89
Cerrado	384,91	241,28	143,63	37,32
Floresta	120,82	214,52	93,71	77,56*
Silvicultura	347,89	303,95	43,94	12,63

\*Simulação com o BRAMS 5.1 que superestimou os resultados por sensoriamento remoto.

Encontra-se na Tabela 16, os resultados dos fluxos de calor latente instantâneo (Wm<sup>-2</sup>), com os erros absoluto (Wm<sup>-2</sup>) e percentual (%). O menor erro absoluto foi observado sobre a área do cerrado, 33,02 Wm<sup>-2</sup>, o único alvo que o modelo superestimou o valor obtido através do algoritmo S-SEBI, com erro percentual entre as estimativas de 20,97%, o que comprova a homogeneidade da região. O alvo que apresentou o maior EAM foi a floresta ombrófila densa, erro na ordem de 255,71 Wm<sup>-2</sup>, o modelo BRAMS 5.1 subestimou o valor encontrado pelo o algoritmo S-SEBI em 50,30%. Silva (2014) observou que o parâmetro IVDN não é um determinante para a estimativa do fluxo de calor latente (LE) dentro do modelo, para um período seco. Mas para o período chuvoso, o IVDN acoplado ao modelo, foi um bom determinante.

Tabela 16. Valores do LE estimado pelo MODIS/Terra e BRAMS, por classes de uso e cobertura do solo sobre a área de estudo, e seus respectivos erro absoluto médio (EAM) e erro absoluto percentual ( $\varepsilon$ )

Classes de uso e cobertura do solo	LE			
	MODIS (Wm <sup>-2</sup> )	BRAMS (Wm <sup>-2</sup> )	EAM (Wm <sup>-2</sup> )	$\varepsilon$ (%)
Área urbana	131,80	94,27	37,53	28,48
Cerrado	157,49	190,51	33,02	20,97*
Floresta	508,37	252,65	255,71	50,30
Silvicultura	210,64	95,93	114,70	54,46

\*Simulação com o BRAMS 5.1 que superestimou os resultados por sensoriamento remoto.

Os maiores erros encontrados através das simulações numéricas, podem estar relacionados com o arquivo de entrada de umidade do solo disponível no modelo. Para melhores resultados, aconselha-se realizar um ajuste nas parametrizações, fazer novas simulações utilizando uma versão mais recente do BRAMS e utilizar arquivos de umidade do solo mais atual.

#### 5.1.8. Análise comparativa entre estimativas das simulações controle do modelo BRAMS

Os resultados a seguir correspondem a análises realizadas para o intervalo de 28/08/2006 a 05/09/2006, caracterizando o balanço de energia à superfície, para às 9:00HL, 10:30HL e 12HL. Os gráficos apresentados foram gerados utilizando o *software* GRADS após a finalização da simulação. A estimativa das 10:30HL (horário da imagem de satélite) foi obtida através de uma interpolação, com isso foram analisadas as estimativas das 9HL e 12HL.

##### 5.1.8.1. Saldo de Radiação ( $R_n$ )

As variações da média horária do saldo de radiação ( $R_n$ ) estimadas pelo o BRAMS 5.1 para o período de 28-05/09/2006 às 9HL, 10:30HL e 12HL, são apresentadas nas Figuras 14a, b e c. Dentre os horários selecionados o  $R_n$  foi maior em corpos d'água e floresta ombrófila densa, ou seja, nestas áreas há uma maior energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente, quando comparada as outras áreas. A variação do  $R_n$  encontrado na floresta variou de 320-360  $Wm^{-2}$  (9:00HL), 520-560  $Wm^{-2}$  (10:30HL) e 640-680  $Wm^{-2}$  (12:00HL).

Na área homogênea do cerrado, para a simulação controle o  $R_n$  variou de 320-400 $Wm^{-2}$  às 9:00HL, de 480-520  $Wm^{-2}$  às 10:30HL e de 560-640  $Wm^{-2}$  às 12:00HL. De modo geral, os valores de  $R_n$  estimados no cerrado foram inferiores ao da floresta. Segundo regiões vegetadas refletem menos e absorvem mais energia no comprimento de onda curta (proveniente do sol), resultando em uma menor perda de energia (LI *et al.*, 2015).

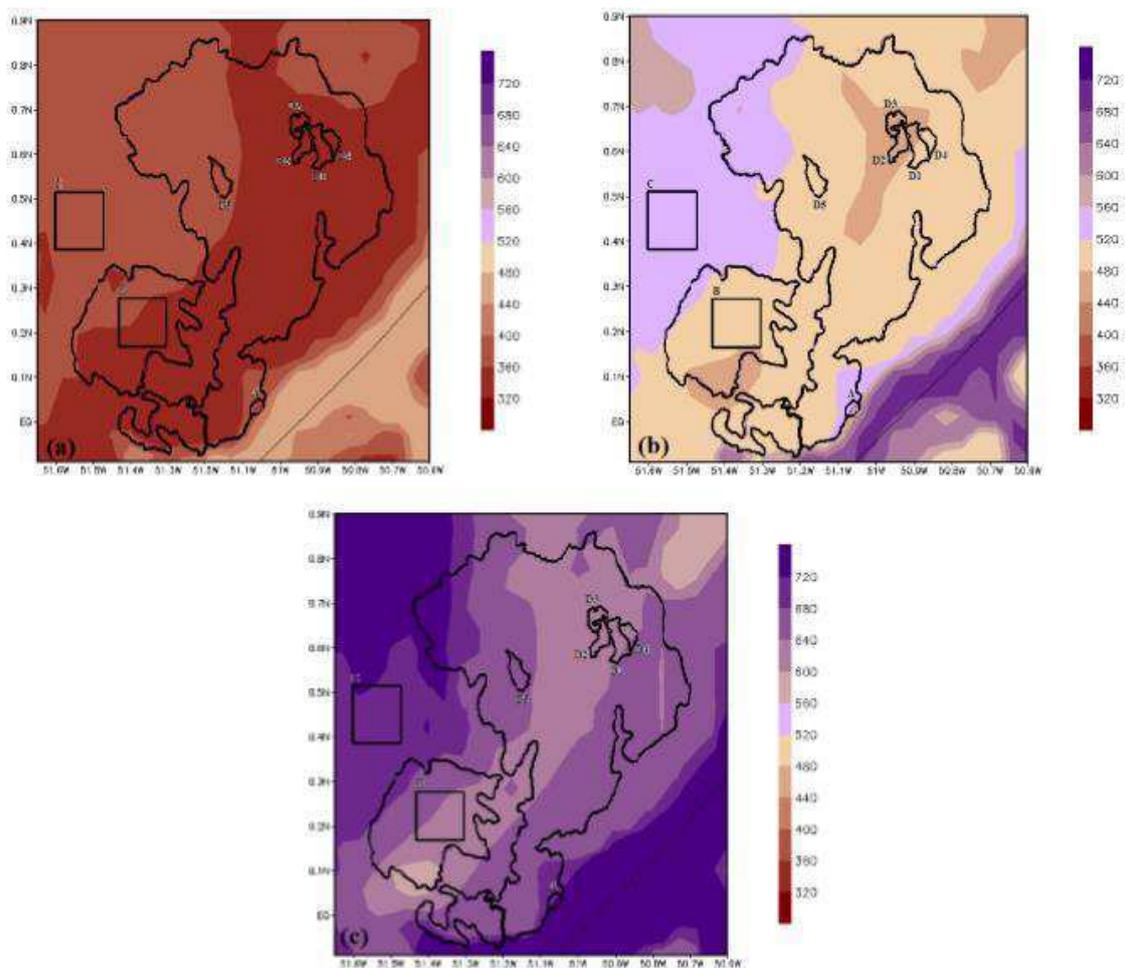


Figura 14. Saldo de radiação ( $R_n$ ) médio horário, em  $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

O modelo superestimou os valores de  $R_n$  na área urbana. Araújo & Souza (2011) conseguiram uma melhora na representação dos processos de superfície em áreas urbanas através do acoplamento entre o modelo BRAMS e um esquema específico para representação desses processos.

Dentre as áreas destinadas a silvicultura de eucalipto e/ou pinus, em 2006 a vegetação das áreas D4 e D5 apresentavam em seu estágio de plantio de corte raso, deixando o solo exposto. De acordo com a literatura quando há uma maior refletância resulta em uma maior perda de energia, esperava-se valores inferiores de  $R_n$  em comparação as outras áreas de silvicultura (D1, D2 e D3). Sendo assim, o modelo superestimou o  $R_n$ . Marques (2015) afirma que a cobertura do solo influencia o balanço de radiação a superfície, observando valores mais elevados de  $R_n$  em áreas com menor valor de albedo, ou seja, em superfície líquida e vegetação mais densa.

### 5.1.8.2. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ )

O fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) está direcionado ao aquecimento do solo, sendo função da temperatura em diferentes níveis e da condutividade térmica do solo, que é influenciada diretamente pela variação da temperatura (Galvani *et al.*, 2001). De forma geral, os fluxos de calor sob os solos das florestas, silviculturas, cerrado e área urbana não apresentam variações de grande amplitude. Porém, apresentam maiores variações quando comparados as regiões com e sem vegetação.

Para a área do cerrado, não houve uma grande variação entre os horários de  $G_0$  na simulação controle, das 9:00HL às 12:00HL, o fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) foi entre 60-80  $Wm^{-2}$ , 60-80  $Wm^{-2}$  e superior a 80  $Wm^{-2}$  (Figuras 15). Resultado superior foi encontrado na literatura, Oliveira (2012) observou para área de solo exposto em região da Amazônia valores de  $G_0$  variando entre 100 e 122,2  $Wm^{-2}$ . E resultado semelhante encontrado por Santos (2014) que verificou em regiões desprovidas de vegetação, em torno de 80 a 90  $Wm^{-2}$ .

Para a área homogênea da floresta ombrófila densa, esperava-se valores mais baixos que o do cerrado uma vez que áreas mais úmidas, tende a ter valores baixos de  $G_0$ . A variação de  $G_0$  nesta área (Figura 15), foram de 40-80  $Wm^{-2}$ , 60-80  $Wm^{-2}$  e 60-100  $Wm^{-2}$  (simulação controle), respectivamente, às 9:00HL, 10:30HL e 12:00HL, valores aproximados ao do cerrado. O  $G_0$  estimado pela simulação controle foi mais elevado do que os encontrados por Amanajás (2015), que apresentou valor médio de  $G_0$  para floresta ombrófila de 48,8  $Wm^{-2}$  (setembro de 2006).

Nas áreas de silviculturas verifica-se um aumento do fluxo de calor no solo de 9:00HL até às 12:00HL. Comparando com os resultados obtidos com as imagens de satélite (seção 5.1.3), o modelo encontrou valores aproximados de  $G_0$  nas áreas selecionadas D1 a D4, nas simulações de 10:30HL (Figura 15b), mesmo horário da passagem do satélite. De modo geral, o fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) não foi bem estimado pelo o modelo, não houve nenhuma correção. Visto que, o  $G_0$  foi obtido através das estimativas do saldo de radiação ( $R_n$ ), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE).

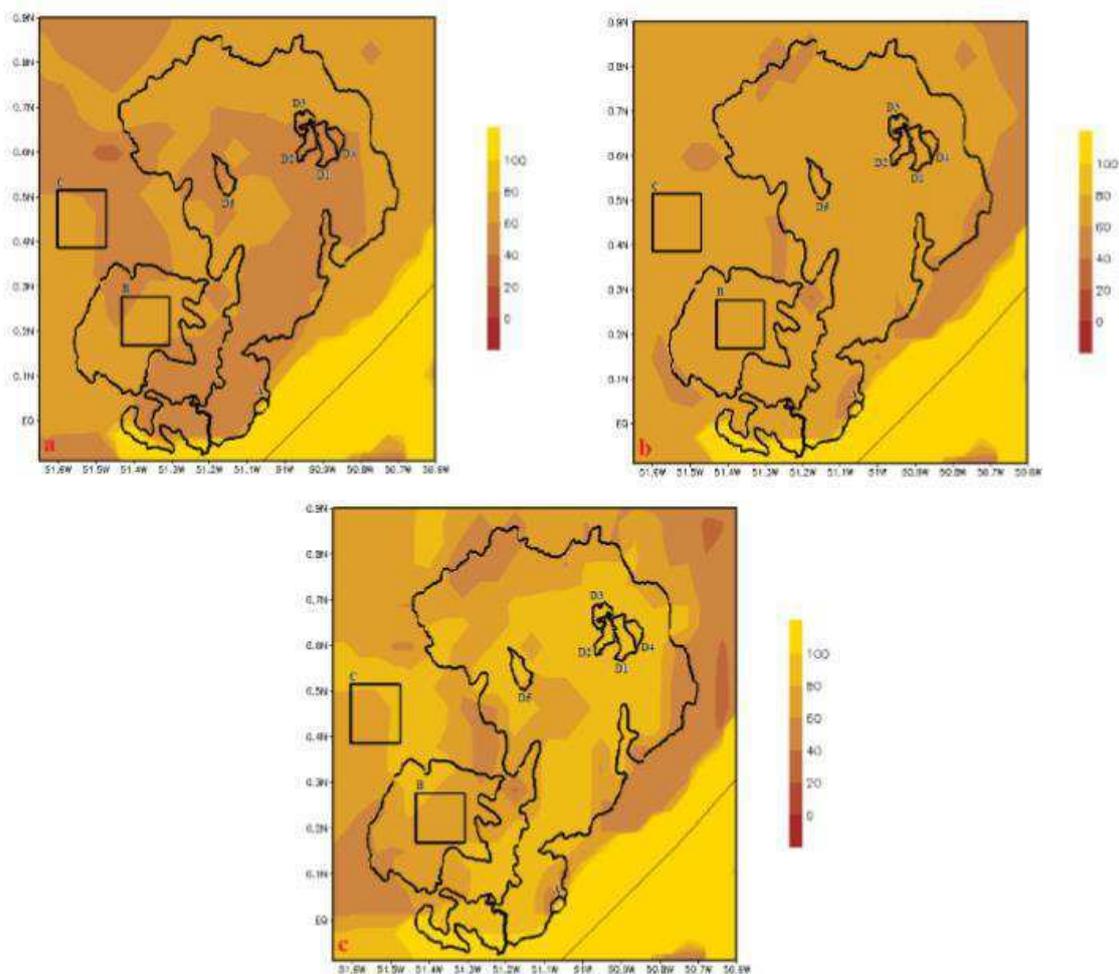


Figura 15. Fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) médio horário, em  $Wm^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

### 5.1.8.3. Fluxo de calor sensível (H)

A vegetação modifica a partição de energia ao realizar processo de evapotranspiração, aumentando o fluxo de calor latente (LE) e diminuindo o fluxo de calor sensível (H). As Figuras 16 (a, b e c), apresentam o fluxo de calor sensível (H) médio horário, estimado pelo o modelo BRAMS 5.1, para os dias 20-05/09/2016, às 9:00HL, 10:30HL e 12:00HL.

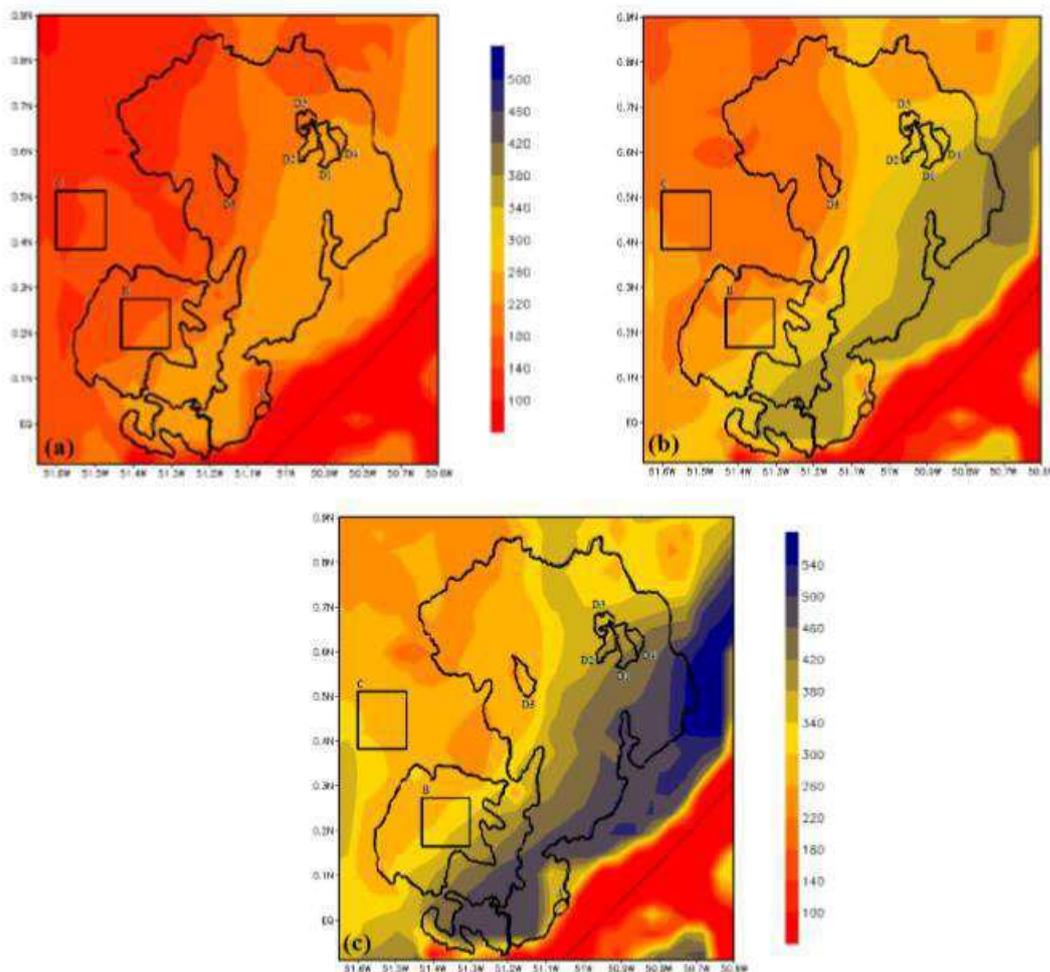


Figura 16. Fluxo de calor sensível (H) médio horário, em  $\text{Wm}^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

O H para a área do cerrado, apresentou um aumento no fluxo de calor sensível desde 12:00UTC (9:00HL) às 15:00UTC (12:00HL). Na simulação controle (Figura 16) o fluxo variou de  $140\text{-}220 \text{ Wm}^{-2}$  (9:00HL),  $220\text{-}300 \text{ Wm}^{-2}$  (10:30HL) e  $340\text{-}420 \text{ Wm}^{-2}$  (12:00HL). Gomes (2009) comprova que para uma área de cerrado, em períodos chuvosos ou de seca, o valor do fluxo de calor sensível é elevado. Shi & Liang (2014) afirmam que diminuindo o IVDN, uma maior quantidade de energia fica disponível para ser convertida em fluxo de calor sensível.

Sobre a área selecionada para a floresta ombrófila densa, o modelo estimou valores máximos médios na simulação controle da ordem de  $100\text{-}180 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $140\text{-}180\text{ Wm}^{-2}$  e  $260\text{-}300 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, às 9:00HL, 10:30HL e 12:00HL. Destaca-se uma maior discrepância quando comparado ao estudo de Moreira (2009), que

apresentou valores de H entre  $100-150\text{Wm}^{-2}$ , às 10:30HL (horário da passagem do satélite), para áreas de vegetação nativa no Perímetro Irrigado Baixo Acaraú (CE). Assim, é importante considerar as características específicas da floresta amazônica, uma floresta fechada e formada por árvores de grande porte.

Superfícies impermeáveis, como calçadas, ruas e concreto das edificações, armazenam e transmitem mais rapidamente calor do que superfícies de solo exposto ou vegetadas. Em todas as simulações, os valores de H foram inferiores ao esperado. Sendo assim, a área urbana não foi bem representada pelo o modelo.

Sabe-se que o fluxo de calor sensível (H) não é controlado apenas pela entrada de radiação e pela água presente no ambiente, mas também pela característica da superfície. Diferentemente das estimativas por imagens de satélites sobre as áreas de silviculturas, principalmente a área selecionada D5 que na data, hora da simulação e no horário da passagem do satélite, estava no estágio de conversão entre silvicultura de pinus para eucalipto, apresentou valor bem menor do que esperado. Para as demais áreas de silviculturas, os resultados obtidos pelo modelo foram semelhantes ao estudo feito por Cavalcanti (2010), que observou às 12:00UTC (9:00HL) valores de H, em área reflorestada de eucalipto (Vale do Paraíba) entre  $60-180\text{Wm}^{-2}$ . E às 15:00UTC (12:00HL) atingiram os valores máximos de  $200-350\text{Wm}^{-2}$ .

#### 5.1.8.4. Fluxo de calor latente (LE)

As Figuras 16 (a,b,c) ilustram as simulações feitas com o modelo BRAMS 5.1, para o período de 28-05/09/2006, às 9h, 10:30h e 12h do horário local. De modo geral, as estimativas do LE não ocorreram como o previsto, esperava-se valores mais elevados em áreas mais úmidas, cobertas por floresta ombrófila e silviculturas. Sobre a floresta ombrófila densa (Figura 23), foram observados valores máximos e mínimos médios de  $180-220\text{Wm}^{-2}$  (9:00HL),  $220-360\text{Wm}^{-2}$  (10:30HL) e  $300-380\text{Wm}^{-2}$  (12:00HL).

Um dos mecanismos do sistema cidade-atmosfera mais afetados pela urbanização é o balanço de energia. O fluxo de calor latente (LE) é o que apresenta a mudança mais abrupta uma vez que as áreas úmidas e produtoras de umidade são reduzidas em locais altamente urbanizados (PEREZ *et al.*, 2001). Analisando as simulações obtidas, nota-se que o modelo superestimou os valores de LE sobre a área urbana. Esperava-se, por exemplo, valores médios de LE inferiores quando comparado a floresta e silviculturas. Araújo *et al.* (2013) afirmam que é difícil obter a representação exata da superfície

urbana, porque depende de modelos complexos e necessita de uma grande quantidade de dados experimentais que, em geral, são difíceis de medir.

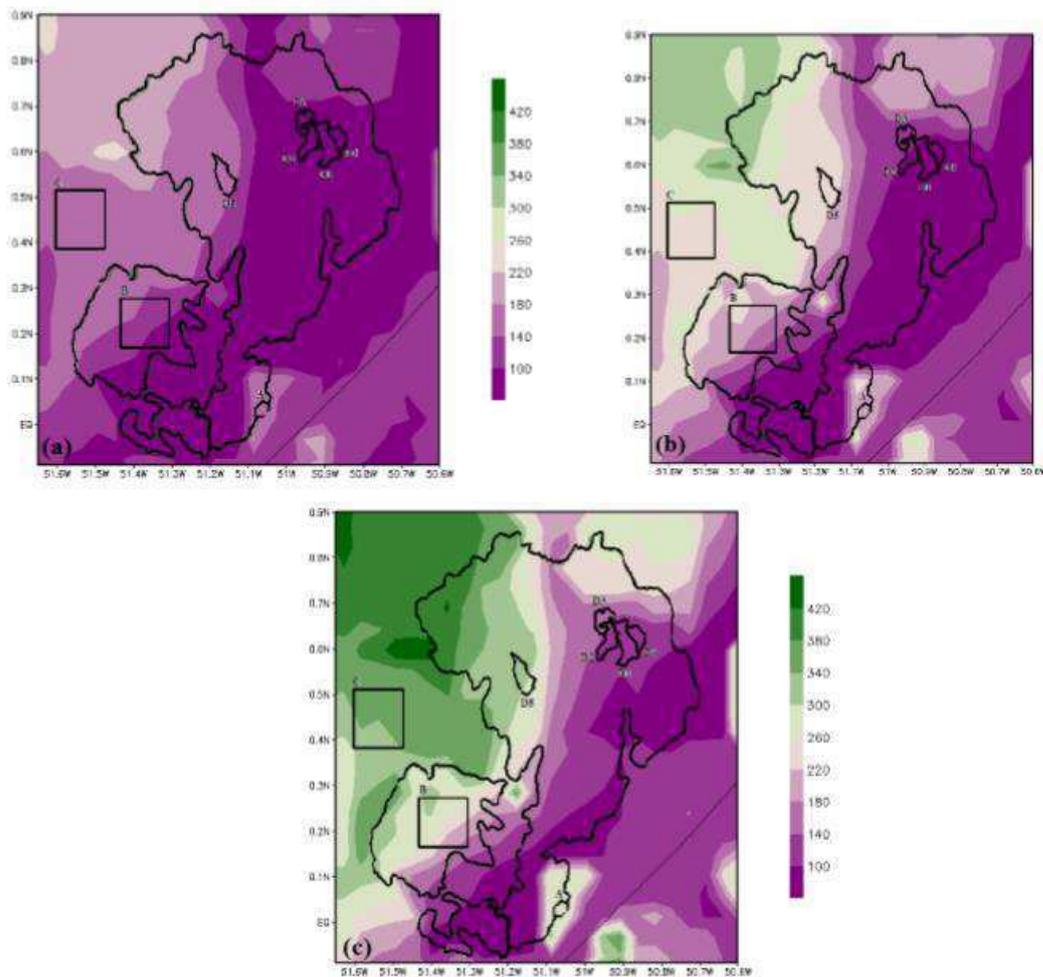


Figura 17. Fluxo de calor latente (LE) médio horário, em  $\text{Wm}^{-2}$ , estimado com dados controle do modelo BRAMS para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

O cerrado apresentou valores médios de LE para simulação controle variando de  $100\text{-}220 \text{ Wm}^{-2}$ ,  $140\text{-}260 \text{ Wm}^{-2}$  e  $180\text{-}300 \text{ Wm}^{-2}$ , correspondendo às 9:00HL, 10:30HL e 12:00HL (Figura 24). Em comparação aos resultados obtidos pela as imagens de satélites (seção 5.1.5), que variou de  $112,59\text{-}289,81 \text{ Wm}^{-2}$  às 10:30h (horário da passagem do satélite), os valores máximos foram bem próximos.

Durante as datas das simulações, as cinco áreas destinadas as silviculturas encontravam-se reflorestadas com eucalipto, com exceção da D4 e D5 que o eucalipto estava em fase de crescimento. Observa-se um aumento gradativo, das 9HL às 12HL, significativo na disponibilidade de energia relacionada ao LE. Os valores baixos de LE

no período seco pode ser a influência do declínio do conteúdo de água no solo, que limita a evaporação e a disponibilidade de água na superfície (BARRAZA *et al.*, 2016).

### 5.1.9. Análise comparativa da diferença entre as simulações controle e modificada

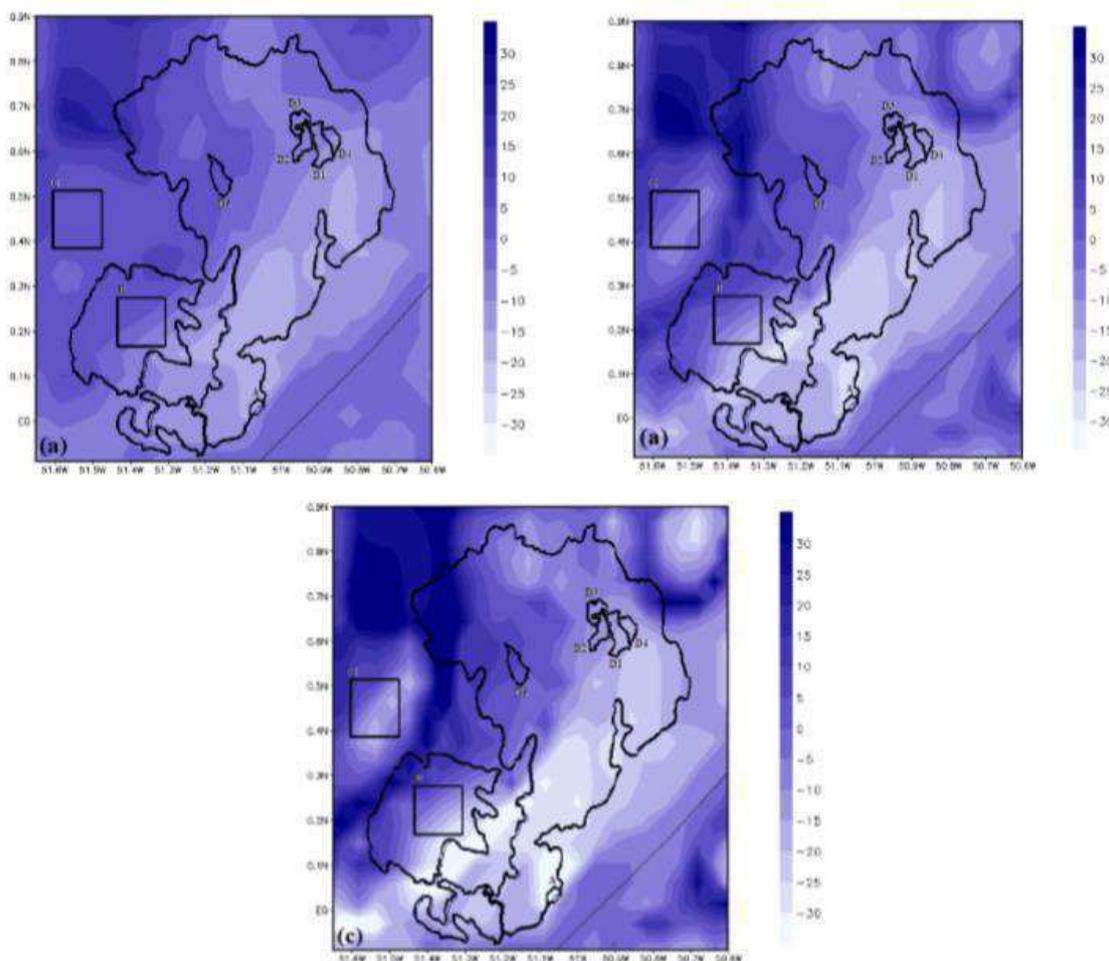


Figura 18. Diferenças entre as simulações controle e modificada do saldo de radiação ( $R_n$ ) médio horário, em  $Wm^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

Na Figura 17, observa a diferença entre as simulações controle e modificada para o  $R_n$ , às 09:00HL, 10:30HL e 12:00HL. Na simulação das 15:00 UTC (12:00 HL), o ciclo horário médio realizado pela simulação modificada, apresenta-se valores superiores a simulação controle, e as maiores diferenças entre elas. Essa diferença pode ser observada sobre a floresta, cerrado e área urbana. A estimativa das 12:00 UTC (9:00 HL), mostrou as menores diferenças entre as simulações.

O comportamento do médio horário do fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) é semelhante em todos os horários estimados (Figura 19). Isso é observado, devido a diferença entre as simulações serem próximas de zero. A maior diferença foi de  $-15 \text{ Wm}^{-2}$ , para a floresta e cerrado, na simulação das 15:00UTC (12:00HL).

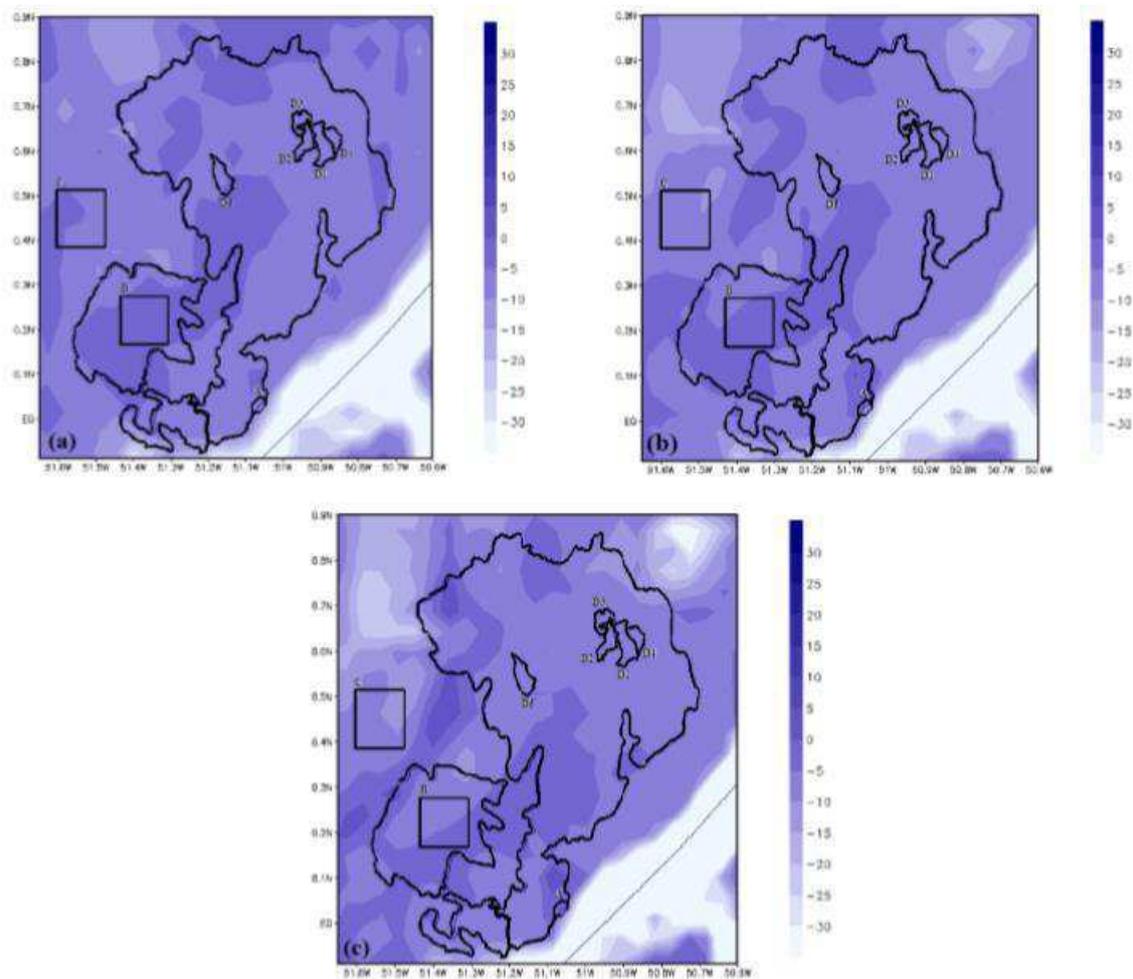


Figura 19. Diferenças entre as simulações controle e modificada fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) médio horário, em  $\text{Wm}^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

Ao avaliar o H (Figura 20), a simulação controle superestimou a simulação modificada, nas áreas de silviculturas de eucalipto (D1 a D4) e área urbana. E subestimou o alvo do cerrado, floresta e silvicultura D5. Nos dois casos, das 9HL às 12HL, as diferenças entre as duas simulações atingiram valores altos. Esses valores elevados, nas regiões de silviculturas D4 e D5, podem ser justificados por serem áreas de transição entre reflorestamento de pinus por eucalipto. O aumento do fluxo de calor sensível em algumas

áreas, é consequência da menor umidade disponível no sistema solo-vegetação-atmosfera (BALDOCCHI *et al.*, 1983).

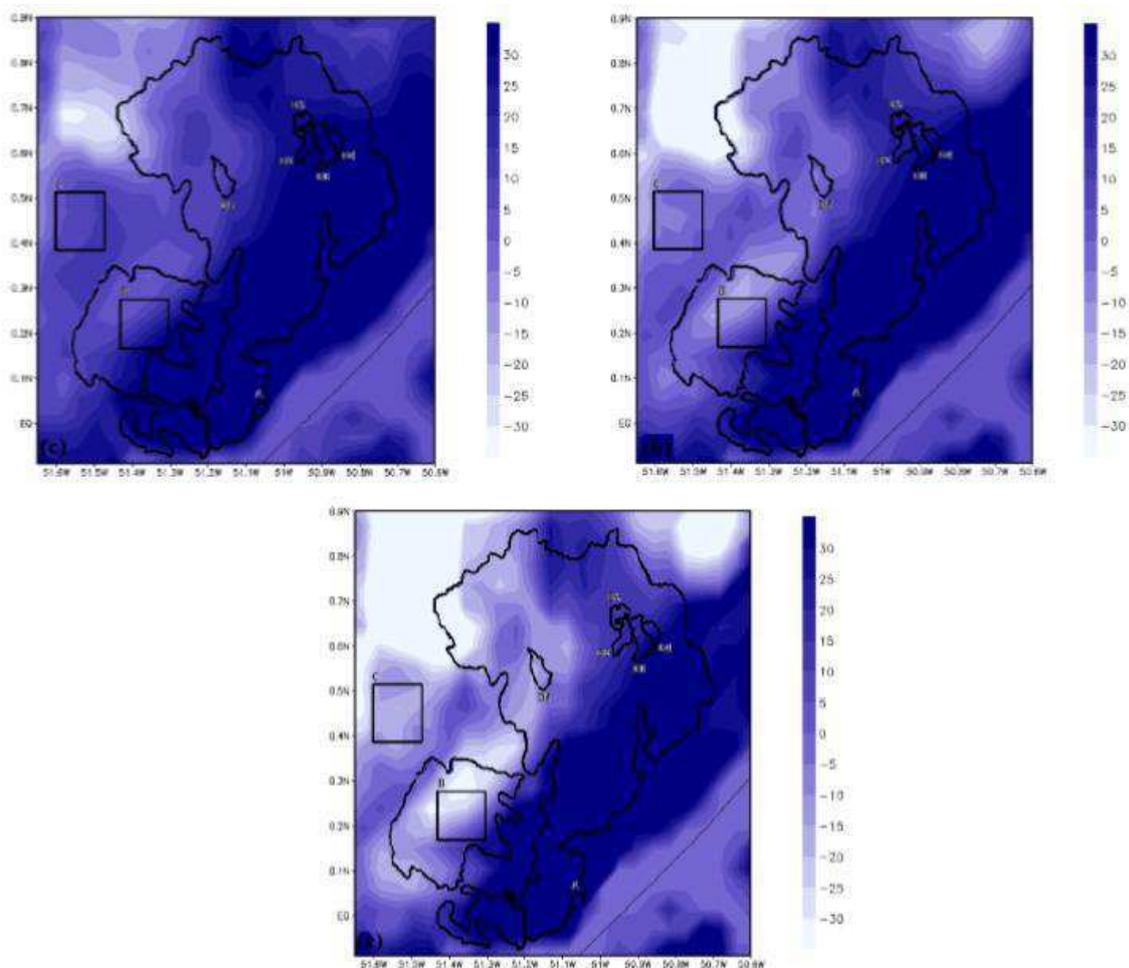


Figura 20. Diferenças entre as simulações controle e modificada do fluxo de calor sensível (H) médio horário, em  $\text{Wm}^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006: (a) às 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

Segundo Sellers *et al.*, (1989) o conteúdo de água no solo é o parâmetro mais importante na variabilidade das transferências de calor sensível e latente. As diferenças das simulações do LE (Figura 21), mostrou que nas áreas com boa disponibilidade hídrica a simulação modificada superestimou a simulação controle. É notório que o fluxo de calor latente (Figura 21) tem uma magnitude inversa ao fluxo de calor sensível (Figura 20), ou seja, em áreas em que o modelo com dados controle superestimou o H o mesmo subestimou os valores de LE. Assim, nas áreas de silviculturas (D1 a D4), área urbana e parte do cerrado, as simulações modificadas superestimaram as simulações controle.

A Figura 22 descreve o mapa de uso e cobertura do solo (*vtype*) de acordo com o submodelo de superfície JULES. Observa-se que o modelo apresentou de forma coerente as classes de vegetação. A área urbana não foi bem representada, uma vez que o mapa do modelo está desatualizado. Sugere-se que para uma boa representação dos fluxos de superfícies na área urbana, seja utilizado o esquema TEB (*Town Energy Budget*), proposto por Masson (2000).

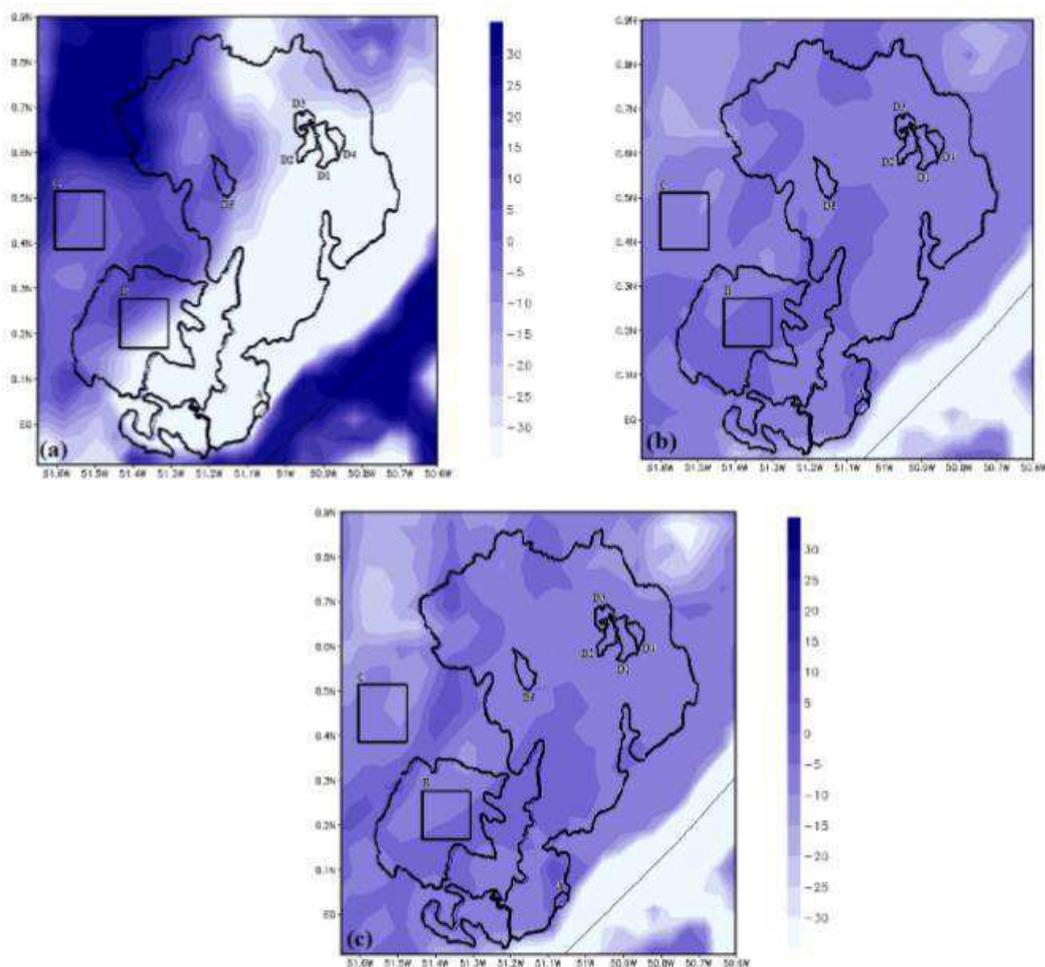


Figura 21. Diferenças entre as simulações controle e modificada do fluxo de calor latente (LE) médio horário, em  $\text{Wm}^{-2}$ , para os dias 29-05/09/2006 às: (a) 9:00HL, (b) 10:30HL e (c) 12:00HL.

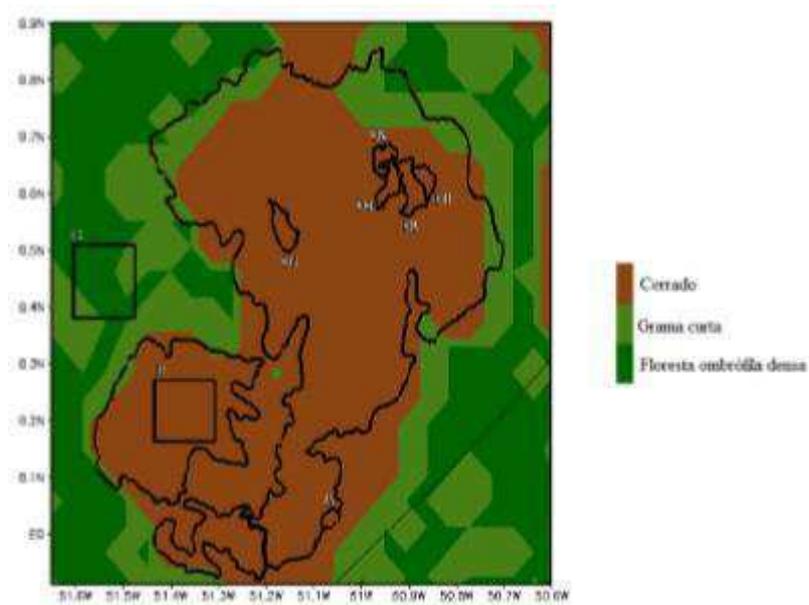


Figura 22. Mapa de uso e cobertura do solo (*vtype*) representado pelo o modelo numérico BRAMS 5.1.

## 6. CONCLUSÕES

A partir dos resultados obtidos por sensoriamento remoto e a incorporação dos dados de IVDN, MODIS/Terra no modelo numérico BRAMS 5.1, para a estimativa dos fluxos da superfície e parâmetros da vegetação para região do cerrado no Amapá, conclui-se que:

O IVDN no cerrado *sensu stricto*, apresentou variabilidade de acordo com o tipo de vegetação e uso do solo. Nas áreas da floresta densa e cerrado o IVDN variou pouco. Já para as áreas de silviculturas apresentou maiores variações interanuais, uma vez que a vegetação passou por vários estágios de plantio e corte raso em 2006.

As imagens MODIS/Terra, mostraram que a substituição do cerrado *sensu stricto* para floresta de eucalipto ocasionou uma redução no fluxo de calor no solo ( $G_0$ ) e no fluxo de calor sensível (H) da superfície; aumento no saldo de radiação ( $R_n$ ) e no fluxo de calor latente (LE). Os fluxos H e LE estimados pelo algoritmo S-SEBI, a partir das imagens MODIS/Terra, variaram de acordo com a cobertura/tipo do solo, respondendo às alterações biofísicas selecionadas.

O  $R_n$  medido na torre com os estimados pelo MODIS /Terra, apresentaram bons resultados com erro percentual de 4,46%. Salienta-se que estão em concordância com a literatura. No entanto, para os fluxos obtidos pelas duas simulações, utilizando o critério proposto por Pielke (2002) não foram bons em algumas situações, principalmente para área urbana.

Sugere-se para melhoramentos ou trabalhos futuros, utilizar uma versão mais atual do BRAMS, para que se possa realizar as simulações com duas ou três grades aninhadas, com diferentes resoluções, para se obter melhores resultados. Realizar a pesquisa para períodos chuvosos e secos, e que tenham disponibilidade de dados observados. Além de inserir dados de IVDN do MODIS/Terra ao modelo, também inserir dados reais de umidade do solo, e outras variáveis meteorológicas.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGAREZ, F. V., VICENS, R. S., CRUZ, C. M., NOGUEIRA, C. R., GARAY, I. Utilização de Índice de vegetação na classificação integrada de fragmentos florestais em Mata Atlântica de Tabuleiros no Município de Sooretama, ES. Em: **Anais do X Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, pp. 1499-1507, 2001.
- ALCÂNTARA, C. R.; SILVA, M. A. F. D.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.
- ALLEN, R. G., TASUMI, M., & TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, p.380-394, 2007a.
- ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **J. Irrig. Drain. Eng.**, 122:97-106, 1996.
- ALMEIDA, A. J. P; GUIMARÃES JUNIOR, S. A. M.; ANDRADE, E. L.; FERREIRA NETO, J. V. Relação entre o Índice de Vegetação e a Temperatura de Superfície na estimativa e identificação das ilhas de calor na cidade de Maceió-AL. In: **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa-PB, Brasil, 2015.
- ALMEIDA, C. A.; COUTINHO, A. C.; ESQUERDO, J. C. D. M.; ADAMI, M.; VENTURIERI, A.; DINIZ, C. G.; DESSAY, N.; DURIEUX, L.; GOMES, A. R. High spatial resolution land use and land cover mapping of the Brazilian Legal Amazon in 2008 using Landsat-5/TM and MODIS data. **Acta Amaz.** vol.46 no.3 Manaus July/Sept. 2016.
- AMANAJAS, J. C. **Modelagem do impacto das mudanças de uso e cobertura do solo no microclima sobre área de cerrado no amapá**. 2015. 170p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2015.
- ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C. R. F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta amazônica e floresta de transição amazônia-cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 2009.
- ARAÚJO, R. D. **Modelagem das mudanças no uso do solo em áreas de cultivo de canade-açúcar**. 114 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- ARAUJO, A. L. **Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais**. 2014. 102p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2014.
- ARAUJO, T. L.; SOUZA, E. P.. Influência da Superfície no Balanço de Energia e na Intensidade. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 03, p. 204-217, 2011.

- ARAÚJO, T. L.; Souza, E. P. ; SANTOS, S. . A influência da Convecção Rasa na Distribuição Espacial da Precipitação Sobre uma Região Urbanizada: Um Estudo de Caso para Recife-PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, p. 1574-1585, 2013.
- BALDOCCHI, D.D.; VERMA, S. B.; ROSENBERG, S. J.; BLAD, B. L.; GRAY, A.; SPECHT, J. E. Influence of water stress on the diurnal exchange of mass and energy between the atmosphere and a soybean canopy. **Agronomy Journal**, v. 75, n. 3, p. 543-548, 1983.
- BARROS, S. S.; OYAMA, M. D. Sistemas Meteorológicos Associados à Ocorrência de Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n.3, p. 333-344, 2010.
- BASTIAANSEN, W. G. M., MENENTI, M., FEDDES, R. A., HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. **Journal Hydrology**, v.212–213, p.198–212, 1998a.
- BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **J. Hidrology**, 229:87-100, 2000.
- BARRAZA, V.; RESTREPO-COUBE, N.; HUETE, A.; GRINGS, F.; BERINGER, J. CLEVERLY, J.; EAMUS, D. Estimation of latent heat flux over savannah vegetation across the North Australian Tropical Transect from multiple sensors and global meteorological data. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 232, p. 689-703, 2016.
- BEST, M.; PRYOR, M.; CLARK, D.; ROONEY, G.; ESSERY, R.; MENARD, C.; EDWARDS, J.; HENDRY, M.; PORSON, a.; GEDNEY, N.; MERCADO, L.; SITCH, S.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; COX, P.; GRIMMOND, C.; HARDING, R. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description. Part 1: Energy and water fluxes. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 677–699, 2011
- BISHT, G., VENTURINI, V., ISLAM, S., JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. **Remote Sensing of Environment**, v.97, p.52–67, 2005.
- BURMAN, R. D.; JENSEN, M. E.; ALLEN, R. G. **Thermodynamic factors in evapotranspiration**. In: James L. G.; English M. J. (eds.). Proc. Irrig. and Drain. Spec. Conf., ASCE, Portland, Oregon, USA, July, p. 28-30, 1987.
- CARDOZO, F. S. **Estimativas de áreas queimadas para o estado de Rodônia e suas implicações na modelagem do balanço de radiação**. 2014. 109p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.
- CAMELO, H. N.; LEAL JUNIOR, J. B. V.; Estudo numérico do Vento Aracati um Evento Frequente de Rio Perene no Estado do Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 09, N. 02, p. 334-351, 2015.
- CARVALHO JÚNIOR, O. A.; SAMPAIO, C. S. ; SILVA, N. C.; COUTO JUNIOR, A. F. ; GOMES, R. A. T. ; CARVALHO, A. P. F.; SHIMABUKURO, Y. E. Classificação de padrões de savana usando assinaturas temporais NDVI do sensor

- MODLS no Parque Nacional Chapada dos Veadeiros. **Revista Brasileira de Geofísica** (Impresso), v. 26, p. 505-517, 2008.
- CAVALCANTI, K. F. K. **Efeito dos eucaliptos nas circulações locais e na qualidade do ar no Vale do Paraíba durante um período de inverno**. 2010. 182p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas). Universidade de São Paulo, São Paulo. 2010.
- CLARK, D. B.; MERCADO, L. M.; SITCH, S.; JONES, C. D.; GEDNEY, N.; BEST, M. J.; PRYOR, M.; ROONEY, G. G.; ESSERY, R. L. H.; BLYTH, E.; BOUCHER, O.; HARDING, R. J.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 2: Carbon fluxes and vegetation dynamics. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 701–722, sep 2011.
- CLIMATE DATA. Dados climáticos para cidades mundiais. Disponível em <<https://pt.climate-data.org/>>. Acesso em 17 de outubro de 2016.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 174 p. (INPE-4865-TDL/376). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- CORREIA, F. W. S., ALVALÁ, R. C. S., MANZI, A. O. Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) Simulation Study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 225-244, 2007.
- CLOUGH, S. A.; IACONO, M. J. Line-by-line calculation of atmospheric fluxes and cooling rates: 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. **J. Geophys. Res.**, v. 100, n. D8, p. 16519–16535, 1995. DOI: 10.1029/95JD01386.
- DANTAS, M. P.; COSTA, W. L. B. ; BRAGA, R. C. ; ARAUJO, A. L. ; BRAGA, C. C. . Estimativas de calor latente e sensível utilizando o algoritmo S-SEBI na região Patos-PB. In: **IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, 2015, Santa Maria - RS. IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2015.
- DANTAS, M. P.; BRAGA, C. C. ; SOUSA, E. P. ; BARBIERI, L. F. P. ; VILAR, R. A. A. Temporal analysis of rainfall and vegetation index using satellite images in Pernambuco State. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v. 6, p. 99-107, 2016.
- DUFFIE, J. A., BECKMAN, W. A. **Solar engineering of thermal process**, 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley, N. Y. 1991.
- EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Disponível em <<https://www.embrapa.br/>>. Acesso em 18 de junho de 2015.
- FALCÃO, R. M.; GALVANI, E.; LIMA, N. G. B.; CRUZ, B. R. P. Análise da variação da umidade relativa do ar do Pico da Bandeira, Parque Nacional Alto Caparaó, Brasil. In: **II Seminário Ibero -Americano de Geografia Física**. Anais... Universidade de Coimbra, 2010.
- FAUSTO, M. A.; ANGELINI, L. P.; MARQUES, H. O.; SILVA FILHO, A.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. Impact of land-use change in the net

- radiation of the Cerrado of the southern Mato Grosso. **Revista Ambiente & Água**, v. 11, p. 350, 2016.
- FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral Sobre O Clima da Amazônia. **Acta Amaz.**, 28(2):101-126, 1998.
- FLOHN, H. Elements of a synoptic climatology of the Indo-Pakistan subcontinent, in Investigations on the Indian Monsoon Climate, **Bonner Meteorol. Abh.**, vol. 14, edited by H. Flohn, pp. 5–28, Ferdinand Duemmlers, Bonn, Germany. 1970.
- FREY, C. M.; RIGO, G.; PARLOW, E. Urban radiation balance of two coastal cities in a hot and dry environment. **International Journal of Remote Sensing**, v. 28, p. 2695-2712, 2007.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; Silva Dias, M. a. F.; CHATFIELD, R.; Silva Dias, P.; ARTAXO, P.; ANDREAE, M. O.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, a.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843–2861, 2009.
- GALVANI, E.; ESCOBEDO, J. F.; PEREIRA, A. B. Balanço de radiação e fluxo calor no solo em ambiente natural e protegido cultivado com pepineiro. **Bragantia**, v.60, p.139-147, 2001.
- GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, 44:225-241, 1990.
- GARTLAND, L. **Ilhas de calor: Como mitigar zonas de calor em áreas urbanas**. São Paulo: Oficina de textos, 248p. 2010.
- GEVAERD, R.; FREITAS, S. R. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 59-73, Dez. 2006.
- GÓMEZ, M.; OLIOSO, A.; SOBRINO, J. A.; JACOB, F. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillles/ReSeDA experimental site using airborne POLDER sensor and a thermal camera. **Remote Sensing of Environment**, 96:399-408, 2005.
- GOMES, H. B. 2009. **Balanços de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e Cerrado no Estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia). 2009.
- GOWARD, S.N.; TUCKER, C.J.; DYE, D.G. **North American vegetation patterns observed with the NOAA-7 advanced very high resolution radiometer**. **Vegetatio**, v.64, p.3-14, 1985.
- GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P., Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **J. Geophys. Res.**, v. 93, p. 17001- 17014, 1990.
- GRELL, G.A., DEVENY. E. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, Washington D C, v. 29, n. 14, p. 38.1-38.4, July 2002.

- GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parametrization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v.13, p. 23845-23893, 2013.
- 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**. 19, n. 8, 1533-1543. 1998.
- HARZALLAH, A.; ARAGÃO, J. O. R.; SADORNY, R. Interannual rainfall variability in northeast Brazil: Observation and model simulation. **International Journal of Climatology**, v.16, p.861-878, 1996.
- HERB, W. R.; JANKE, B; MOHSENI, O.; STEFAN, H. G. Ground surface temperature simulation for different land covers. **Journal of Hydrology**, v.356, p.327-343, 2008.
- HUETE, A.R.; Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, 83(1-2):195-213, 2002.
- IACONO M. J.; DELAMERE J. S.; MLAWER E.J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S.A.; COLLINS W., Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, **J. Geophys. Res.**, 113, D13103, 2008. doi:10.1029/2008JD009944.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em 10 de julho de 2016.
- JAMALI, S.; SEAQUIST, J. W.; ARDÖ, J.; EKLUNDH, L.; Investigating temporal relationships between rainfall, soil moisture and MODIS-derived NDVI and EVI for six sites in Africa. 34th **International Symposium on Remote Sensing of Environment**, Sydney, Australia, 2011.
- JUÁREZ, R. I. N. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: um estudo de observações sobre o cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. 2004. 193p. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas). Universidade de São Paulo. São Paulo. 2004.
- JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T.; An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n.1-2, Nov. p 3 –15, 2002.
- KABTHIMER, G. T. **Assessment of spatio-temporal patterns of NDVI in response to precipitation using NOAAAVHRR rainfall estimate and NDVI data from 1996-2008, Ethiopia**. 2012. 46p. Master's thesis (Physical Geography and Quaternary Geology, 30HECs). Stockholm University. Stockholm. 2012.
- KAW, A. K.; KALU, E. E. **Numerical Methods with Applications**. Florida A&M University. 2008.
- LI, Y.; ZHAO, M.; MOTESHARREI, S.; MU, Q.; KALNAY, E.; LI, S. Local cooling and warming effects of forests based on satellite observations. **Nature Communications**. 6:6603 doi: 10.1038/ncomms7603. 2015
- LIU, W. T. H. ; KANAZAWA, P. S. ; SANTIAMI, E. L. ; KANAZAWA, P. J. Impacto de desmatamento na mudança climática regional via satélites. Goiânia. **XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 593-600, 2005.

- LOPES, H. L.; TEIXEIRA, A. H. C.; ACCIOLY, L. J. O.; Sobral, M. C. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.. Relações do fluxo de calor no solo com o uso e cobertura das terras na bacia hidrográfica do salitre, sertão da Bahia. In: **XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 2011, Curitiba. Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. São José dos Campos, 2011.
- MASSON, V. **A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models**. Bound-Layer Meteorol., v. 94, p. 357-397, 2000.
- MARQUES, H. O. **Estimativa do saldo de radiação de uma floresta de transição Amazônia-Cerrado por sensoriamento remoto**. 2015. 53 f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso. Cuiába. 2015.
- MEIRELES, M. **Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE**. 2007. 88f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem), Universidade Federal do Ceará. Fortaleza. 2007.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysical Physics and Space Physics**, v.20, p.851–875, 1982
- MELO, M. L.D. **Efeito da Vegetação em Simulações Numéricas com o Modelo RAMS**. 2003. 108p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, 2003.
- MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: UNB, p. 01-33. 2012.
- MENTZER, J. T.; BIENSTOCK, C. C. **Sales Forecasting Management**. California: Sage, 1998.
- MESSINGER, F.; ARAKAWA, A. Numerical Methods used in Atmospheric Models. v. 1, GARP publication series nº 17, **World Meteorological Organization**, Geneva, 64p., Aug., 1976.
- MIRANDA, E. E. de; (Coord.). **Brasil em Relevo**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 21 dez. 2015.
- MLAWER, E. J. et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.
- MOREIRA, L. C. J. **Evapotranspiração da melancia irrigada por meio do sebal, balanço hídrico e correlações turbulentas**. 2009. 92 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2009.
- MOREIRA, D. S. **Simulação numérica do ciclo do carbono na Amazônia**. 2013. 209p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos. 2013.
- NASCIMENTO, G. S. L. **Obtenção do Saldo de Radiação no estado do Ceará utilizando imagens MODIS**. 2012. 86p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2012.

- NETO, L. A. S. **Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na costa norte-nordeste da América do Sul.** 2004. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 41 p.
- ODUM E. P., 1971. *Fundamentals of ecology.* 3rd ed., W. B. Saunders, Philadelphia, 525 pp. 2004.
- NOBRE, P. ; MALAGUTTI, M. ; URBANO, D. F. ; ALMEIDA, R. A. F. ; GIAROLLA, E. . Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. **Journal of Climate**, v. 22, p. 5686-5697, 2009.
- OLIVEIRA, T.H.; GALVÍNCIO, J.D.; ARAÚJO, M.S.B.; PIMENTEL, M. R. M.; SILVA, B.B. Avaliação do fluxo de calor no solo, temperatura da superfície e albedo na bacia hidrográfica do rio Moxotó- PE através de imagens TM - Landsat-5. In: **XIII Simpósio de Geografia Física Aplicada**, Viçosa, 1, pp. 69-89. 2009.
- OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO A. C. D.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, p. 1209-1217, 2012
- OSTWALD, M.; CHEN, D. Land-use change: Impacts of climate variations and policies among small-scale farmers in the Loess Plateau, China. **Land Use Policy**, 23:361-371, 2006.
- PAIVA, S. C.; CAVALCANTI, E. P. Fluxos de calor latente e sensível à superfície em caatinga: estudo observacional e de simulação com o BRAMS no início do período de secas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 04, p. 677-691, 2011.
- PARKINSON, C. L. **“Earth from above”**. University Sciences Books, Sansalito. Land vegetation, 107-111, 1997.
- PEREZ, J.C.; SANCHEZ, M.DE LOS.A.V.; BARRADAS, V.L. **Clima, urbanización y uso del suelo en ciudades tropicales de Mexico.** RNIU, Puebla, México, Ciudades 51. 2001.
- PIELKE, R. A., 2002. **Mesoscale meteorological modeling.** 2nd Edition, Academic Press, San Diego, CA, 676 pp. 2002.
- PILLAR, V.D. 1995. Clima e vegetação. UFRGS, Departamento de Botânica. Disponível em <http://ecoqua.ecologia.ufrgs.br>
- PIVA, E. D.; MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.4, 450 - 476, 2008
- PRENTICE, I. C., W. CRAMER, S. P. HARRISON, R. LEEMANS, R. A. MONSERUD, AND A. M. SOLOMON. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties, and climate, **J. Biogeogr.**, 19, 117–134. 1992.
- PONZONI, F.J.; SHIMABUKURO, Y.E. **Sensoriamento Remoto no estudo da vegetação. São José dos Campos: Parêntese**, 130p. 2007.
- RABELO, F. D. **Estudo observacional dos Fluxos Turbulentos de Calor Sensível e Latente na Superfície da Região Metropolitana da Cidade de São Paulo.** São Paulo, 2013. 104p. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Astronomia, São Paulo, 2013.

- RICKLEFS, E. R. **A Economia da Natureza**. Tradução: LIMA, C. B. P. L. S. Colaboração: OLIVEIRA, R. R. Rio de Janeiro: Ed. Guanabara Koogan, 3ª ed., 1996.
- RIZZI, R. **Geotecnologias em um sistema de estimativa da produção de soja: estudo de caso no Rio Grande do Sul**. São José dos Campos, 2004. 214p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos 2004.
- RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. (Eds). **Sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil**. 1 ed. São José dos Campos, SP: Editora Parentese, 2007.
- ROERINK, G. J.; SU, Z.; MENENTI, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, v. 25, p. 147- 157, 2000.
- ROSA, P. A.; BREUNIG, F. M. ; BALBINOT, R. ; GALVÃO, L. S. Dinâmica da Floresta do Parque Estadual do Turvo com Índices de Vegetação. **Floresta e Ambiente**, v. 20, p. 487-499, 2013.
- SANAIOTTI, T. M. **Ecologia de Paisagens: Savanas Amazônicas**, p. 77-81. Em: A.L. Val, R. 1991.
- SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. **Rev. Bras. Agrometeorologia**, 16:9-20, 2008.
- SANTOS, E. G.; SANTOS, C. A. C. ; BEZERRA, B. G. ; NASCIMENTO, F. C. A. . Análise de parâmetros ambientais no núcleo de desertificação de irauçuba-CE usando imagens de satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, p. 915-926, 2014.
- SELLERS, P. J.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. **J. Atmos. Sci.**, v. 43, p. 505-531, 1989.
- SHI, Q.; LIANG, S. Surface-sensible and latent heat fluxes over the Tibetan Plateau from ground measurements, reanalysis, and satellite data. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, p. 5659-5677, 2014.
- SILVA, B. B.; SILVA, S. T. A.; GOMES, H. B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, 9(1):91-106, 2010.
- SILVA, M. T.; SILVA, V. P. R.; SILVA, M. M. M. A.; SILVA, H. C. D.; OLIVEIRA, N. F. Space time variability of surface temperature in the semi-arid Pernambuco based image TM/Landsat. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing**, v. 04, p. 111-120, 2014.
- SILVA, G. F. G. Análise da sensibilidade do NDVI na parametrização da modelagem atmosférica para a região oeste do Pará. 2014. 114p. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais da Amazônia). Universidade Federal do Oeste do Pará. Santarém. 2014.
- SOBRINO, J. A.; GÓMEZ, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J. C.; OLIOSO, A.; CHEHBOUNI, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX Campaigns. **J. Hydrology**, 315:117-125, 2005.

- SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, 30:305-318, 2000.
- SOUZA, D. O.; VIEIRA, R. M. S. P.; ALVALÁ, R. C. S. Avaliação dos impactos da utilização de um mapa atual de uso e cobertura da terra em modelagem atmosférica. In: **XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2010, Belém, PA. SBMET, 2010.
- TASUMI, M., ALLEN, R. G., TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.13, p.51-63, 2008.
- TRIPOLI, G. J.; COTTON, W.R. The Colorado University Three-Dimensional Cloud/Mesoscale Model Part I: General Theoretical Framword and Sensivity Experiments. **Journal of Research Atmospheric**, v. 16, p. 185-220, 1982.
- TODESCO, E. Estudo numérico da modulação da camada limite atmosférica na região da confluência Brasil-Malvinas. São Paulo, 2008. 105p. Dissertação (Mestrado em Ciências). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- TERRA. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://terra.nasa.gov/>>. Acesso em 10 de agosto de 2016.
- VITAL, M. H. F. Impacto Ambiental de Florestas de Eucalipto. **Revista do BNDES**, Rio de Janeiro, v.14, n.28, p.235-276, 2007.
- WALKO, R. L.; TREMBACK, J. C.; HERTENSTEIN, R. F. A. **RAMS—The regional atmospheric modeling system**, version 3b, user's guide. Fort Collins, CO: ASTER Division, Mission Research Corporation, 1995
- WALKO, R. L., BAND, L. E., BARON, J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE, R. A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C. J., VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**. v. 39, n. 6, p. 931-944. 2000.
- WANG, J.; RICH, P.M.; PRICE, K.P.; Temporal responses of NDVI to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. **International Journal of Remote Sensing**, 24, pp. 2345–2364, 2003.
- WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. London, Academic Press, 2006. 649p.
- YANG, Y.; ZHAO, C.; HAN, M; LI, Y.; YANG, R.; **Temporal Patterns of Shrub Vegetation and Variation with Precipitation in Gurbantunggut Desert**, Central Asia, *Advances in Meteorology*, 2015.