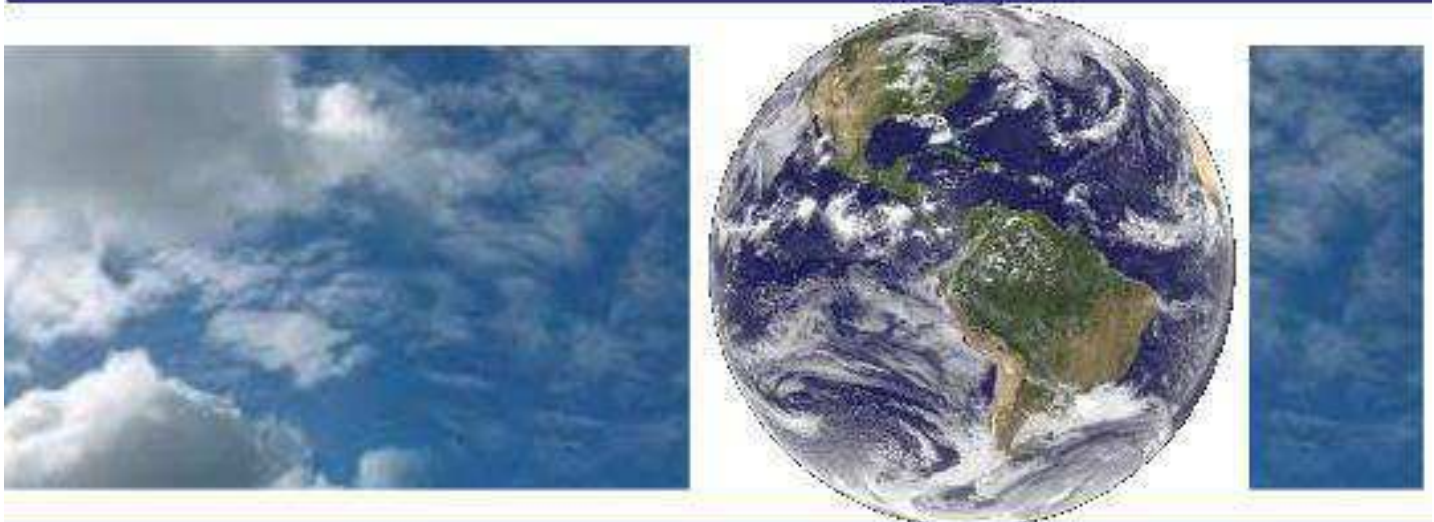


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Silvia Cristina de Pádua Andrade

**Sensoriamento remoto aplicado ao estudo do balanço
de energia em áreas de floresta e pastagem em
Rondônia no Brasil**

Campina Grande, Fevereiro de 2014



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE – UFCG
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS – CTRN
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – UACA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

DISSERTAÇÃO

**SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO ESTUDO DO BALANÇO DE
ENERGIA EM ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM EM RONDÔNIA NO
BRASIL**

ALUNA:

SILVIA CRISTINA DE PÁDUA ANDRADE

ORIENTADOR:

CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS

Campina Grande,
Fevereiro de 2014.

SILVIA CRISTINA DE PÁDUA ANDRADE

**SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO ESTUDO DO BALANÇO DE
ENERGIA EM ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM EM RONDÔNIA NO
BRASIL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-
Graduação em Meteorologia da Universidade
Federal de Campina Grande em cumprimento
às exigências para obtenção do grau de mestre.

Área de concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-área: Sensoriamento Remoto Aplicado

Orientador: Carlos Antonio Costa dos Santos

Campina Grande,
Fevereiro de 2014.

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A553s Andrade, Silvia Cristina de Pádua.
Sensoriamento remoto aplicado ao estudo do balanço de energia em áreas de floresta e pastagem em Rondônia, Brasil / Silvia Cristina de Pádua Andrade. – Campina Grande, 2014.
95 f. : il.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

"Orientação: Prof. Carlos Antônio Costa dos Santos".
Referências.

1. Balanço de Energia. 2. METRIC. 3. MODIS. 4. Desmatamento.
I. Santos, Carlos Antônio Costa dos. II. Título.

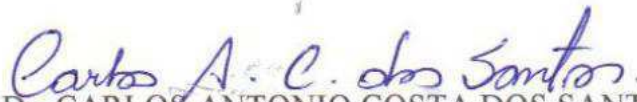
CDU 551.5:528.8(811.1)(043)


SILVIA CRISTINA DE PÁDUA ANDRADE


SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO AO ESTUDO DO BALANÇO DE
ENERGIA EM ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM EM RONDÔNIA NO
BRASIL


DISSERTAÇÃO APROVADA EM 27/02/2014

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Dr. BERGSON GUEDES BEZERRA
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte


Prof. Dr. FRANCISCO BORJA RUIZ REVERTER
Centro de Ciências Agrárias
Universidade Federal da Paraíba

Dedico este trabalho à Deus
e a minha família.

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me dado a vida e por ter sempre iluminado meu caminho me dando também forças, saúde e sabedoria para conduzir a minha vida.

Aos meus pais José Godinho Andrade e Maria Dilce F. de Pádua e também aos meus irmãos pelo incentivo e apoio incondicional em todos os momentos de minha vida.

Ao Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos pelo seu apoio e amizade nos momentos necessários e pela sua dedicação no desenvolvimento deste trabalho.

À Francineide Amorim Costa Santos que auxiliou diretamente nesta pesquisa, esclarecendo dúvidas e compartilhando seus conhecimentos.

Em especial à minha amiga que se tornou uma irmã durante todo esse período, Heliene Ferreira de Moraes e a sua família, pelo acolhimento e por estar sempre ao meu lado incentivando-me, apoiando e dando sempre uma palavra positiva em todos os momentos.

Às minhas queridas amigas Ayobami Badiru e Milla Nóbrega pelo carinho e paciência e pelos momentos de descontração e alegria vividos ao longo do curso.

A Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Programa LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) pela disponibilidade dos dados.

A todos os professores e funcionários do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pela dedicação e apoio recebidos.

A todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho.

*“Posso, tudo posso
Naquele que me fortalece
Nada e ninguém no mundo
vai me fazer desistir...”*

*“E realizar o sonho mais lindo
que Deus sonhou...
Em meu lugar está na espera
de um novo que vai chegar
Vou persistir, continuar
a esperar e crer
E mesmo quando a visão se turva
e o coração só chora
Mas na alma, há certeza da vitória...”*

(Celina Borges)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xi
LISTAS DE ABREVIACÕES, SIGLAS E SÍMBOLOS.....	xii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	17
2. OBJETIVOS.....	20
2.1-Objetivo geral.....	20
2.2-Objetivos específicos.....	20
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	21
3.1 - A problemática do desmatamento na Amazônia.....	21
3.2 - Balanço de energia	25
3.3 - Uso da terra e impactos no clima na Amazônia	27
3.4 - Algoritmo METRIC	31
3.5 - Sensor MODIS	33
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	36
4.1 Área de estudo	36
4.2 Dados.....	37
4.3 Processamento das imagens.....	38
4.4 Estimativa das componentes do balanço de energia.....	38
4.4.1 Saldo de Radiação (Rn).....	38
4.4.2 Fluxo de calor no solo (G).....	41
4.4.3 Fluxo de calor sensível (H).....	42
4.4.4 Fluxo de calor latente (LE).....	47

4.4.5 Evapotranspiração instantânea – ET_{ins}	47
4.4 Análise estatística	47
5-RESULTADOS E DISCUSSÃO	49
5.1-Albedo	49
5.2-NDVI.....	53
5.3-Temperatura da superfície.....	56
5.4 - Saldo de Radiação - R_n	62
5.5 - Fluxo de calor no solo - G	67
5.6 - Fluxo de calor sensível - H	70
5.7 - Fluxo de calor latente – LE	73
5.8 – Evapotranspiração instantânea – ET_{ins}	76
5.9 – Efeitos das mudanças no uso do solo	78
6. CONCLUSÕES	80
7. REFERÊNCIAS	82

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Taxas anuais do desmatamento de 1988 a 2012. Fonte: INPE, 2012.....	22
Figura 2 - Desmatamento na Floresta Amazônica, baseado nos dados do INPE em 2010. Fonte: IPAM, 2011.....	24
Figura 3 - Efeitos climáticos do desmatamento no balanço hídrico, nos fluxos de calor da superfície e no clima local. Fonte: Adaptado de Foley et al. (2003).....	30
Figura 4 - Sistema de tile Sinusoidal utilizado pelo sensor MODIS (Terra e Aqua). Fonte: Adaptado do website NASA MODIS web:< https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_overview > (2011).....	34
Figura 5 - Localização geográfica da área de estudo, Rondônia (RO), com destaque para as áreas de floresta e pastagem.	36
Figura 6 - Média mensal da precipitação (mm) da Rebio Jaru e da FNS nos anos de 1999 a 2010. Fonte: Gomes (2011).	37
Figura 7 - Distribuição espacial de albedo da superfície para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).....	51
Figura 8 - Variabilidade espacial de NDVI para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).	55
Figura 9 - Distribuição da temperatura da superfície (°C) para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).....	58
Figura 10 - Temperatura da superfície (°C) para os pontos onde estão localizadas as torres micrometeorológicas, obtidas pelo sensor MODIS/Terra.	59
Figura 11 - Regressão linear entre os valores médios de Ts e NDVI para os para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).	61
Figura 12 - Relação entre temperatura do ar (Tar) medido nas torres micrometeorológicas e temperatura da superfície (Ts) obtida pelo sensor MODIS, na Rebio Jaru (a) e em FNS (b).....	62

Figura 13 - Distribuição espacial do saldo de radiação à superfície (Rn) para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).	64
Figura 14 - Relação entre saldo de radiação (Rn) médio horário em ($W m^{-2}$) e o albedo horário médio, para os dois sítios estudados (FNS e Rebio Jarú) para o DOA 193.....	67
Figura 15 - Fluxo de calor no solo (G) instantâneo para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).....	69
Figura 16 - Distribuição temporal e comparação dos valores do fluxo de calor no solo (G) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jarú).....	70
Figura 17 - Fluxo de calor sensível (H) instantâneo na área de estudo para cinco dias representativos: DOA 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).....	71
Figura 18 - Distribuição temporal do fluxo de calor sensível (H) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jarú) para os dias de ordem do ano (DOA) 181, 188, 193, 204 e 225. ...	72
Figura 19 - Distribuição do fluxo de calor latente (LE) instantâneo para os dias de ordem do ano: 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).	74
Figura 20 - Gráfico da relação entre NDVI e LE para o DOA 188.....	75
Figura 21 - Distribuição temporal do fluxo de calor latente (LE) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jarú) para os dias de ordem do ano (DOA) 181, 188, 193, 204 e 225. ...	76
Figura 22 - Evapotranspiração instantânea para os dias de ordem do ano (DOA) 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).....	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Áreas desmatadas (km^2) por Estado da Amazônia Legal.....	23
Tabela 2 - Especificações do sensor MODIS.	34
Tabela 3 - Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS.....	35
Tabela 4 - Variáveis meteorológicas e altura acima do solo dos instrumentos nas superfícies de pastagem e floresta em Rondônia. (Von Randow et al., 2004).	38
Tabela 5 - Classificação das correlações de acordo com o coeficiente de correlação Hopkins (2009).	48
Tabela 6 - Valores comparativos do albedo instantâneo observados por medição da torre micrometeorológica e estimados através do modelo METRIC, bem como o erro médio percentual (EMP) (%) e erro médio absoluto (EMA).	52
Tabela 7 - Valores de NDVI para os locais onde estão implantadas as torres micrometeorológicas.	56
Tabela 8 - Valores da temperatura da superfície (T_s) e da temperatura do ar (T_a) para os pontos das torres.	61
Tabela 9 - Valores do saldo de radiação R_n (W m^{-2}) estimados através do METRIC e o medido através das torres micrometeorológicas.....	66
Tabela 10 - Erro percentual e absoluto médio (W m^{-2}) para o saldo de radiação.....	66
Tabela 11 - Valores médios das componentes de radiação, em W m^{-2} , e a ET_{ins} (mm h^{-1}) durante o período seco nas áreas de floresta e pastagem, onde P-F representa a diferença absoluta entre os dois sítios e $(P-F)/F$ (%) os efeitos das mudanças no uso do solo. O termo L_n é o saldo de radiação de ondas longas.	79

LISTAS DE ABREVIACOES, SIGLAS E SÍMBOLOS

ARPA	Programa reas Protegidas da Amazônia
CO₂	Dióxido de Carbono
C_p	Calor específico  pressão constante (1004 J kg ⁻¹ K ⁻¹)
d²	Quadrado da distância relativa Terra-Sol
DOA	Dia de ordem do ano
e_a	Pressão do vapor d'água (kPa)
EMA	Erro médio absoluto
EMP	Erro médio percentual
EOS	Earth Observing System
ET	Evapotranspirao
ET_{ins}	Evapotranspirao instantânea horária (mm h ⁻¹)
ET_r	Evapotranspirao de referência
FNS	Fazenda Nossa Senhora
G	Fluxo de calor no solo (W m ⁻²)
G_{quente}	Fluxo de calor no solo no pixel quente (W m ⁻²)
G_{sc}	Constante solar (W m ⁻²)
H	Fluxo de calor sensível (W m ⁻²)
h	Altura média da vegetao (m)
H_{quente}	Fluxo de calor sensível no pixel quente (W m ⁻²)
INPE	INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
IPAM	INSTITUTO DE PESQUISA AMBIENTAL DA AMAZÔNIA
k	Constante de von Karman
K_t	Coefficiente de turbidez
L	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
LAI	ndice de área foliar (sigla em inglês, <i>Leaf Area Index</i>)
LE	Fluxo de calor latente (W m ⁻²)
LE_{frio}	Fluxo de calor latente no pixel frio (W m ⁻²)
METRIC	Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODLAND	MODIS Terra

NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NMM	Nível Médio do Mar
P	Pressão atmosférica (kPa)
PAC	Programa de Aceleração do Crescimento
PRODES	Projeto de Estimativa do Desflorestamento Bruto da Amazônia
r	Coefficiente de correlação
R²	Coefficiente de determinação
r_{ah}	Resistência aerodinâmica (s m ⁻¹)
r_{ahfrio}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor no pixel frio (s m ⁻¹)
R_{L↑}	Radiação de onda longa emitida (W m ⁻²)
R_{L↓}	Radiação de onda longa incidente (W m ⁻²)
Rn	Saldo de radiação (W m ⁻²)
Rn_{frio}	Saldo de radiação no pixel quente (W m ⁻²)
Rn_{quente}	Saldo de radiação no pixel quente (W m ⁻²)
RO	Rondônia
Rs↓	Radiação de onda curta incidente (W m ⁻²)
SAVI	Surface Adjustment Vegetation Index
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
Ta	Temperatura do ar (° C)
Ts	Temperatura da superfície (K)
Ts_{quente}	Temperatura da superfície no pixel quente (K)
W	Água precipitável (mm)
W m⁻²	Watts por metro quadrado (unidade de potência de acordo com o S.I.)
x₂₀₀, x₂, x_{0,1}	Alturas acima do solo a 200 m, 2 m e 0,1 m
X_i	Valor medido
X_i'	Valor estimado
z	Altitude (m)
z_{0m}	Comprimento da rugosidade (m)
z₁, z₂	Alturas acima da superfície (m)
α	Albedo da superfície
ΔT	Diferença da temperatura entre duas alturas z ₁ e z ₂ (K)
ΔT_{frio}	Diferença da temperatura à superfície no pixel frio (K)

ΔT_{quente}	Diferença da temperatura à superfície no pixel quente (K)
ϵ_0	Emissividade da superfície
ϵ_a	Emissividade da atmosfera
θ_z	Ângulo zenital solar (graus)
ρ_1	Reflectância da banda 1 do sensor MODIS
ρ_2	Reflectância da banda 2 do sensor MODIS
ρ_3	Reflectância da banda 3 do sensor MODIS
ρ_4	Reflectância da banda 4 do sensor MODIS
ρ_{air}	Densidade do ar (kg m^{-3})
σ	Constante de Stefan-Boltzman ($\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$)
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica
u_*	Velocidade de fricção (m s^{-1})
u_x	Velocidade do vento na altura z_x (m s^{-1})
u_{200}	Velocidade do vento é estimada para o nível de 200 m (m s^{-1})
z_x	Altura acima do solo a um dado nível (m)
$\Psi_{m(200m)}$,	Correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m, 2 m e 0,1m
$\Psi_{m(2m)}$,	
$\Psi_{m(0,1m)}$	
Ψ_h	Correção de estabilidade para o transporte de calor
Ψ_m	Correção de estabilidade para o transporte de momentum

RESUMO

O presente trabalho teve por objetivos estimar os componentes do balanço de energia à superfície e quantificar o impacto da substituição da floresta por áreas de pastagem nos fluxos de energia no estado de Rondônia, Brasil. Utilizou-se o algoritmo METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration*) e dez imagens do sensor MODIS que está a bordo do satélite Terra, usou-se elementos meteorológicos disponíveis em torres micrometeorológicas implantadas nos locais de floresta e pastagem, tais como velocidade do vento e temperatura do ar. Os resultados obtidos mostraram uma boa concordância entre os valores estimados pelas imagens do satélite com os dados medidos nas torres micrometeorológicas para o saldo de radiação R_n , com erro médio percentual de 13% para a região de pastagem e 9% para a área de floresta. Verificou-se, ainda, que durante o período estudado houve um aumento no fluxo de calor sensível e do calor no solo, e uma diminuição no saldo de radiação, no fluxo de calor latente e conseqüentemente na evapotranspiração instantânea horária, o que afeta consideravelmente a atmosfera local, tornando-a mais quente e seca. A substituição de florestas por pastagens provocou mudanças significativas no balanço de radiação. O aumento dos valores de albedo, da radiação de ondas longas emitida para a atmosfera e do saldo de radiação de ondas longas, resultou na redução do saldo de radiação e evapotranspiração.

Palavras chave: balanço de energia, METRIC, MODIS, desmatamento

ABSTRACT

This study aimed to estimate the components of the energy balance at the surface and quantify the impact of the replacement of forest by pasture areas in the flow of energy in the state of Rondônia, Brazil. We used the algorithm METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration) and ten MODIS images that are aboard the Terra satellite was used meteorological elements available in Deployed micrometeorológicas towers in forest and grassland sites , such as wind speed and air temperature. The results showed a good agreement between the values estimated by the satellite images with the measured data in micrometeorological towers to the net radiation R_n , with an average percentage error of 13 % for the region of grasslands and 9% for the forest area. It was found also that during the study period there was an increase in sensible heat flux and soil heat , and a decrease in net radiation , the latent heat flux and hence the instantaneous hourly evapotranspiration, which affects considerably the local atmosphere , making it warmer and drier . The conversion of forests to pasture caused significant changes in the radiation balance. The increase in albedo values, the long-wave radiation emitted to the atmosphere and net longwave radiation, resulted in a reduction of net radiation and evapotranspiration.

Keywords: energy balance, METRIC, MODIS, deforestation

1. INTRODUÇÃO

A interferência do homem na Região Amazônica tem desencadeado uma série de problemas ambientais ao longo das últimas décadas. Dentre estes, os mais preocupantes são o desmatamento ilegal e as queimadas, que põem em risco a grande biodiversidade animal e vegetal e contribuem para a liberação de gases de efeito estufa na atmosfera.

Com o início da ocupação da Amazônia por volta da década de 1970, a abertura de estradas para promover a integração da região Norte com o restante do país possibilitou a inserção de várias atividades econômicas que devastaram grandes extensões de floresta, tais como a exploração madeireira e a agropecuária. Dos 4.245.023 km² de floresta tropical que formam a Amazônia, aproximadamente 627 mil km² já foram desmatados (SOUZA, 2010) e este índice continua a mudar ano a ano. Segundo informações do Projeto PRODES (Projeto de estimativa de Desflorestamento Bruto da Amazônia) de monitoramento anual de desmatamento por corte raso desenvolvido e operado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, no período de agosto de 2007 a julho de 2008 a taxa média anual de desmatamento foi de 11.968 km², comparado com o período anterior analisado houve uma estabilização nas taxas anuais (11.532 km² no período de 2006-2007), mas ocorreu uma interrupção na trajetória de queda que estava ocorrendo desde 2004 (PRODES-INPE, 2012).

A distribuição de áreas desmatadas não ocorre de forma regular por toda Amazônia, existem áreas nas quais o nível de degradação é alarmante, como é o caso do Estado de Rondônia que devido à implantação da monocultura de grãos e da prática de pecuária, boa parte da vegetação natural já foi desmatada com exceção apenas de áreas indígenas e unidades de conservação que são protegidas pela União conforme afirma Fearnside et al. (2009).

Estas modificações impostas ao ambiente amazônico além de interferir nas relações socioambientais afetam também as trocas energéticas entre a superfície e a atmosfera por meio das componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE). Quanto mais houver perda de vegetação, maior será o albedo da superfície e conseqüentemente, reduz-se o saldo de radiação (R_n) e o LE. Com tudo isso, há um desequilíbrio no clima regional e local, pois a Floresta Amazônica tem um importante papel na manutenção do clima através da regulação dos ciclos regionais e globais de carbono, água e no balanço superficial de energia (BOTTA e FOLEY, 2002; MALHI et al., 2008; OLIVEIRA, 2008).

A estimativa dos fluxos de energia aplica-se a vários estudos ambientais, como na hidrologia e agronomia, e sua importância não consiste somente em caracterizar o microclima local, como também em entender a forma com que ocorrem as interações entre a superfície e atmosfera. Além disso, quanto mais informações adquiridas melhor será a previsão de possíveis mudanças climáticas em escalas local e regional.

Para quantificar os componentes do balanço de energia existem vários métodos que o fazem com bastante precisão, como por exemplo, através de medições em estações meteorológicas que permitem fazer medidas locais. Porém, uma das dificuldades encontradas ao utilizar os dados climatológicos destas estações consiste na limitação física ao aplicá-los a grandes regiões, segundo Melesse e Nangia (2005) as estimativas regionais são grosseiras que apenas direcionam as medidas de gradientes atmosféricos.

Assim, o sensoriamento remoto tem se mostrado uma eficaz ferramenta na quantificação destes fluxos. Através de modelos de balanço de energia é possível simular como estes ocorrem em diferentes escalas espaciais e temporais, com baixo custo operacional e em curto tempo. Suas principais vantagens são: a possibilidade de

coleta de informações detalhadas para uma extensa área em tempo relativamente curto; e a estimativa de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos de previsão do tempo e clima.

Dentre vários modelos computacionais utilizados no sensoriamento remoto destaca-se o METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution and with Internalized Calibration*) desenvolvido por Allen et al. (2005) e Tasumi et al. (2005) e tem sido amplamente empregado no cômputo do balanço de energia e na estimativa de evapotranspiração. Como este algoritmo é uma variação do SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) alguns procedimentos são semelhantes, mas diferem na escolha do pixel úmido e no cálculo da diferença de temperatura nesse pixel. Além disso, outra diferença consiste em utilizar elementos meteorológicos tais como umidade relativa do ar e velocidade do vento, obtidos em torres micrometeorológicas.

Diante deste contexto, é de fundamental importância realizar estudos que contribuam para a compreensão das trocas energéticas na interface superfície-atmosfera em um cenário marcado pelo desmatamento, utilizando para isto o sensoriamento remoto com modelos de fluxos de energia devidamente calibrados para o ambiente amazônico.

2. OBJETIVOS

2.1-Objetivo geral

Esta pesquisa tem por objetivo estimar os componentes do balanço de energia em áreas de floresta e pastagem no Estado de Rondônia por meio de sensoriamento remoto, utilizando dados do sensor MODIS a bordo do satélite Terra, aplicando o algoritmo METRIC.

2.2-Objetivos específicos

- Obter o saldo de radiação à superfície;
- Calcular os fluxos de calor no solo (G), calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE);
- Análise comparativa entre os resultados obtidos através de imagens de satélite de baixa resolução com os resultados obtidos através das torres micrometeorológicas implantadas no local;
- Quantificar o impacto da substituição da vegetação nativa (floresta) por áreas de pastagem nos fluxos de energia à superfície.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 - A problemática do desmatamento na Amazônia

Atualmente o tema desmatamento está no foco de muitas discussões e polêmicas em seminários, *workshops*, na mídia e outros, revelando o conflito de interesses que há entre empresários, a sociedade civil e as instituições federais que são responsáveis pela proteção e uso sustentável do meio ambiente.

Até meados de 1970, a região amazônica apresentava um desenvolvimento econômico e social pouco expressivo, foi quando o governo federal começou a promover incentivos fiscais e o aumento na infraestrutura que atraíram latifundiários e colonos de várias partes do país em busca de uma nova oportunidade econômica. Segundo Fearnside (1982), foi neste período que houve um impulso na construção e melhoria de estradas que viabilizariam o acesso a esta região, à medida que estas estavam sendo implantadas começaram a surgir estradas vicinais e mais migrantes se deslocavam para a região o que provocou um desmatamento desenfreado. Com início do processo migratório para esta região, o cenário natural ganhou uma nova configuração devido ao desenvolvimento de diversas atividades econômicas, entre elas estão: a pecuária, a agricultura e o extrativismo vegetal.

Além disso, os grandes empresários do ramo agropecuário através de benefícios fiscais recebidos do governo começaram a adentrar na floresta, então grande parte da cobertura florestal foi convertido em pastagens para a criação do gado, o que elevou o índice de desmatamento. Pedlowsky e Dale (1992) atribuíram ao crescente aumento desta atividade ao fato da valorização da terra com a implantação da pastagem, como também pela segurança que o gado representa em termos de investimento familiar e a estabilidade do preço da carne no mercado (VEIGA et al., 1996). A expansão de pastagens é resultado da necessidade de se aumentar a produtividade da pecuária

brasileira em função da crescente demanda de consumo de produtos de origem animal (ZIMMER e EUCLIDES FILHO, 1997). Outra atividade que potencializa o desmatamento na Amazônia é a agricultura. Atualmente o avanço das plantações de soja apresenta-se como a maior ameaça, pois a soja vem se expandindo rapidamente na região de cerrado, na porção centro-oeste do país, pressionando a expansão da fronteira agrícola para as regiões de florestas (MARGULIS, 2003; FEARNSIDE, 2005).

A área cumulativa desmatada na Amazônia Legal brasileira até 2003 já havia chegado a cerca de 650 mil km², correspondendo a 16,3% de florestas desmatadas. Os estados que mais desmataram nesse período foram: Pará, Rondônia, Mato Grosso e Maranhão, que, juntos, corresponderam por mais de 90% do desmatamento observado nesse período segundo Ferreira et al. (2005). Dados mais recentes mostram que as taxas de desmatamento estão em uma trajetória de queda desde 2005 (conforme pode ser observado na Figura 1), o que não significa que a tendência é o fim do desmatamento, considerando que estas taxas não são constantes a cada ano (Tabela 1).



Figura 1 - Taxas anuais do desmatamento de 1988 a 2012. Fonte: INPE, 2012.

Tabela 1 - Áreas desmatadas (km²) por Estado da Amazônia Legal.

Estado	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	Total do período	Redução 2012/2011
Acre	728	592	398	184	254	167	259	280	308	3170	10%
Amazonas	1232	775	788	610	604	405	595	502	646	6157	29%
Amapá	46	33	30	39	100	70	53	66	31	468	-53%
Maranhão	755	922	674	631	1271	828	712	396	267	6456	-33%
Mato Grosso	11814	7145	4333	2678	3258	1049	871	1120	777	33045	-31%
Pará	8870	5899	5659	5526	5607	4281	3770	3008	1699	44319	-44%
Rondônia	3858	3244	2049	1611	1136	482	435	865	761	14441	-12%
Roraima	311	133	231	309	574	121	256	141	114	2190	-19%
Tocantins	158	271	124	63	107	61	49	40	53	926	33%
Amazônia Legal	27772	19014	14286	11651	12911	7464	7000	6418	4656	111172	-27%

Fonte: INPE, 2012.

De acordo com o Programa Áreas Protegidas da Amazônia-ARPA (2012) do Ministério do Meio Ambiente, grande parte do desmatamento se concentra em uma região extensa situada ao longo da divisa entre o Norte e Centro-Oeste do Brasil, entre o Cerrado e a Floresta Amazônica. É o chamado “Arco do desmatamento”, que corta o Brasil de Leste a Oeste. Essa linha marca a expansão da fronteira agropecuária, numa trajetória que inicia com a degradação florestal provocada pela exploração seletiva de madeira e grande incidência de queimadas, seguida pela conversão de milhares de quilômetros quadrados dos ecossistemas de cerrado e floresta em pastagens, para alimentar o gado e plantações de soja, arroz e milho. Na Figura 2, temos o padrão de desmatamento em forma de arco, na qual pode-se observar o desmatamento próximo às estradas.

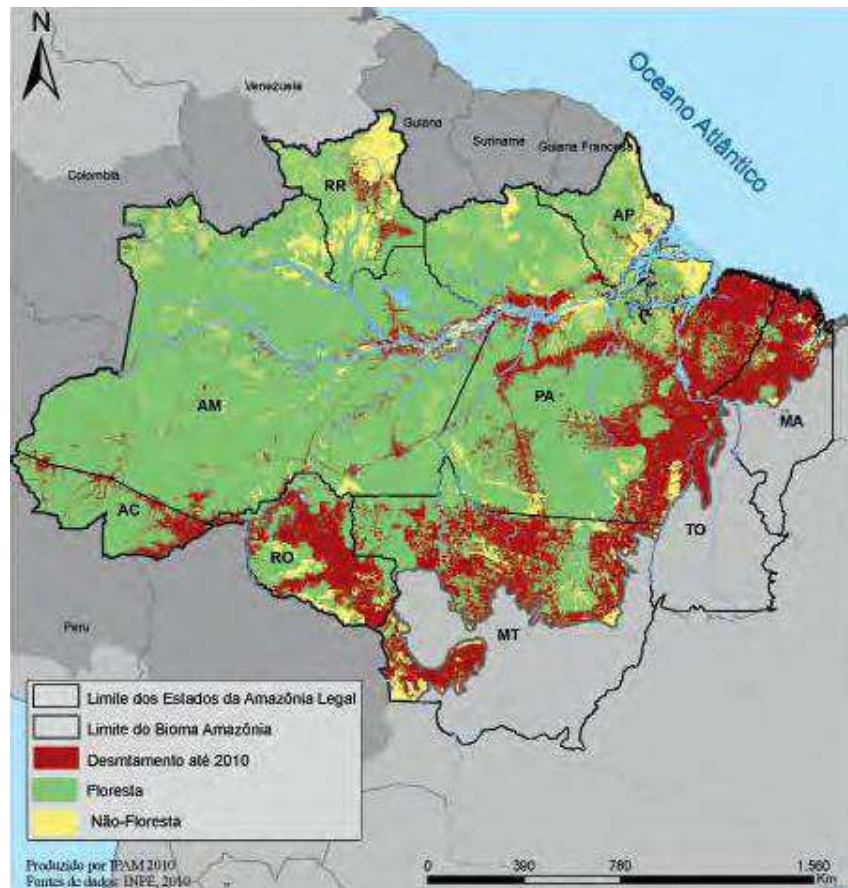


Figura 2 - Desmatamento na Floresta Amazônica, baseado nos dados do INPE em 2010. Fonte: IPAM, 2011.

O Estado de Rondônia que está entre os que desmatam atualmente e merece destaque devido às novas políticas de desenvolvimento que estão sendo implantadas através do Programa de Aceleração de Crescimento-PAC do governo federal, que podem mudar as atuais estatísticas de desmatamento. Conforme Fearnside et al. (2009) a reconstrução e asfaltamento da Rodovia BR-319 (Manaus/Porto Velho) prevista pelo PAC causa dois impactos importantes, um deles seria a expansão do desmatamento a partir das margens da rodovia e das estradas laterais associadas. O outro seria a facilitação a migração de uma ponta da rodovia até a outra, criando um fluxo de população de Rondônia para Manaus. Acredita-se assim, que a região poderá atrair grande parte do fluxo migratório esperado, caso se confirme a pavimentação da BR-319. Isto porque essa região possui terras mais férteis e produtivas do que as encontradas na

Amazônia Central e porque encontrarão acesso facilitado a partir do “arco do desmatamento” proporcionado pela reconstrução da rodovia (BARNI, 2009).

3.2 - Balanço de energia

A energia proveniente do Sol é fundamental para os processos físicos, biofísicos e biológicos que ocorrem na superfície da Terra. Na sua trajetória até a superfície a radiação solar sofre várias interferências, como pela atmosfera que, ao interagir com as moléculas dos constituintes gasosos e com material particulado na atmosfera a radiação sofre dois efeitos: absorção e espalhamento. Quando a radiação atinge a superfície ela pode ser refletida, absorvida ou transmitida, gerando um fluxo de calor (IDEIÃO, 2009).

A diferença resultante entre os fluxos de radiação incidentes (ondas curta e longa) e emitidos (ou refletidos) por uma superfície contabiliza o saldo de radiação (R_n) e representa a quantidade de energia disponível para diversos processos tais como, a evapotranspiração, o aquecimento do solo e do ar próximo à superfície. A quantificação do saldo de radiação é imprescindível para a estimativa do balanço de energia e é usado em várias aplicações incluindo monitoramento e previsões climáticas e do tempo e em meteorologia agrícola (BISHT et al., 2005).

Assim, o balanço de energia está relacionado com os fluxos de energia disponível na superfície (R_n) com a energia utilizada, no fluxo de calor latente para evaporação da água e o fluxo de calor sensível nas variações de temperatura do ar e do solo e na energia armazenada na biomassa e no ar (TIMMERMANS e MEIJERINK, 1999; GALVÃO e FISCH, 2000; MACHADO, 2012), e pode ser quantificado por: $R_n = LE + H + G$, em que H representa o fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), LE é o fluxo de calor latente de evaporação ($W m^{-2}$) e G é o fluxo de calor no solo ($W m^{-2}$).

O conhecimento do balanço de energia de uma região é importante não somente para caracterizar o microclima local, mas também para identificar as interações entre as variáveis ambientais e a superfície (BIUDES et al., 2009). Além de ser relevante para a formulação de políticas ambientais e climáticas (ANDRADE, 2009).

Para Aguiar (2005), a partição de energia na superfície depende de complexas interações a longo e a curto prazo entre o ciclo biogeoquímico e o clima e a fisiologia das plantas e o desenvolvimento da camada limite atmosférica. A quantidade de energia que é destinada aos fluxos de calor latente ou calor sensível depende de fatores tais como o tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação), localização geográfica, estação do ano, hora do dia e clima (SANTOS, 2009). Por exemplo, em uma superfície vegetada, a maior parcela da radiação líquida (R_n) é convertida em calor latente devido ao processo de evapotranspiração, e uma pequena porção em calor sensível. Fontana et al. (1991) ao estudar uma superfície coberta com soja, verificaram as diferenças na partição de R_n segundo as condições de umidade e cobertura do solo. Em condições irrigadas, R_n foi particionado em cerca de 95% para LE, restando 3% para H e 2% para G. Nas parcelas não irrigadas os autores observaram que em média 78, 15 e 7% de R_n foram utilizados em LE, H e G, respectivamente. Segundo Silva (2003) em certos momentos, o fluxo de calor sensível pode passar de consumidor para fornecedor de energia para o processo evapotranspirativo.

Nos últimos anos é crescente o número de trabalhos realizados na região amazônica com o objetivo de caracterizar a partição da energia através dos fluxos de calor, e avaliar os possíveis impactos que a substituição da floresta por pastagens causa no balanço superficial de energia. Como por exemplo, têm-se os estudos desenvolvidos por:

Nobre et al. (1989) que ao simular a substituição de floresta por pastagem evidenciaram que para o balanço de energia, a radiação solar absorvido pela superfície é menor no solo desmatado (186 W m^{-2}) que na área de floresta (204 W m^{-2}), devido às variações do albedo que aumentaram 12,5% no caso de floresta para 21,6% no cenário de pastagem.

Galvão e Fisch (2000) observaram através de medidas micrometeorológicas o balanço de energia no final da estação chuvosa e início do período seco, em áreas de floresta e pastagem concluíram que, no período chuvoso a devolução de energia é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente e uma pequena parte pelo calor sensível tanto na floresta como na pastagem, já no período seco o fluxo de calor latente é maior na área de floresta e na pastagem a devolução de energia ocorre de modo equitativo pelos fluxos de calor latente e sensível.

Von Randow et al. (2004) encontraram para o cenário de substituição da floresta por pastagens impactos sazonais da ordem de 44% e 28% no fluxo de calor sensível e de -21% e -42% no fluxo de calor latente durante a estação chuvosa e seca, respectivamente.

3.3 - Uso da terra e impactos no clima na Amazônia

A Floresta Amazônica desempenha importante papel no clima regional e global, atuando como uma das fontes global de vapor d'água e, portanto, de calor latente; a água evaporada à superfície é transportada para a alta troposfera por convecção tropical intensa, e de lá contribui com energia para mover a circulação atmosférica global (NOBRE et al., 2009). Mudanças nos ecossistemas amazônicos podem provocar impactos na circulação atmosférica, no transporte de umidade para e da região e, conseqüentemente, no ciclo hidrológico, não somente sobre a América do Sul, mas em outras partes do mundo (CORREIA et al., 2007). Assim, os efeitos da degradação

ambiental na Amazônia vão além das alterações nas relações socioambientais, as alterações produzidas pelo desmatamento afetam significativamente o clima.

Moutinho (1995) alerta que a contínua retirada da floresta para a implantação de pastagens juntamente com as alterações climáticas regionais resultantes desta prática provoca um “empobrecimento florestal”, que culminaria na savanização de boa parte da região amazônica. Tal empobrecimento tem sido alimentado pelos chamados “ciclos de empobrecimento” florestal, descritos a seguir:

Ciclo 1 - Fogo e Desmatamento. Este ciclo tem ponto de partida na pecuária e na agricultura de corte e queima na Amazônia, ambas dependentes de fogo como instrumento de manejo. A falta de controle e prevenção no uso do fogo geralmente promove acidentes e as chamas atingem florestas ou áreas já abertas não destinadas à queima. Neste cenário, os produtores acabam sendo desmotivados a fazer investimentos em sistemas agroflorestais, em culturas permanentes e até em cercas, em função do alto risco de perderem tudo devido a uma queimada acidental. Não havendo investimentos, a ocupação da região continua a ser dependente do uso descontrolado do fogo.

Ciclo 2 - Exploração madeireira, seca e incêndios florestais. O avanço da exploração não manejada de madeira promove danos graves ao dossel da floresta. Um número elevado de clareiras é produzido, aumentando a penetração da radiação solar através da vegetação, o que reduz a umidade natural. Mais seca, a floresta explorada torna-se alvo fácil do fogo, geralmente oriundo de áreas abertas (Ciclo 1). Uma vez queimada, a probabilidade de novos incêndios aumenta consideravelmente. Após vários incêndios recorrentes, esta floresta acaba sendo convertida a pastagem ou agricultura, ambas dependentes do fogo. A continuidade no seu uso sem controle acaba por atingir novas frações de florestas exploradas, fechando, assim, o ciclo.

Ciclo 3 - O desmatamento, fogo e a redução das chuvas. O desmatamento gerado pela combinação da pecuária extensiva, a agricultura de corte e queima (Ciclo 1), somado aos incêndios florestais (Ciclo 2), inibem a pluviosidade ao reduzirem a quantidade de vegetação lançando água para a atmosfera. Por sua vez, a fumaça de queimadas e incêndios florestais também contribui para este efeito ao saturar a atmosfera com excesso de partículas suspensas.

Estudos mostram que a contínua emissão de CO₂ para atmosfera provocada pelas queimadas na região amazônica podem provocar um acréscimo na temperatura da superfície em até 2°C, devido principalmente à diminuição da evapotranspiração (redução de 25%) e o efeito de radiação do CO₂ (COSTA e FOLEY, 1998; MALHI et al., 2002, BETTS et al., 2004). Artaxo et al. (2005) destacam ainda que devido à emissão de grandes quantidades de partículas que atuam como núcleos de condensação de nuvens, vários processos atmosféricos são afetados como: a formação de nuvens, a eficiência do processo de precipitação, aumento na concentração de ozônio a um nível que pode ser prejudicial para a vegetação e a redução no balanço de radiação.

Além dos problemas causados pela emissão de CO₂, as mudanças no uso do solo também alteram as trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, que ocorrem por meio dos componentes do balanço de radiação e nos fluxos de calor sensível e calor latente.

A Figura 3 mostra de maneira simplificada como ocorrem as trocas energéticas entre superfície e atmosfera em uma superfície vegetada (caso 1), e os efeitos que a substituição de floresta por pastagens causam nos fluxos de energia (caso 2), segundo Foley et al. (2003).

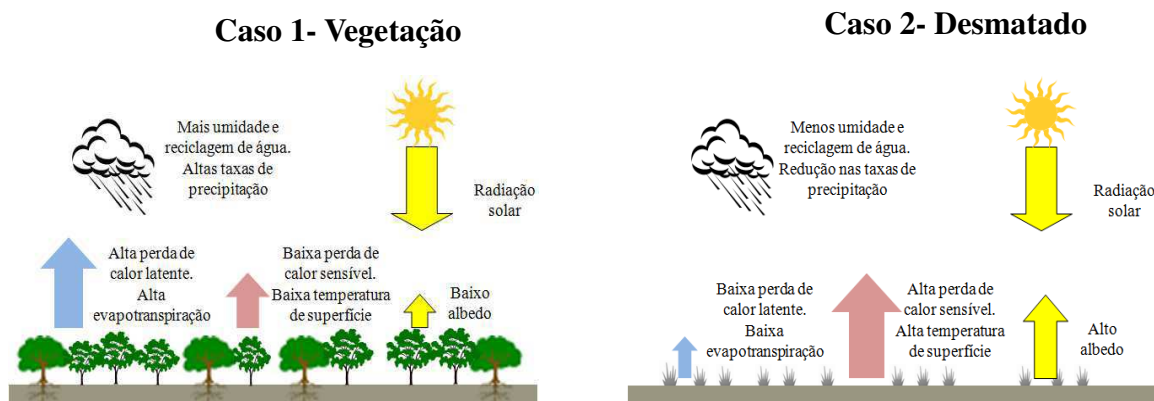


Figura 3 - Efeitos climáticos do desmatamento no balanço hídrico, nos fluxos de calor da superfície e no clima local. Fonte: Adaptado de Foley et al. (2003).

Em uma superfície coberta por vegetação (caso 1), o baixo albedo da floresta permite que haja energia suficiente para que as plantas realizem fotossíntese e a transpiração, desta maneira, elevando as taxas de evapotranspiração e a perda de calor latente, o que resulta no resfriamento da superfície. Assim, com mais umidade sendo fornecida para a atmosfera, favorece a formação de nuvens e, com umidade suficiente há o aumento da precipitação local (RIBEIRO, 1981; CORREIA et al., 2007).

Em áreas desmatadas (caso 2), o aumento do albedo reduz a quantidade de energia absorvida na superfície, fazendo com que menos radiação esteja disponível para ser particionada entre os fluxos de calor latente e sensível (PEREIRA, 2006). O calor latente é severamente reduzido e o fluxo de calor sensível apresenta um aumento sobre a região desmatada que juntamente com a diminuição da evapotranspiração, resultante da redução da rugosidade da superfície, área foliar e a profundidade da raiz da vegetação, aumentam substancialmente a temperatura da superfície. Alves et al. (1999) analisando as mudanças no microclima e no balanço hídrico em uma região de pastagem e de floresta, concluíram que a substituição da vegetação por pastagem produz um aumento na amplitude térmica da temperatura do ar em $1,6^{\circ}\text{C}$ e uma redução no valor da evapotranspiração e da precipitação.

De acordo com Correia et al. (2007), a redução da taxa anual de evapotranspiração modifica a circulação atmosférica, com efeitos locais e remoto. Um desflorestamento de pequenas proporções pode levar até a um aumento da precipitação sobre a área desmatada, isso por conta de circulações locais induzidas por diferenças de temperatura entre a floresta e a área desmatada. Porém, um desflorestamento em grande escala traz grandes modificações à circulação atmosférica da região e grandes impactos hidrológicos, com reduções e aumentos de precipitação, em grandes áreas da bacia e até em regiões vizinhas e remotas.

3.4 - Algoritmo METRIC

Ao longo dos anos a necessidade do ser humano em conhecer a superfície terrestre tem motivado o desenvolvimento de tecnologias que visam atender a este anseio, sobretudo nas áreas que realizam pesquisas em recursos naturais. As técnicas de sensoriamento remoto tem se destacado por permitir o estudo de características de um objeto sem que haja um contato físico com o mesmo, captando através de sensores o fluxo de energia proveniente de diferentes alvos na superfície (vegetação, solo, oceanos e outros).

Atualmente existem diversos algoritmos que estimam de maneira satisfatória os componentes do balanço de energia, dentre estes tem-se o METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High resolution and with Internalized Calibration*), que foi desenvolvido por Allen et al. (2005) e Tasumi et al. (2005) e destinado à estimativa do balanço de energia e evapotranspiração. Este algoritmo é uma variante do modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) e tem sido amplamente aplicado nos estudos ambientais tais como no mapeamento da evapotranspiração (ET), avaliação de áreas irrigadas e manejo de salinidade (ALLEN et al. 2007), no monitoramento de

aquíferos como instrumento de planejamento de recursos hídricos e em modelos hidrológicos (MORSE et al., 2000).

Os procedimentos utilizados no METRIC são similares aos utilizados no SEBAL, porém com algumas diferenças. Por exemplo, no METRIC faz-se necessário a utilização de dados meteorológicos como: velocidade do vento para o cálculo do fluxo de calor sensível; pressão de vapor para o cálculo da transmissividade solar incidente e o cálculo da ET de referência para calibrar o “Pixel Frio”.

Allen et al. (2005) enumera algumas razões pelas quais o METRIC é uma importante tecnologia indicada aos estudos do balanço de energia da superfície, para a estimativa da ET e na gestão de recursos hídricos:

- Baseia-se fortemente em relações teóricas e físicas, mas prevê a introdução e calibração automática de coeficientes e relações empíricas para tornar o processo operacional preciso;
- Cálculo da ET real ao invés de potencial ET e não requerem conhecimento do tipo de cultura (sem classificação da safra);
- O uso de ET_r e da utilização de ET_{rF} na extrapolação para 24 h; a ET fornece equivalência geral e congruência com ET estimada usando abordagem tradicional $K_c ET_r$, em que ET_r é evapotranspiração de referência da alfafa calculada pela equação padronizada de Penman-Monteith;
- A calibração interna do cômputo do calor sensível elimina a necessidade de correção atmosférica de T_s ou albedo, usando modelos de transferência radiativas (TASUMI et al., 2005). A calibração interna também reduz impacto com relação à estimativa de correção de estabilidade aerodinâmica ou rugosidade da superfície.

Vários estudos têm aplicado o SEBAL/METRIC em diferentes áreas do globo, como: Bastiaanssen (2000) na Turquia; Kramber (2002), em Idaho, nos Estados Unidos;

Timmermans e Meijerink (1999), em Botsuana; Hafeez et al. (2002), nas Filipinas; Allen; Tasumi; Trezza, (2007a) e Allen et al. (2007b), nos Estados Unidos; no Brasil destacam-se os trabalhos realizados por Bezerra (2004) e Bezerra (2006) no Nordeste do Brasil; Mendonça (2007) na região Norte Fluminense; Folhes (2007) no perímetro de irrigação Jaguaribe-Apodi, situado no interior do estado do Ceará, região semiárida. Giongo e Vettorazzi (2011) na bacia do Rio Corumbataí, SP; e Warren (2012) em uma área situada a leste do Distrito Federal.

3.5 - Sensor MODIS

O sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) é o principal instrumento a bordo dos satélites da NASA EOS Terra (horário de cruzamento equatorial pela manhã) e Aqua (horário de cruzamento equatorial à tarde). Embora não seja um sensor hiperespectral representa um importante avanço em termos de resolução espectral.

O MODIS está em uma órbita heliossíncrona de 705 km, realiza observações de toda a superfície terrestre a cada um ou dois dias, e adquire dados em 36 bandas espectrais que se situam entre 0,4 e 14,4 μm e se distribuem em diferentes grupos de resolução espacial, as bandas do vermelho e do infravermelho próximo possuem uma resolução espacial de 250 m, enquanto que as bandas do visível e do infravermelho próximo (cinco bandas) possuem resolução espacial de 500 m. Segundo Jensen (2009), estes dados contribuem para melhorar nossa compreensão da dinâmica global e os processos que ocorrem na terra, nos oceanos e na atmosfera mais baixa. Na Tabela 2 pode-se ver as características gerais do sensor MODIS.

Tabela 2 - Especificações do sensor MODIS.

Órbita	705 km, heliossíncrona, polar; 10:30h descendente; 13:30h ascendente.
Cobertura espacial	$\pm 55^\circ$, 2330 km em fileira (“varredura” contínua no nadir no equador)
Resolução espectral	0,4 – 0,14 μm
Resolução espacial	250 m (2 bandas), 500 m (5 bandas), 1000 m (29 bandas) no nadir.
Resolução temporal	Diária, a norte da latitude 30° e a cada dois dias, para latitudes inferiores a 30° .
Resolução radiométrica	12 bits

Fonte: adaptado de Andrade (2008).

O sistema de projeção padrão utilizado nos produtos MODIS é o *Sinusoidal Tiling System*, um sistema que distribui as imagens em grades de 10 graus em 10 graus. O sistema de coordenadas de grade inicia em (0,0) (número da grade na horizontal, número da grade na vertical), a partir do canto superior esquerdo e seguindo para direita (horizontal) e para baixo (vertical) termina na grade (35,17) no canto inferior direito, como pode ser visto na Figura 4.

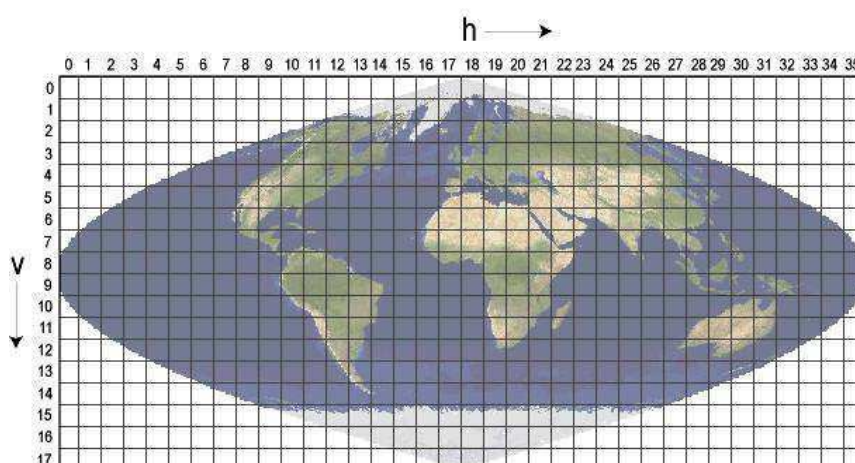


Figura 4 - Sistema de tile Sinusoidal utilizado pelo sensor MODIS (Terra e Aqua).
Fonte: Adaptado do website NASA MODIS web:<https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_overview> (2011).

O MODIS tem um dos mais compreensivos subsistemas de calibração já existentes em um instrumento de sensoriamento remoto. O hardware de calibração inclui um difusor solar, um monitor de estabilidade do difusor solar, um instrumento de calibração espectrorradiométrica, um corpo negro para calibração termal e uma abertura para visada do espaço. A calibração possibilita que os dados ópticos sejam convertidos para reflectância. Os dados MODIS são processados para criar diversos bancos de dados globais, incluído (NASA, MODIS):

- Variáveis dos ecossistemas terrestres (índices de vegetação, índice de área foliar, fração de radiação fotossinteticamente ativa, produção primária total da vegetação);
- Variáveis atmosféricas (fração de nuvens, espessura óptica das nuvens, profundidade óptica de aerossóis);
- Variáveis dos oceanos (temperatura da superfície do mar e clorofila).

Desta forma, os usuários tem acesso a vários tipos de produtos provenientes do sensor MODIS que possibilitam pesquisas sobre o balanço energético, cobertura terrestre, e produtos destinados à vegetação (ROSENDO, 2005). Os produtos destinados aos estudos dos ecossistemas terrestres (MODLAND) estão apresentados na Tabela 3.

Tabela 3- Produtos da superfície terrestre gerados pelo sensor MODIS.

Módulos	Produtos
	Produtos relacionados ao Balanço de energia
MOD 09	Reflectância de superfície
MOD 11	Temperatura da superfície da Terra e Emissividade
MOD 43	BRDF/Albedo
MOD 10 e 29	Cobertura de neve e extensão de gelo na superfície do mar
	Produtos relacionados à vegetação
MOD 13	Grades de índices de vegetação (Máximo NDVI e MVI integrado)
MOD 15	<i>Leaf Area Index</i> (LAI) e FPAR
MOD17	Fotossíntese líquida e produtividade primária
	Produtos relacionados à cobertura terrestre
MOD 12	Cobertura da terra e mudança na cobertura da terra
MOD 14	Anomalias termais, fogo e queima de biomassa.
MOD 44	Conversão da cobertura vegetal

Fonte: Latorre et al. (2003).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

A área a ser estudada abrange o Estado de Rondônia, com destaque para diferentes coberturas de terra (pastagem e floresta) (Figura 5). A área de floresta, é chamada de Reserva Biológica do Jaru (Rebio Jaru), centrada nas coordenadas 10° 04' 48.00" S e 61° 55' 48.00" W e 120 m acima do nível do mar. A área de pastagem está localizada na fazenda de criação de gado denominada Fazenda Nossa Senhora (FNS), cuja sede apresenta as coordenadas geográficas de 10° 45' 0.00" S e 62° 22' 12.00" W e elevação de 293m NMM.

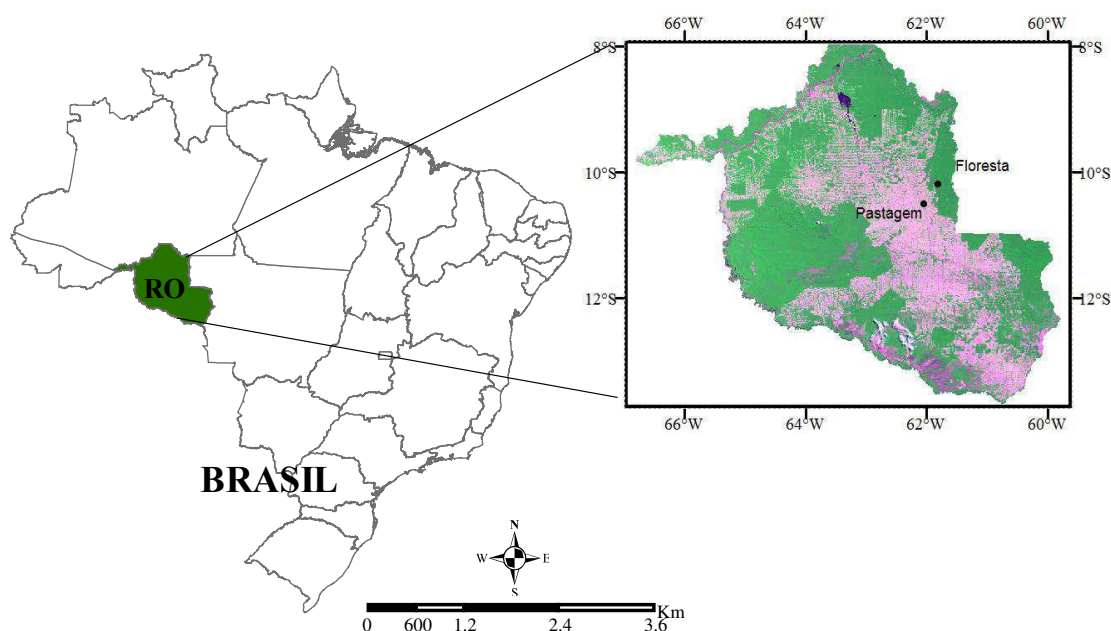


Figura 5 - Localização geográfica da área de estudo, Rondônia (RO), com destaque para as áreas de floresta e pastagem.

O clima predominante dessa região é o Tropical Chuvoso (Aw, de acordo com a classificação de Köppen), com estação seca em junho, julho e agosto, predominando uma estação chuvosa no resto do ano, sendo o primeiro trimestre o de maior pluviosidade. Maio e setembro são meses de transição. Os totais pluviométricos anuais variam de 1250 a 2500 mm e a umidade relativa do ar média é de 85%. A Figura 6

mostra a distribuição mensal de precipitação no período de 1999 a 2010 na Rebio Jaru e em FNS. As temperaturas médias anuais variam entre 24 ° e 26 °C, podendo atingir temperaturas máximas de 33 °C e mínimas de 10 °C.

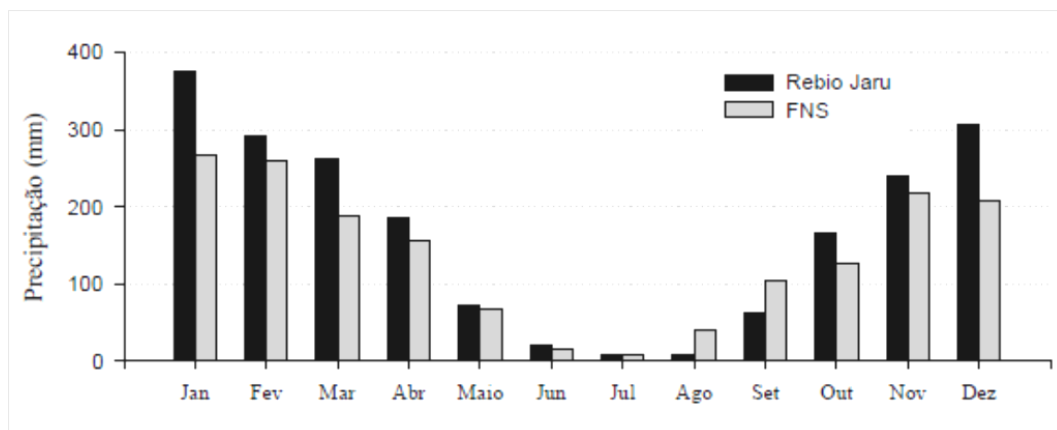


Figura 6 - Média mensal da precipitação (mm) da Rebio Jaru e da FNS nos anos de 1999 a 2010. Fonte: Gomes (2011).

4.2 Dados

Para esta análise foram utilizadas imagens referentes aos dias Juliano: 158 (06/06), 181(29/06), 188 (06/07), 193 (11/07), 195 (13/07), 197 (15/07), 199(17/07), 204(22/07), 225(12/08) e 229(16/08), correspondentes ao ano de 2008, devidamente escolhidas por conter baixa cobertura de nuvens na região. Foram utilizados os produtos MOD09GA e MOD11A1 do sensor MODIS a bordo do satélite Terra, das grades h11v9, h11v10, h12v9 e h12v10 que foram utilizados para realizar o mosaico da região, o horário de passagem do satélite foi às 10h30min (horário local) no Equador. A determinação das componentes do saldo de radiação para a análise comparativa foi realizada a partir dos dados adquiridos das torres localizadas nas duas áreas de estudo e são referentes a todo ano de 2008 em intervalos de 10 minutos. A relação das variáveis meteorológicas e da altura dos instrumentos é mostrada na Tabela 4.

Tabela 4 - Variáveis meteorológicas e altura acima do solo dos instrumentos nas superfícies de pastagem e floresta em Rondônia. (Von Randow et al., 2004).

Variáveis meteorológicas	Instrumentos	Altura (m) Pastagem (FNS)	Altura (m) Rebio Jaru (Floresta)
Radiação de onda curta incidente e refletida	Piranômetro Kipp & Zonen (CM21)	6,5	19,03
Radiação de onda longa emitida e incidente	Piranômetro Kipp & Zonen (CG1)	6,5	60,0
Temperatura e umidade do ar	Termohigrômetro Vaisala HMP35A	8,3	59,1
Velocidade do vento	Anemômetro Vector A100R	9,3	61,1
Temperatura da superfície radiativa	Sensor infravermelho Heimann (KT15)	8,0	59,1

4.3 Processamento das imagens

O processamento das imagens será executado com a ferramenta *Model Maker* do software *ERDAS Imagine* versão 8.5.

4.4 Estimativa das componentes do balanço de energia

4.4.1 Saldo de Radiação (Rn)

Para a estimativa das componentes do balanço de energia através de sensoriamento remoto foi utilizado o algoritmo METRIC. A equação que representa o balanço de energia, segundo o princípio da conservação de energia pode ser expressa através da Equação (01), evidenciada abaixo:

$$R_n - H - G - LE = 0 \quad (01)$$

A partir da reflectância e da temperatura da superfície, produtos MOD09GA e MOD11A1 do MODIS, pode-se estimar o saldo de radiação (Rn) no METRIC. O saldo

de radiação na superfície é obtido com a soma dos fluxos das radiações de onda curta e onda longa:

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (02)$$

em que $R_{S\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$); α é o albedo da superfície (adimensional); $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente ($W m^{-2}$); $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida ($W m^{-2}$), o termo $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$ representa a fração de radiação de onda longa refletida pela superfície; ε_0 é a emissividade da superfície.

Radiação de onda curta

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

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{sc} \cos \theta_z \tau_{sw}}{d^2} \quad (03)$$

em que G_{sc} é a constante solar ($1367 W m^{-2}$); θ_z é ângulo zenital solar (graus); τ_{sw} é a transmissividade atmosférica; d^2 é o quadrado da distância relativa Terra-Sol; que é obtido através da equação:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos (DOA 2\pi/365)} \quad (04)$$

DOA, corresponde ao dia de ordem do ano e o termo $(DOA 2\pi/365)$ é em radianos.

No METRIC a transmissividade atmosférica é calculada em função da pressão atmosférica e da água precipitável, estas devem ser obtidas para o momento da passagem do satélite sobre a área de estudo, sendo calculada por:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos \theta_z} \right)^{0,4} \right] \quad (05)$$

em que: P é a pressão atmosférica (kPa); W é a água precipitável na atmosfera (mm); e θ_z é o ângulo zenital solar; o coeficiente K_t é o coeficiente de turbidez (adimensional)

que varia entre 0 e 1, onde $K_t = 1$, para condições de céu claro e $K_t = 0,5$ para extrema turbidez, como ar poluído (ALLEN 1996; ALLEN et al. 1998).

A pressão atmosférica pode ser obtida em função da altitude $z(m)$ e da temperatura do ar padrão (293K), calculada por:

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (06)$$

A água precipitável W (mm) é calculada em função da pressão atmosférica (equação 06), conforme proposto por Garrison e Adler (1990):

$$W = 0,14e_a P + 2,1 \quad (07)$$

em que: e_a é a pressão do vapor d'água atual (kPa) calculada com base na equação a seguir:

$$e_a = 0,618 \frac{UR}{100} \exp \left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3} \right) \quad (08)$$

em que UR é a umidade relativa do ar obtida na torre micrometeorológica, e T_a é a temperatura do ar (K).

Radiação de onda longa incidente ($R_{L\downarrow}$)

A radiação de onda longa incidente é a radiação termal proveniente da atmosfera ($W m^{-2}$) e é calculado através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (09)$$

em que : σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$); T_a é a temperatura do ar (K); ε_a (adimensional) é a emissividade da atmosfera e pode ser obtida em função da transmissividade atmosférica (Equação 05), sendo:

$$\varepsilon_a = 0,85 (-\ln \tau_{sw})^{0,09} \quad (10)$$

Radiação de onda longa emitida ($R_{L\uparrow}$)

A radiação de onda longa emitida, $R_{L\uparrow}$, calcula-se em função da emissividade (ϵ_0) e da temperatura da superfície (T_s), utilizando a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (11)$$

em que: T_s é a temperatura da superfície em Kelvin (K) e ϵ_0 é a emissividade da superfície (adimensional), ambos obtidos através do produto MOD11A1 :

Albedo da superfície

O albedo definido como a fração da radiação que é refletida por uma superfície, podendo variar no espaço e no tempo. Em superfície o albedo é definido como a razão entre a radiância refletida e radiância incidente. Para este trabalho, o albedo foi calculado segundo o método Liang (2000) fundamentado na Equação (12):

$$\alpha = 0,160 \rho_1 + 0,291 \rho_2 + 0,243 \rho_3 + 0,116 \rho_4 + 0,112 \rho_5 + 0,081 \rho_7 - 0,0015 \quad (12)$$

em que, $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_7$, representam as reflectâncias monocromáticas relativas a cada uma das sete bandas espectrais do MODIS, distribuídas por meio do produto MOD09GA.

4.4.2 Fluxo de calor no solo (G)

Aplicações no METRIC calculam G como uma relação entre G/R_n , usando a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), estima-se por:

$$\frac{G}{R_n} = (T_s - 273,15)(0,0038 + 0,0074\alpha)(1 - 0,98NDVI^4) \quad (13)$$

em que T_s é a temperatura da superfície ($^{\circ}C$); α é o albedo de superfície e NDVI é o índice de vegetação por diferença normalizada (sigla em inglês, *Normalized Difference Vegetation Index*), obtido através da razão entre a diferença das reflectâncias nas faixas do infravermelho próximo e do vermelho pela soma das mesmas (Equação 14):

$$NDVI = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (14)$$

em que ρ_1 e ρ_2 são as reflectâncias nas bandas 1 e 2 do sensor MODIS.

4.4.3 Fluxo de calor sensível (H)

Assim como no SEBAL, no METRIC o fluxo de calor sensível é calculado a partir da função aerodinâmica:

$$H = \rho_{\text{air}} C_p \frac{\Delta T}{r_{\text{ah}}} \quad (15)$$

em que: ρ_{air} é a densidade do ar (kg m^{-3}); C_p é o calor específico à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ΔT é a diferença da temperatura próxima à superfície entre duas alturas, e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}).

Resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah}

Assumindo a condição de estabilidade neutra da atmosfera r_{ah} é calculado por:

$$r_{\text{ah}} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* k} \quad (16)$$

onde : z_1 e z_2 são alturas em metros acima do solo (geralmente 0,1 e 2 metros), ; k é a constante de von Karman e u_* é a velocidade de fricção (m s^{-1}).

De posse de informações da estação meteorológica como: velocidade do vento e altura média da vegetação, podemos então obter o comprimento da rugosidade z_{0m} sendo este obtido em função da altura média da vegetação, usando a equação de Brutsaert (1982):

$$z_{0m} = 0,12h \quad (17)$$

sendo h , a altura da vegetação.

A velocidade de fricção u_* é calculada pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra:

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{0m}}\right)} \quad (18)$$

u_x é a velocidade do vento na altura z_x (m s^{-1}); e k é a constante de von Karman (0,41).

Considerando-se a atmosfera em equilíbrio neutra, a velocidade do vento é estimada para o nível de 200 m, u_{200} (m s^{-1}) (blending height), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, ou seja:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)}{k} \quad (19)$$

Assim, a Equação (18) fica:

$$u_* = \frac{ku_{200}}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right)} \quad (20)$$

No METRIC, z_{0m} é obtido em função do LAI:

$$z_{0m} = 0,018 \text{ LAI} \quad (21)$$

z_{0m} é dado em metros e o LAI é adimensional.

O LAI é o índice de área foliar (sigla em inglês, *Leaf Area Index*) e é definido como a razão do total de folhas na superfície por unidade de área. Para o cálculo do LAI, primeiramente deve-se calcular o SAVI, que é um índice que busca amenizar os efeitos do solo, obtido através da Equação 22:

$$\text{SAVI} = \frac{(1 + L)(\rho_4 - \rho_3)}{(L + \rho_4 + \rho_3)} \quad (22)$$

em que L é uma constante de ajuste, cujo valor mais comumente referenciado é 0,5 (HUETE, 1988)

Após o cálculo do SAVI, calcula-se o LAI através da Equação 23:

$$\text{LAI} = \frac{\ln\left(\frac{0,69 - \text{SAVI}}{0,59}\right)}{0,91} \quad (23)$$

O parâmetro ΔT (K)

O parâmetro ΔT representa a diferença da temperatura à superfície entre duas alturas z_1 e z_2 , e é utilizado devido a dificuldade de se estimar a temperatura da

superfície (T_s) com precisão pelo satélite, devido a atenuação da atmosfera ou à contaminação na calibração radiométrica do sensor. Desta forma, calcula-se ΔT assumindo uma relação linear entre ΔT e T_s :

$$\Delta T = a + bT_s \quad (24)$$

sendo a e b , os coeficientes de correlação determinados a partir da imagem do satélite. Para definir seus valores, são usados dois pixels “âncoras” nos quais o valor de H pode ser estimado.

Determinação do pixel “frio” e pixel “quente” e dos coeficientes a e b .

O pixel “quente” geralmente refere-se a um local seco, por exemplo, em áreas de pouca cobertura vegetal ou solo exposto, considera-se o fluxo de calor latente nulo e o fluxo de calor sensível máximo. Sendo $H_{\text{quente}} = Rn_{\text{quente}} - G_{\text{quente}}$ Equação (25). A diferença da temperatura é dada por:

$$\Delta T = \frac{H_{\text{quente}} r_{\text{ah}}}{\rho_{\text{air}} C_p} \quad (26)$$

Assim, substituindo (26) em (27):

$$\Delta T_{\text{quente}} = \frac{(Rn_{\text{quente}} - G_{\text{quente}}) r_{\text{ah}}}{\rho_{\text{air}} C_p} \quad (27)$$

Já para o pixel “frio” escolhe-se um local úmido, como corpos d’água. Assim, neste caso assume-se o fluxo de calor sensível nulo ($H = 0$) e o fluxo de calor latente máximo e obtido pela diferença de Rn e G :

$$LE_{\text{frio}} = Rn_{\text{frio}} - G_{\text{frio}} \quad (28)$$

$$\text{Desta forma, } \Delta T_{\text{frio}} = \frac{H_{\text{frio}} r_{\text{ah}}}{\rho_{\text{air}} C_p} \quad (29)$$

Os coeficientes a e b são determinados usando dois pares de valores para ΔT e T_s , onde:

$$a = \frac{\Delta T_{\text{quente}} - \Delta T_{\text{frio}}}{T_{s_{\text{quente}}} - T_{s_{\text{frio}}}} \quad (30)$$

e,

$$b = \frac{\Delta T_{\text{quente}} - a}{T_{\text{quente}}} \quad (31)$$

Cálculo para correção da estabilidade atmosférica

Os valores obtidos não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, e que nas etapas seguintes são consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Dessa forma, devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplica-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov.

Nesse sentido, o comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera e é computado em função dos fluxos de calor e de momentum pela seguinte expressão:

$$L = - \frac{\rho_{\text{air}} C_p u_*^3 T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (32)$$

em que ρ_{air} e C_p já foram definidos anteriormente, u_* é a velocidade de fricção de cada pixel das imagens ms^{-1} , T_s é a temperatura da superfície (K) em cada pixel, k é a constante de von Karman, g é o módulo do campo gravitacional terrestre ($9,81 \text{ m s}^{-2}$) e H é o primeiro valor obtido do fluxo de calor sensível (W m^{-2}), pixel a pixel, considerando a condição de neutralidade. Os valores de L definem as condições de estabilidade obedecendo aos seguintes critérios: se $L < 0$, isso implica em uma atmosfera considerada instável; se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (Ψ_m) e de calor (Ψ_h) deverão ser considerados. Para isto, utiliza-se das formulações citados por Bastiaanssen et al. (2002):

1. Quando $L < 0$ (condição de instabilidade) tem-se que:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2}\right) - 2ARCTAN(x_{(200m)}) + 0,5\pi \quad (33)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (34)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1 + x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (35)$$

em que:

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (36)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (37)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (38)$$

2. Quando $L > 0$ (condição de instabilidade) tem-se que:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (39)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (40)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (41)$$

3. Se $L = 0$; condição neutra: Ψ_m e $\Psi_h = 0$

Desta maneira, o valor corrigido para a velocidade de fricção u_* ($m s^{-1}$) e para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} ($s m^{-1}$), será dado pelas expressões:

$$u_* = \frac{u_{200}k}{\ln\left(\frac{200}{z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (42)$$

em que: u_{200} é a velocidade do vento a 200 m ($m s^{-1}$), k é a constante de von Karman, z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\Psi_{m(200m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \Psi_{h(z_2)} + \Psi_{h(z_1)}}{u_* k} \quad (43)$$

e, $z_2 = 2$ metros e $z_1 = 0,1$ metros; $\Psi_{h(z_2)}$ e $\Psi_{h(z_1)}$ são as correções da estabilidade para o transporte de calor a 2 e 1 metros.

4.4.4 Fluxo de calor latente (LE)

Para obter o fluxo de calor latente LE (W m^{-2}) calcula-se a diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível, conforme apresentado abaixo:

$$\text{LE} = \text{Rn} - \text{G} - \text{H} \quad (44)$$

sendo LE o valor do fluxo de calor latente instantâneo e os demais termos já foram definidos.

4.4.5 Evapotranspiração instantânea – ET_{ins}

O fluxo de calor latente (LE) obtido pela equação 44, foi convertido em valores de evapotranspiração instantânea horária (ET_{ins}) conforme proposta apresentada por (ALLEN et al., 2002, TREZZA, 2002):

$$\text{ET}_{\text{ins}} = 3600 \frac{\text{LE}}{\text{L}} \quad (45)$$

em que: o valor 3600 é um fator de conversão de valor instantâneo para valor horário;

L é o calor latente de vaporização da água ($\text{L} = 2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)

4.4 Análise estatística

O desempenho do METRIC para estimar as variáveis envolvidas no balanço de energia foi avaliado através de testes estatísticos comumente usados: Erro Médio Percentual - EMP, o Erro médio absoluto - EMA, o coeficiente de determinação - R^2 e o

coeficiente de correlação – r, que foi classificado de acordo com a metodologia de Hopkins (2009) (Tabela 5).

O Erro Médio Percentual (%) é dado pela relação:

$$EMP = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_i - X'_i}{X'_i} \right| \cdot 100 \quad (46)$$

Sendo X_i o valor medido, X'_i o valor estimado a partir dos modelos e N representa o número de valores. O Erro médio absoluto - EMA é dado por:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - X'_i| \quad (47)$$

Tabela 5 - Classificação das correlações de acordo com o coeficiente de correlação Hopkins (2009).

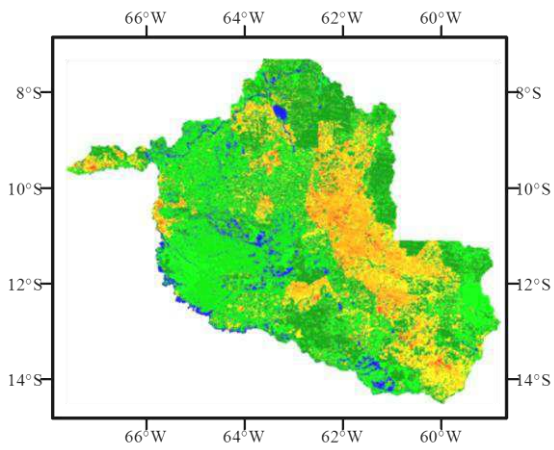
Coeficiente de correlação - r	Correlação
0 – 0,01	Muito Baixa
0,1 – 0,3	Baixa
0,3 – 0,5	Moderada
0,5 – 0,7	Alta
0,7 – 0,9	Muito Alta
0,9 – 1,0	Quase perfeita

5-RESULTADOS E DISCUSSÃO

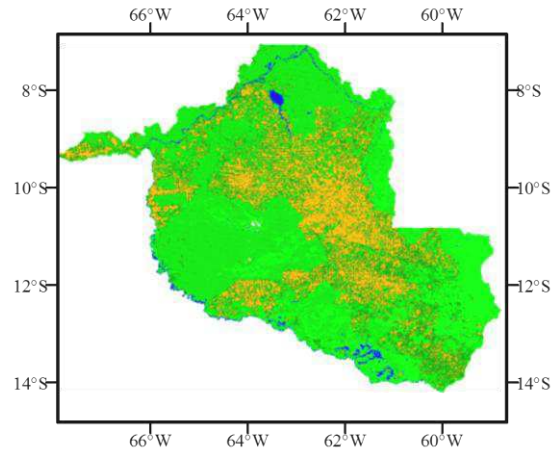
Neste capítulo são apresentados os resultados e discussão dos componentes do saldo de radiação e os fluxos de energia obtidos do sensor MODIS/Terra abrangendo o Estado de Rondônia. A análise foi realizada comparando-se os dados disponíveis das torres micrometeorológicas instaladas nos sítios experimentais da Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNS) localizada numa área de pastagem, e da Reserva Biológica Rebio Jaru (área de floresta) com os valores estimados pelas imagens de satélite no *pixel* referente às coordenadas onde estão implantadas as torres. A análise comparativa foi realizada somente para as componentes do saldo de radiação devido à indisponibilidade de dados referentes aos fluxos de energia.

5.1-Albedo

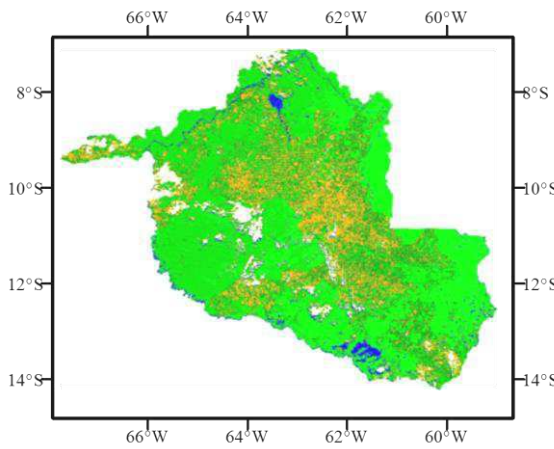
Na Figura 7 tem-se a distribuição espacial de albedo da superfície para os dias estudados. Os menores valores de albedo (0,08-0,10) foram encontrados em áreas correspondentes a corpos d'água, indicados com tonalidade azul no mapa, e os maiores valores estimados em áreas de pastagens (0,16-0,20) e em nuvens presentes nas cenas (valores maiores que 0,22). Em áreas de floresta o albedo apresentou maiores variações, oscilando no intervalo de 0,10 e 0,16. Esta variação no albedo da floresta pode estar associada ao comportamento fotossintético da vegetação, em que parte da energia incidente é absorvida e utilizada nos processos de fotossíntese e transpiração, diminuindo assim a quantidade de energia refletida e conseqüentemente o albedo da área.



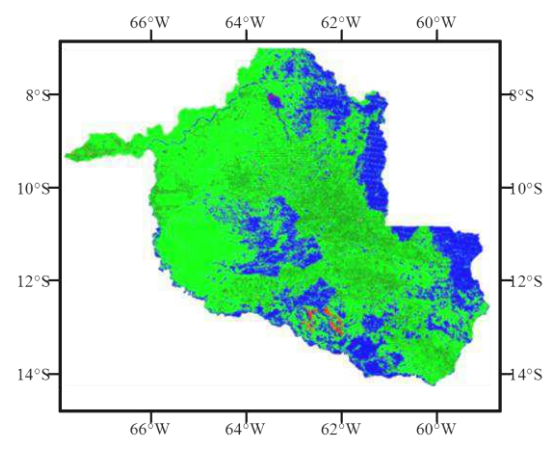
(a)



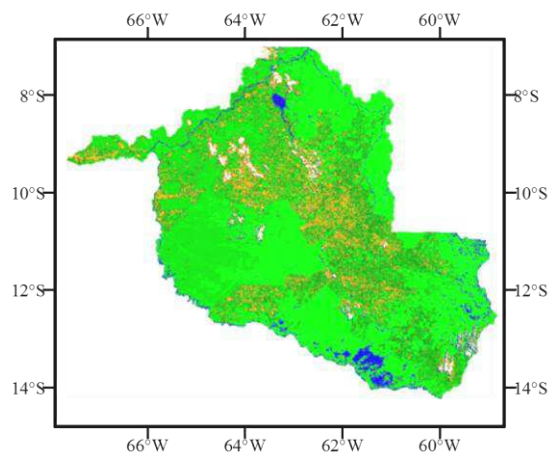
(b)



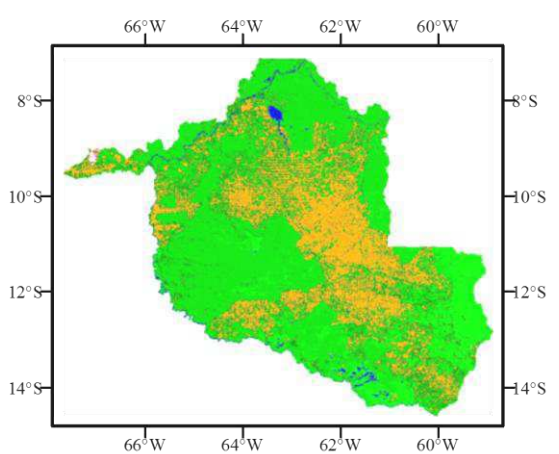
(c)



(d)

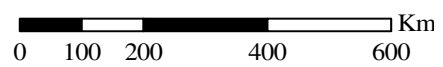
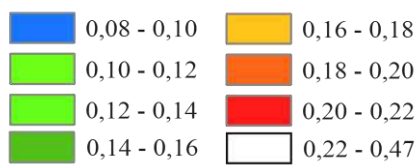


(e)



(f)

Legenda
Albedo



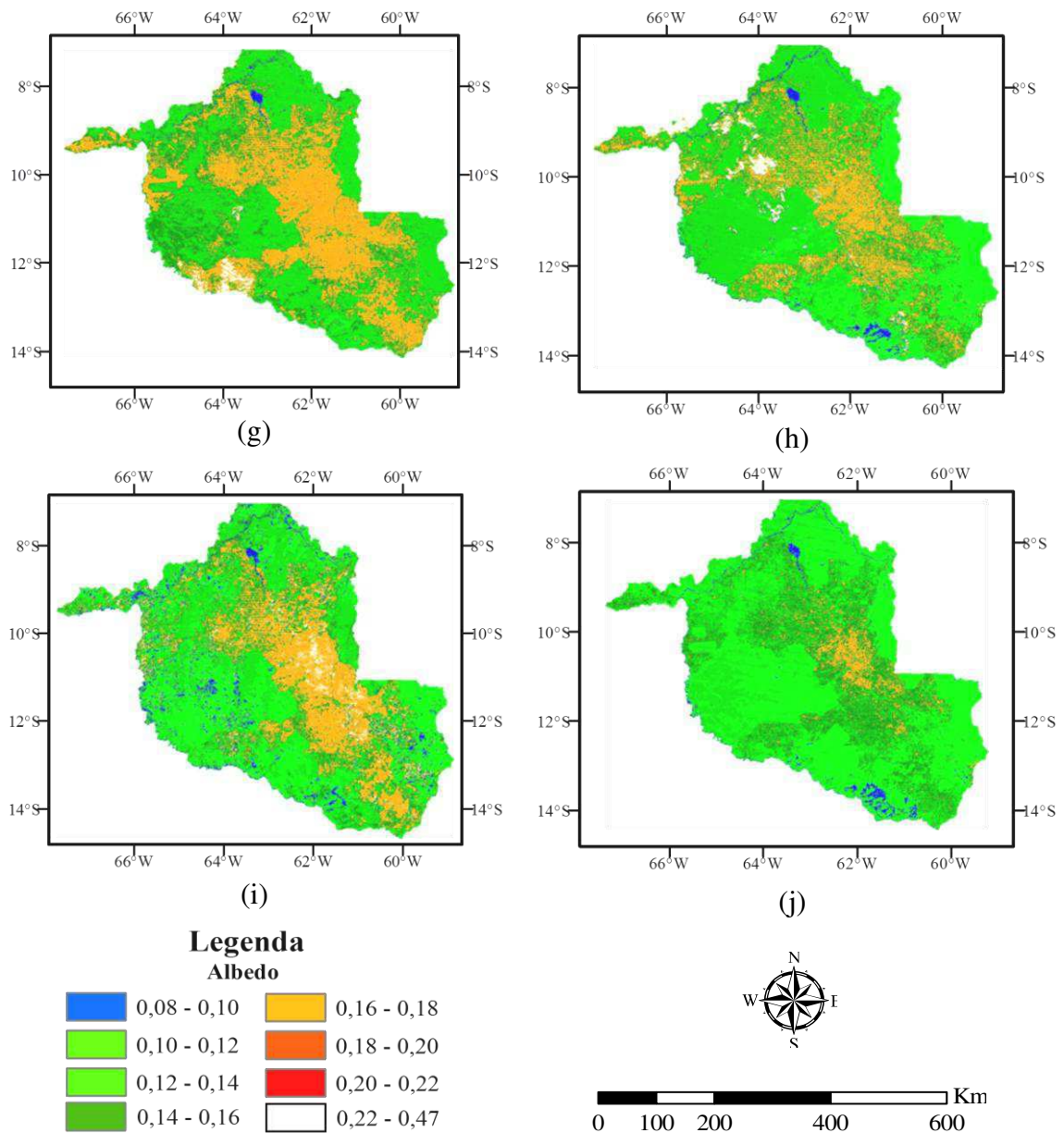


Figura 7 - Distribuição espacial de albedo da superfície para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

A Tabela 6 apresenta os valores de albedo para as áreas de pastagem e floresta estimados pelo modelo METRIC e de dados obtidos das torres micrometeorológicas implantadas nestes locais. Em geral, podemos constatar que as áreas de pastagem apresentaram um albedo médio superior quando comparados às áreas de floresta, os dados obtidos por imagens MODIS estimaram um valor médio de 0,18 para pastagem e 0,12 para floresta. Estes valores são próximos aos encontrados na literatura, como

representantes para cada uma destas superfícies. Culf et al. (1995) ao estudar o albedo de áreas de floresta e pastagem em três sítios na Amazônia, obtiveram um albedo médio de 0,18 para a pastagem e 0,13 para floresta. Moura et al. (1999) encontraram valores de 13,2% na floresta e 20% na pastagem. Querino et al. (2006) encontraram para regiões de florestas albedo médio de 13% enquanto nas pastagens de 18%. Já Santos et al. (2011) encontraram para áreas de pastagem valores entre 0,11 e 0,22 e 0,10 e 0,12 para floresta no período seco de 2008 na mesma área de estudo.

Tabela 6- Valores comparativos do albedo instantâneo observados por medição da torre micrometeorológica e estimados através do modelo METRIC, bem como o erro médio percentual (EMP) (%) e erro médio absoluto (EMA).

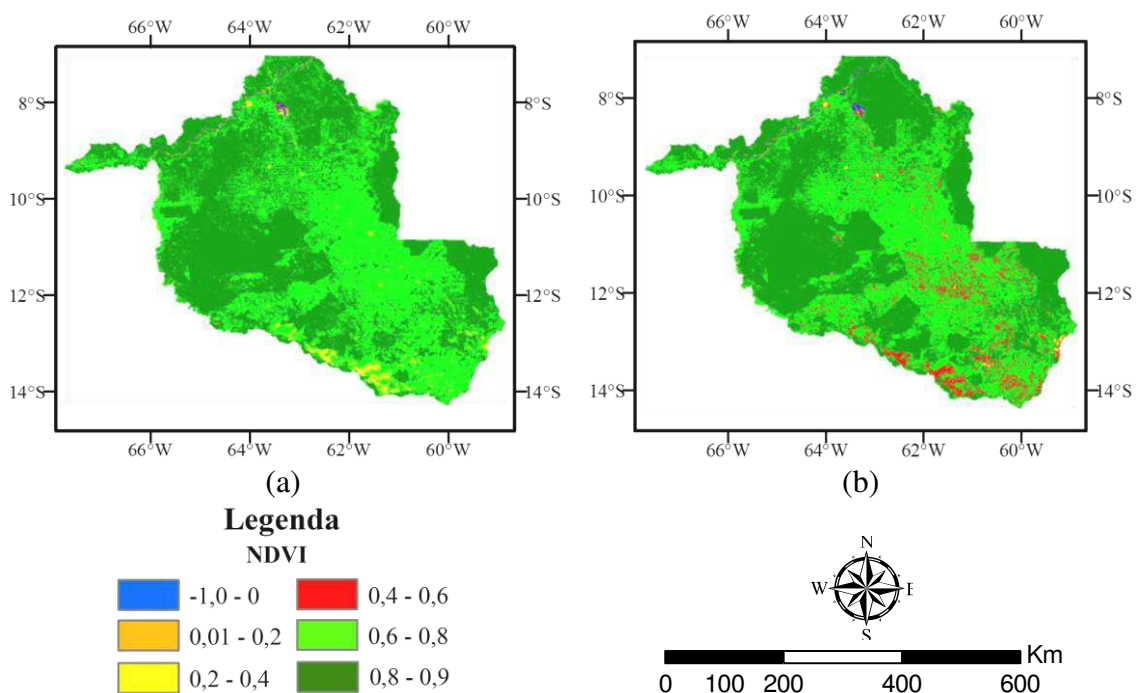
DOA	Rebio Jaru		Erro		FNS		Erro	
	Medido	Estimado	EMP (%)	EMA	Medido	Estimado	EMP (%)	EMA
158	0,120	0,126	4,4	0,006	0,205	0,184	11,5	0,021
181	0,127	0,120	5,8	0,007	0,214	0,180	18,9	0,034
188	0,118	0,112	5,1	0,006	0,217	0,180	20,8	0,037
193	0,125	0,091	37,3	0,034	0,219	0,157	39,5	0,062
195	0,119	0,107	11,2	0,012	0,212	0,181	16,9	0,031
197	0,128	0,125	2,1	0,003	0,225	0,187	20,3	0,038
199	0,127	0,129	1,8	0,002	0,230	0,201	14,2	0,029
204	0,120	0,116	3,0	0,004	0,214	0,198	8,2	0,016
225	0,128	0,132	3,3	0,004	0,206	0,198	4,2	0,008
229	0,124	0,109	13,5	0,015	0,221	0,175	26,1	0,046
Média	0,123	0,117	8,743	0,009	0,216	0,184	18,062	0,032

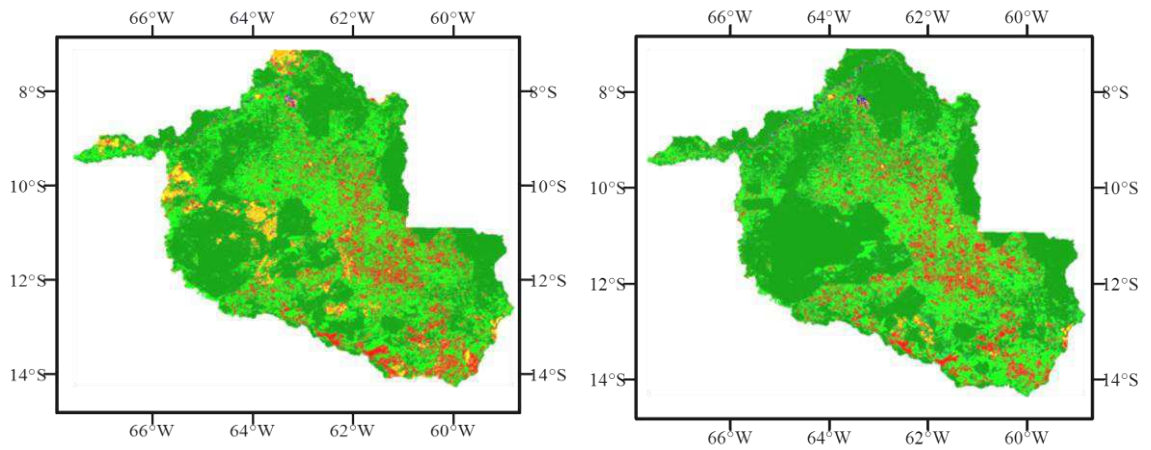
Conforme mostra a Tabela 6, os valores de albedo obtidos por imagem de satélite foram subestimados para a maioria dos dias estudados. Nota-se ainda que os dias 193 e 229 apresentaram maior alteração nos valores de albedo em ambos os sítios, o que pode estar relacionado com as condições atmosféricas no momento da passagem do satélite na região, ou efeito de “ruído” na imagem. Os resultados mostram que o modelo aplicado estimou de forma satisfatória o albedo para a área de floresta na qual os valores foram mais próximos dos medidos, com erro médio percentual e absoluto de

aproximadamente 8,7 % e 0,009, enquanto que para a pastagem os erros foram 18,1 % e 0,032, respectivamente.

5.2-NDVI

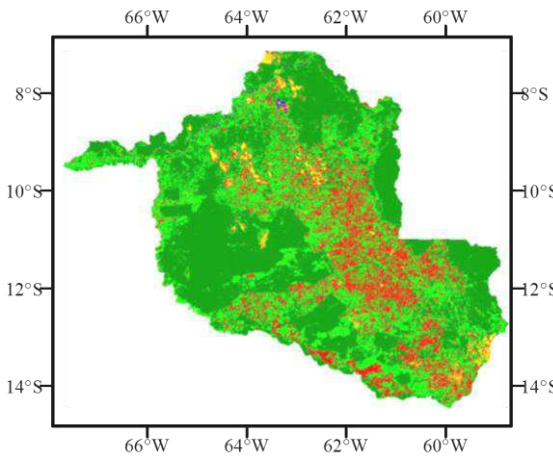
A Figura 8 mostra a variabilidade espacial de NDVI para os dias estudados, na qual seus valores variaram de -0,08 a 0,95. Os valores negativos encontrados corresponderam aos corpos d'água representados por tons em azul nas cenas, sobre áreas de vegetação o NDVI apresentou valores altos (0,8 a 0,95) representados pela tonalidade verde escuro, e valores intermediários de 0,6 a 0,8 (em verde claro). Em áreas urbanizadas e de baixa cobertura vegetal o NDVI variou de 0,2 a 0,6. Observou-se que boa parte dos rios que compõem a área de estudo não apresentaram o comportamento espectral esperado deste tipo de alvo (valores negativos), o que pode ser explicado devido a resolução espacial do sensor MODIS (1 km²) que acaba gerando uma mistura de elementos fazendo o valor apresentado ser tendencioso ao elemento que tem maior predominância nesse pixel, conforme explica Nascimento (2012).



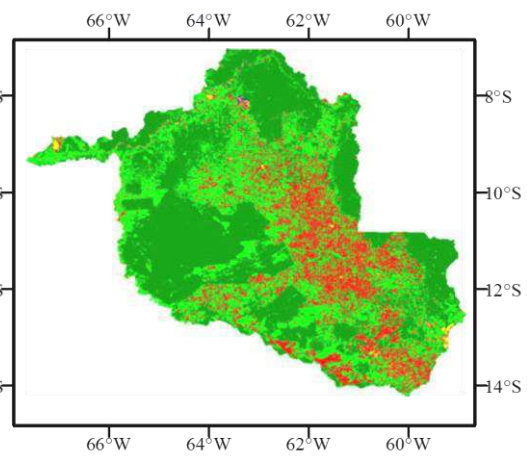


(c)

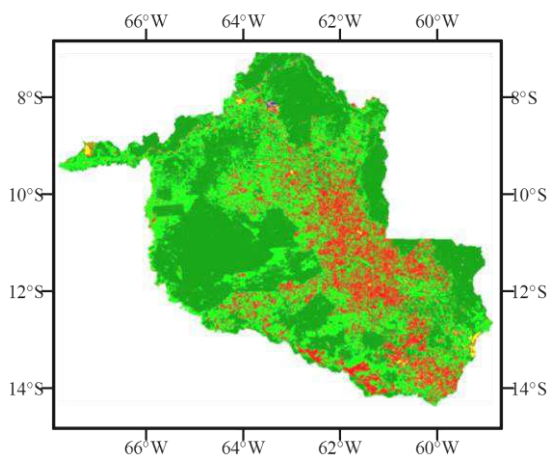
(d)



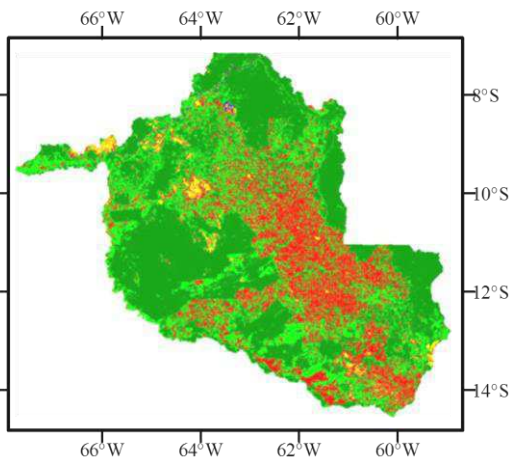
(e)



(f)

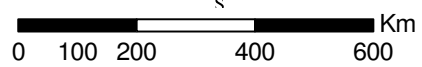
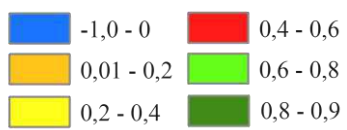


(g)



(h)

Legenda
NDVI



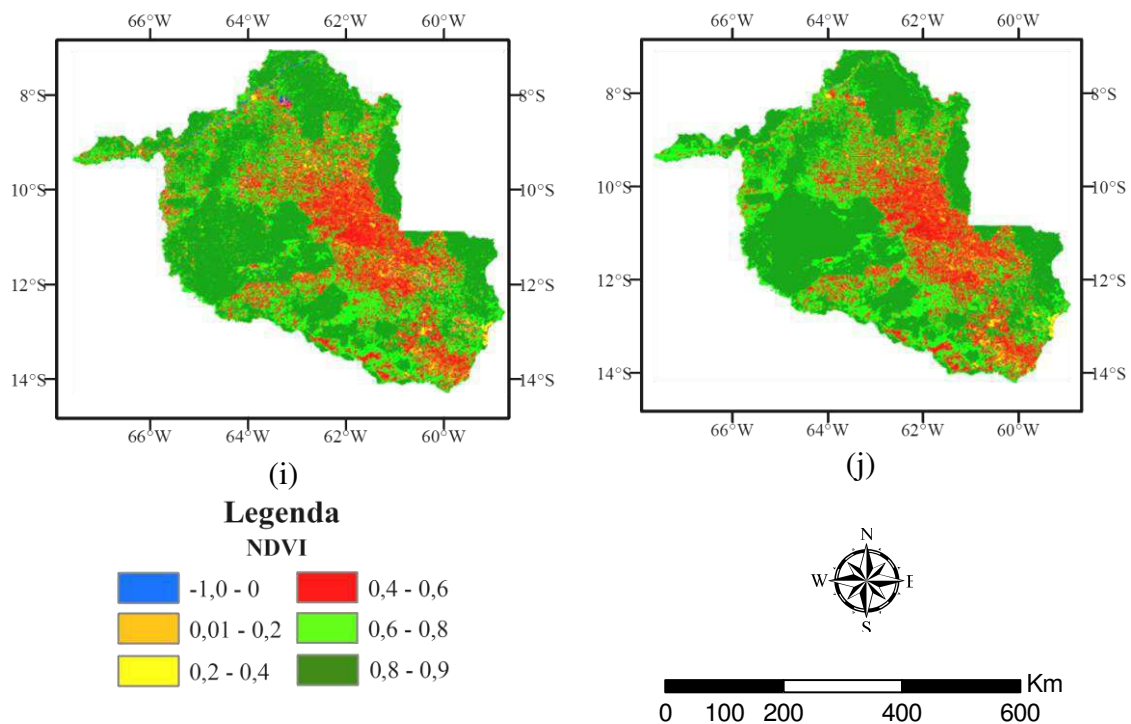


Figura 8 - Variabilidade espacial de NDVI para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

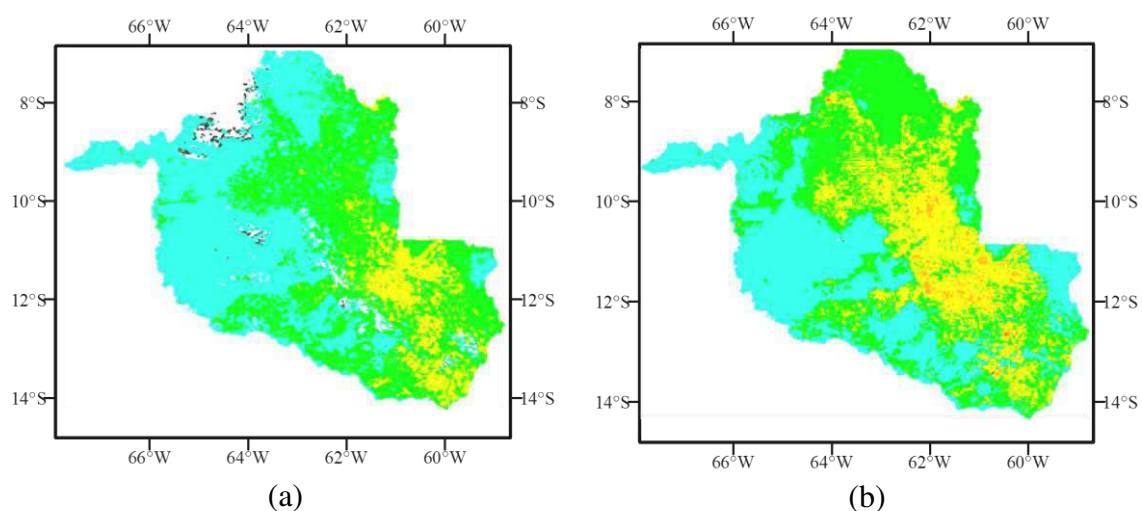
Analisando a Figura 8 pode-se observar que ao longo dos dias estudados ocorreu uma diminuição do NDVI, ou seja, houve um aumento de áreas que possuem baixos valores de NDVI, evidenciado nas Figuras 5g a 5j (tons em vermelho). Este resultado pode estar relacionado à intensificação do período seco na região, que afeta no comportamento fotossintético da vegetação diminuindo os valores de NDVI, como também de queimadas, que no período estudado de junho a agosto de 2008 foram identificados cerca de 1400 focos de incêndio em Rondônia (INPE, 2012). Na FNS os valores de NDVI apresentaram bastante variação decrescendo de 0,68 a 0,39, enquanto que na Rebio Jaru os valores mantiveram-se com pouca alteração, conforme mostra a Tabela 7, na qual observa-se que no início do período seco a razão $NDVI_{\text{floresta}}/NDVI_{\text{pastagem}}$ é de aproximadamente 1,28 e no final deste período é de 2,16.

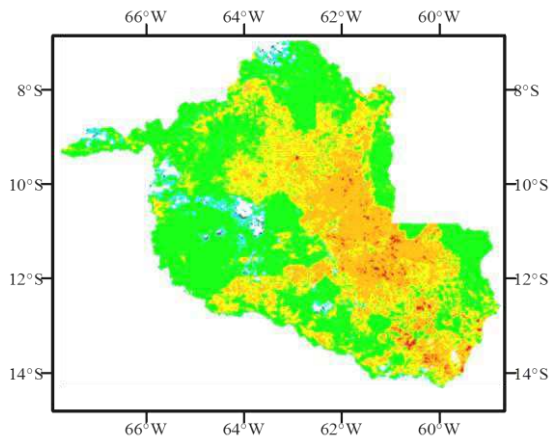
Tabela 7 - Valores de NDVI para os locais onde estão implantadas as torres micrometeorológicas.

NDVI		
DOA	Rebio Jaru	FNS
158	0,87	0,68
181	0,86	0,60
188	0,86	0,54
193	0,86	0,55
195	0,85	0,52
197	0,83	0,52
199	0,83	0,53
204	0,83	0,46
225	0,84	0,39
229	0,84	0,39

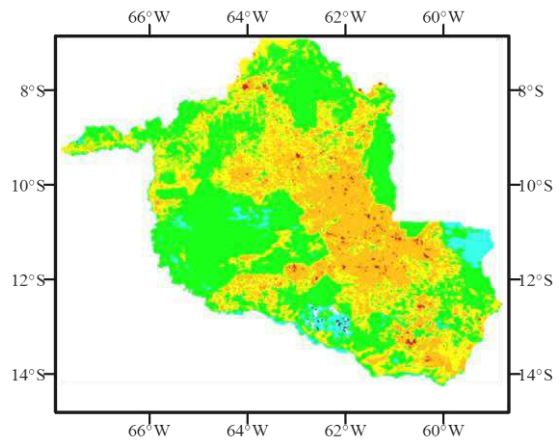
5.3-Temperatura da superfície

A Figura 9 mostra a distribuição da temperatura da superfície obtida pelo produto MOD11A1 do MODIS/Terra. Nela pode-se observar que as temperaturas aumentam gradativamente, com valores mínimos de 23 °C chegando até a 47 °C em algumas regiões. As temperaturas predominantes estão na faixa de 31 a 35 °C, representadas pela tonalidade em laranja nas cenas.

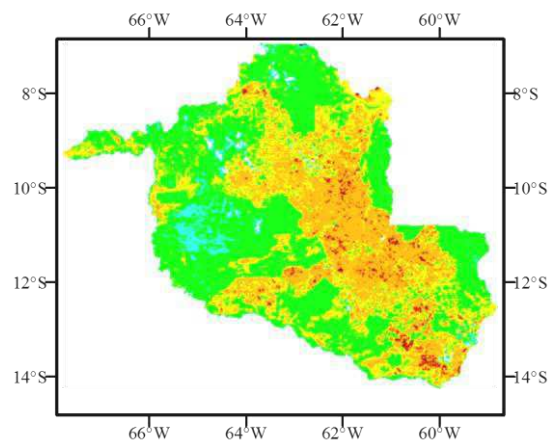




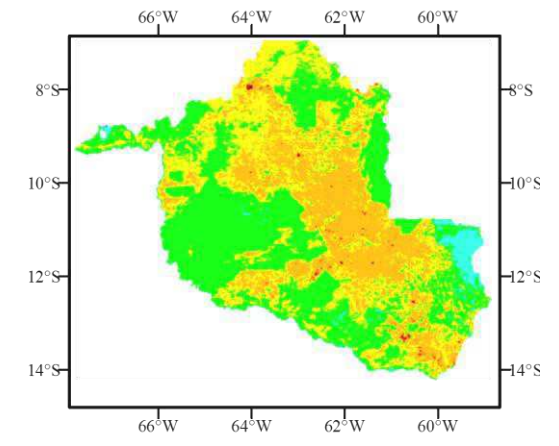
(c)



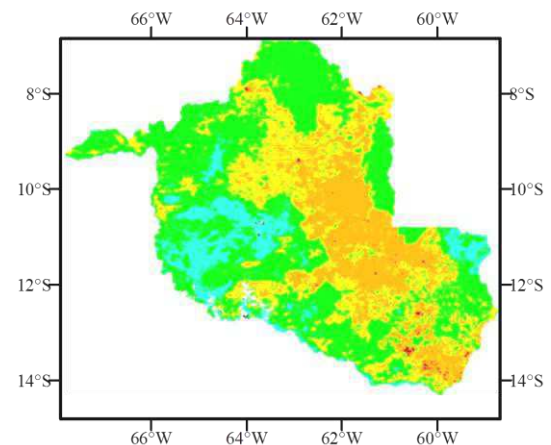
(d)



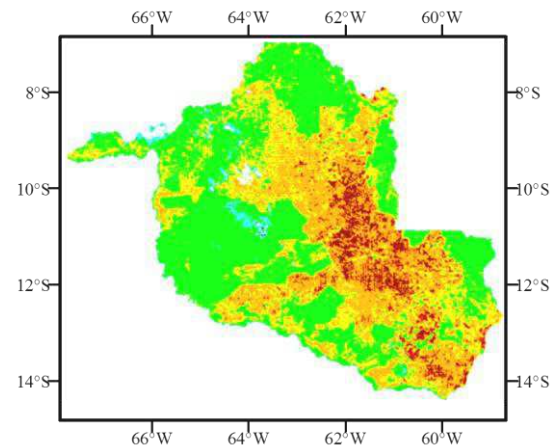
(e)



(f)



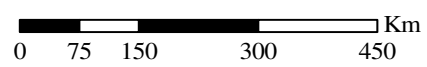
(g)



(h)

Legenda
Temperatura da superfície (°C)

	23 - 26		35 - 38
	26 - 29		38 - 41
	29 - 31		41 - 47
	31 - 35		



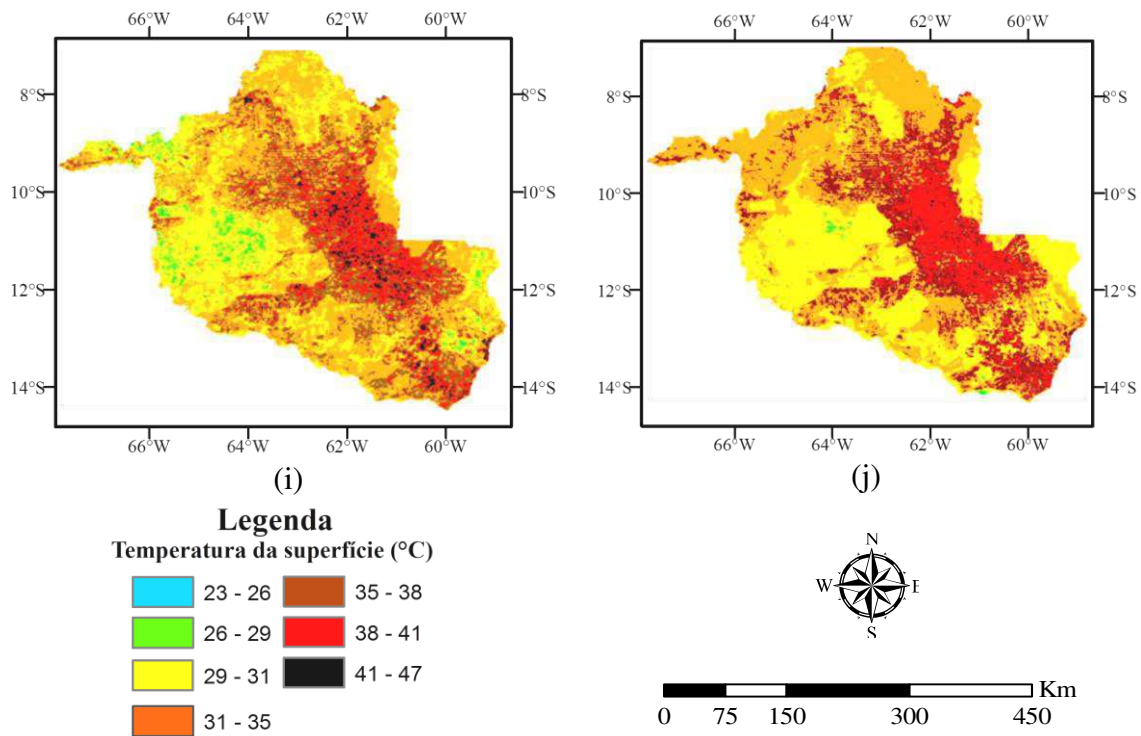


Figura 9 - Distribuição da temperatura da superfície (°C) para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

Como pode ser observado a temperatura da superfície apresenta um aumento ao longo dos dias analisados, esse resultado já era esperado, pois neste período a estação seca começa a se intensificar. Nota-se que os valores mais elevados de T_s foram obtidos a partir do dia 17 de julho (DOA 199) que registrou valor máximo de aproximadamente 41 °C, no dia 16 de agosto (DOA 225) a máxima temperatura encontrada foi de 45 °C, ambas as temperaturas foram encontradas em áreas de pastagens, pois com o solo exposto há maior absorção de radiação proveniente do Sol pelo solo contribuindo para o aquecimento do mesmo e do ar próximo à superfície e assim há mais radiação de onda longa liberado para a atmosfera.

As estimativas realizadas na FNS mostraram que houve um acréscimo médio da temperatura de 1,7 °C por dia analisado, sendo o valor mínimo e máximo de 29 °C e 41 °C respectivamente, com média em torno de 35 °C, conforme mostra a Figura 10.

Vale ressaltar que estes são os valores instantâneos da Ts obtidos no momento de passagem do satélite na área de estudo.

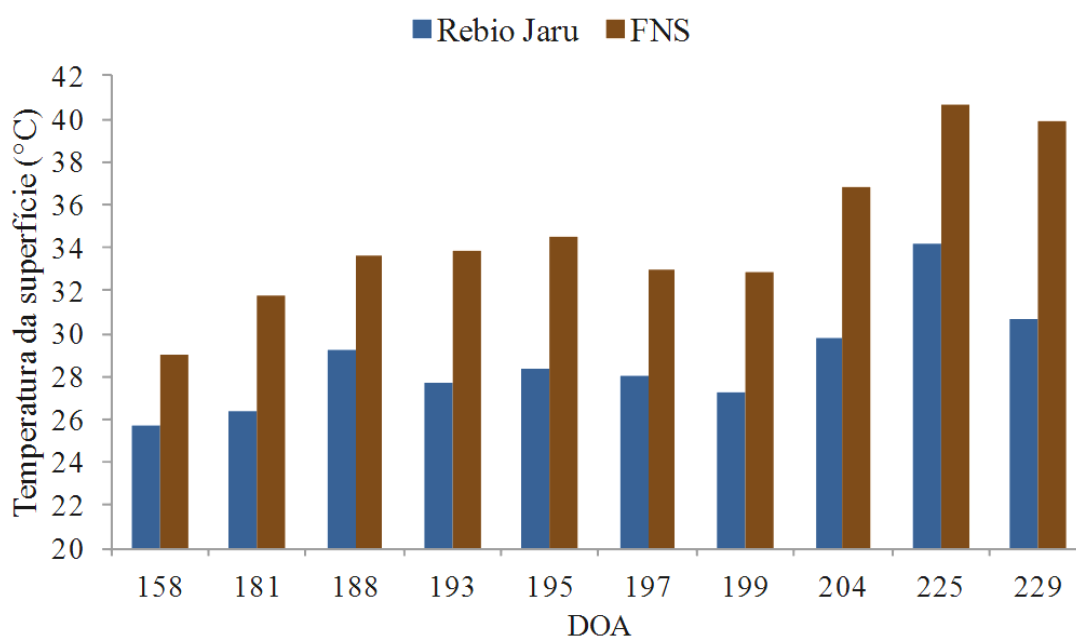
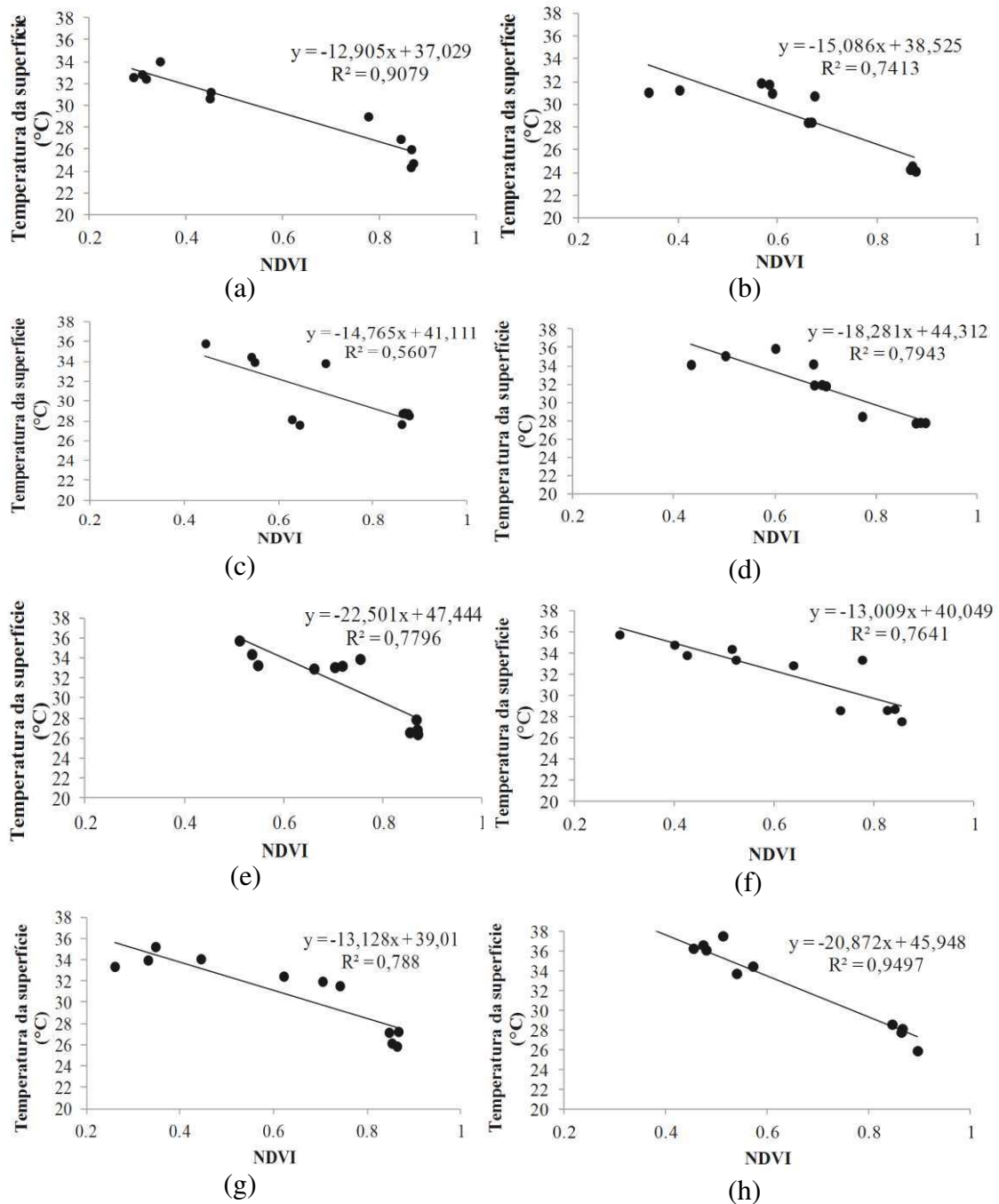


Figura 10 - Temperatura da superfície (°C) para os pontos onde estão localizadas as torres micrometeorológicas, obtidas pelo sensor MODIS/Terra.

De acordo com a Figura 10, os valores encontrados para a temperatura na Rebio Jaru foram baixos quando comparados à FNS com uma variação de 26 a 34 °C, e média de 29 °C. Essa diminuição da temperatura é associada ao processo de evapotranspiração, na qual a vegetação utiliza boa parte da energia que chega até ela neste processo e liberam água para o ambiente circunvizinho, minimizando a temperatura local (COLTRI, 2006; FOLHES, 2007). Para Ferreira (2009) a vegetação é um fator determinante na variação da temperatura da superfície que possui uma relação direta com os índices de vegetação.

Ao se comparar as imagens do NDVI com as imagens de temperatura da superfície (Ts) constatou-se que as temperaturas mais baixas foram encontradas em locais com presença de vegetação e em corpos d'água, enquanto que as temperaturas mais elevadas foram registradas em regiões com pouca cobertura vegetal, em áreas

urbanizadas e de solo exposto. Na Figura 11 tem-se a regressão linear entre a Ts e o NDVI para os dias estudados. Percebe-se que conforme há o aumento dos valores de NDVI diminui-se a temperatura da superfície, mostrando uma correlação negativa entre estas variáveis. O coeficiente de determinação (R^2) variou de 0,56 a 0,99, considerados satisfatórios de acordo com a literatura (KUSTAS et al., 2003; ANDERSON et al., 2004).



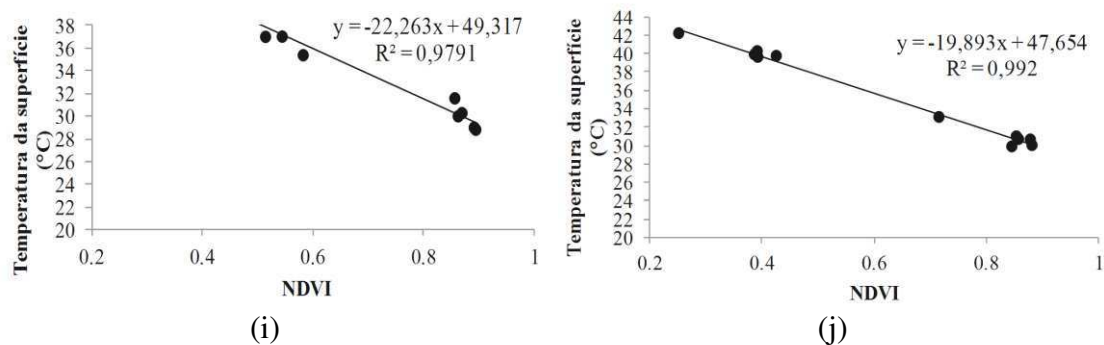


Figura 11 - Regressão linear entre os valores médios de Ts e NDVI para os para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

A Tabela 8 apresenta os valores da temperatura do ar (Tar) medida a 8,3 metros em FNS e 59,1 metros na Rebio Jaru, e a temperatura da superfície (Ts) estimada para os locais onde estão implantadas as torres micrometeorológicas. As temperaturas de superfície obtidas através das imagens MODIS apresentaram valores superiores que a temperatura do ar medida nas torres, com diferença média entre elas de 4,3 °C em Jaru e 5,7 °C em FNS. Na Figura 12 temos a regressão linear entre Ts e Tar na Rebio Jaru (a) e FNS (b).

Tabela 8 - Valores da temperatura da superfície (Ts) e da temperatura do ar (Tar) para os pontos das torres.

DOA	Rebio Jaru			FNS		
	Ts	Tar	ΔT	Ts	Tar	ΔT
158	25,7	23,6	2,1	29,0	26,3	2,7
181	26,4	22,7	3,7	31,7	26,4	5,4
188	29,2	24,6	4,6	33,6	28,6	5,0
193	27,7	23,7	4,0	33,9	28,7	5,1
195	28,4	25,0	3,4	34,5	29,2	5,3
197	28,0	23,1	4,9	33,0	27,6	5,4
199	27,2	21,1	6,1	32,9	28,0	4,9
204	29,8	25,8	4,0	36,8	30,2	6,6
225	34,2	29,3	4,9	40,7	31,9	8,8
229	30,7	25,6	5,0	39,9	31,9	8,1

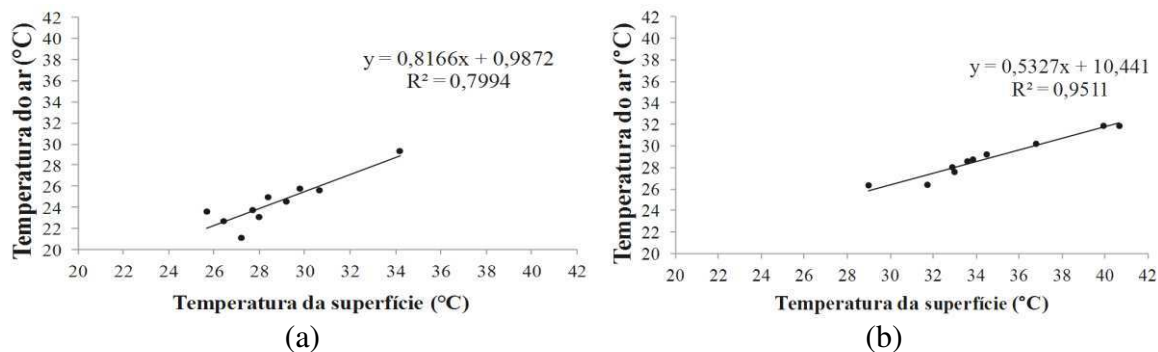
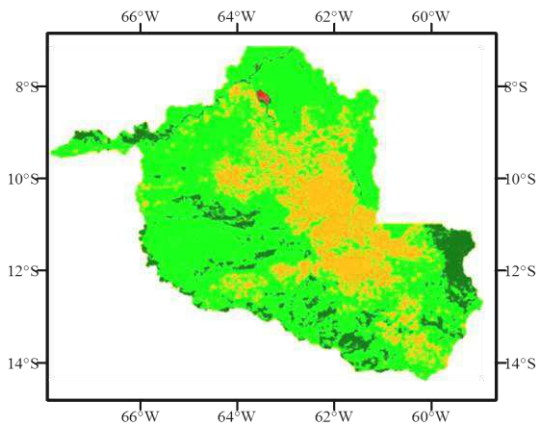


Figura 12 - Relação entre temperatura do ar (Tar) medido nas torres micrometeorológicas e temperatura da superfície (Ts) obtida pelo sensor MODIS, na Rebio Jaru (a) e em FNS (b).

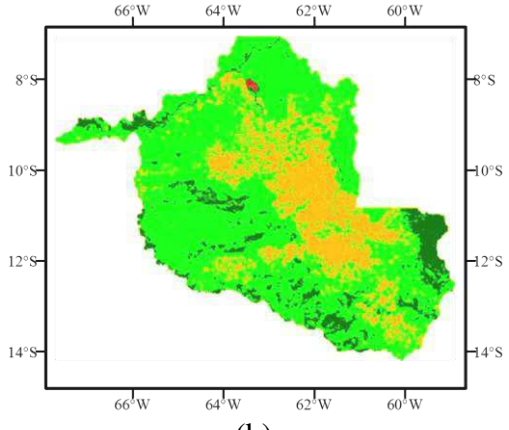
Os resultados mostraram que a temperatura da superfície estimada pelas imagens MODIS apresentou uma alta correlação com o valor da temperatura do ar medida no instante da passagem do satélite, com coeficientes de correlação (r) de 0,88 em Jaru e 0,97 em FNS. Gusso et al. (2007) ao avaliarem três métodos para o mapeamento da temperatura da superfície terrestre (TST) no Estado do Rio Grande do Sul encontraram para o método de Sobrino et al. (1993) um coeficiente de correlação de 0,77, Trentin et al. (2011) ao verificar o grau de correlação entre Tar e Ts encontraram uma alta correlação entre estas, com r variando de 0,78 a 0,90. Já Nascimento (2012) encontrou baixos valores para os coeficientes de correlação (r), sendo 0,46 para o satélite Aqua e 0,52 para o satélite Terra.

5.4 - Saldo de Radiação - Rn

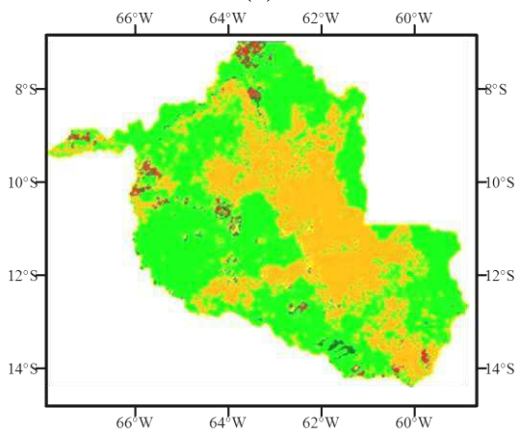
Na Figura 13 temos a distribuição espacial do saldo de radiação instantâneo (Rn), obtido no momento da passagem do satélite na região de estudo. As cores em tons de verde representam áreas com baixos valores de Rn, enquanto que em tons de marrom estão relacionadas com áreas com maiores valores de Rn, sendo representativas de corpos d'água.



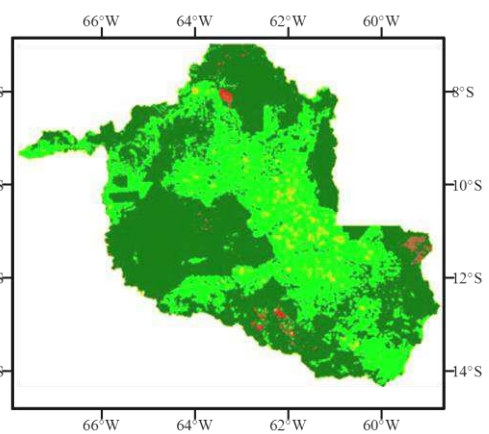
(a)



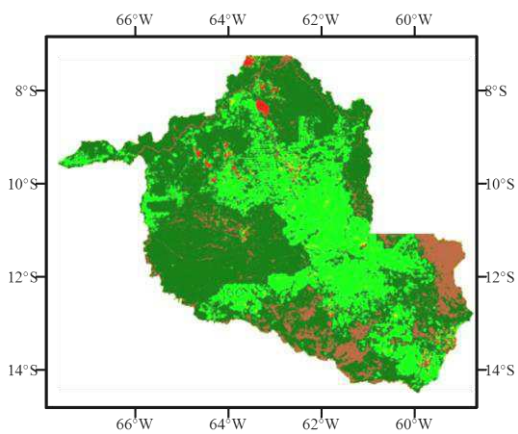
(b)



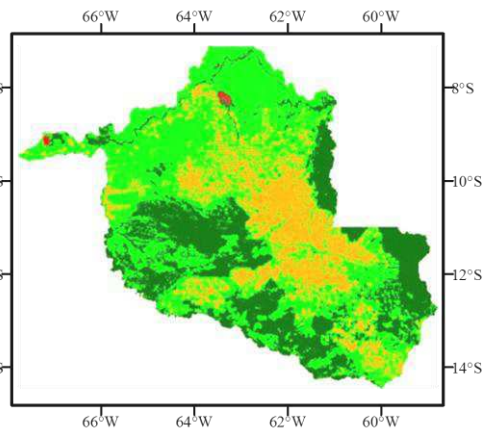
(c)



(d)



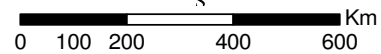
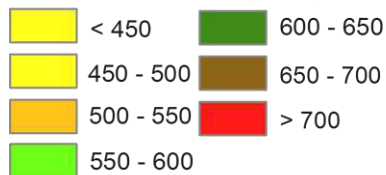
(e)



(f)

Legenda

Saldo de Radiação ($W m^{-2}$)



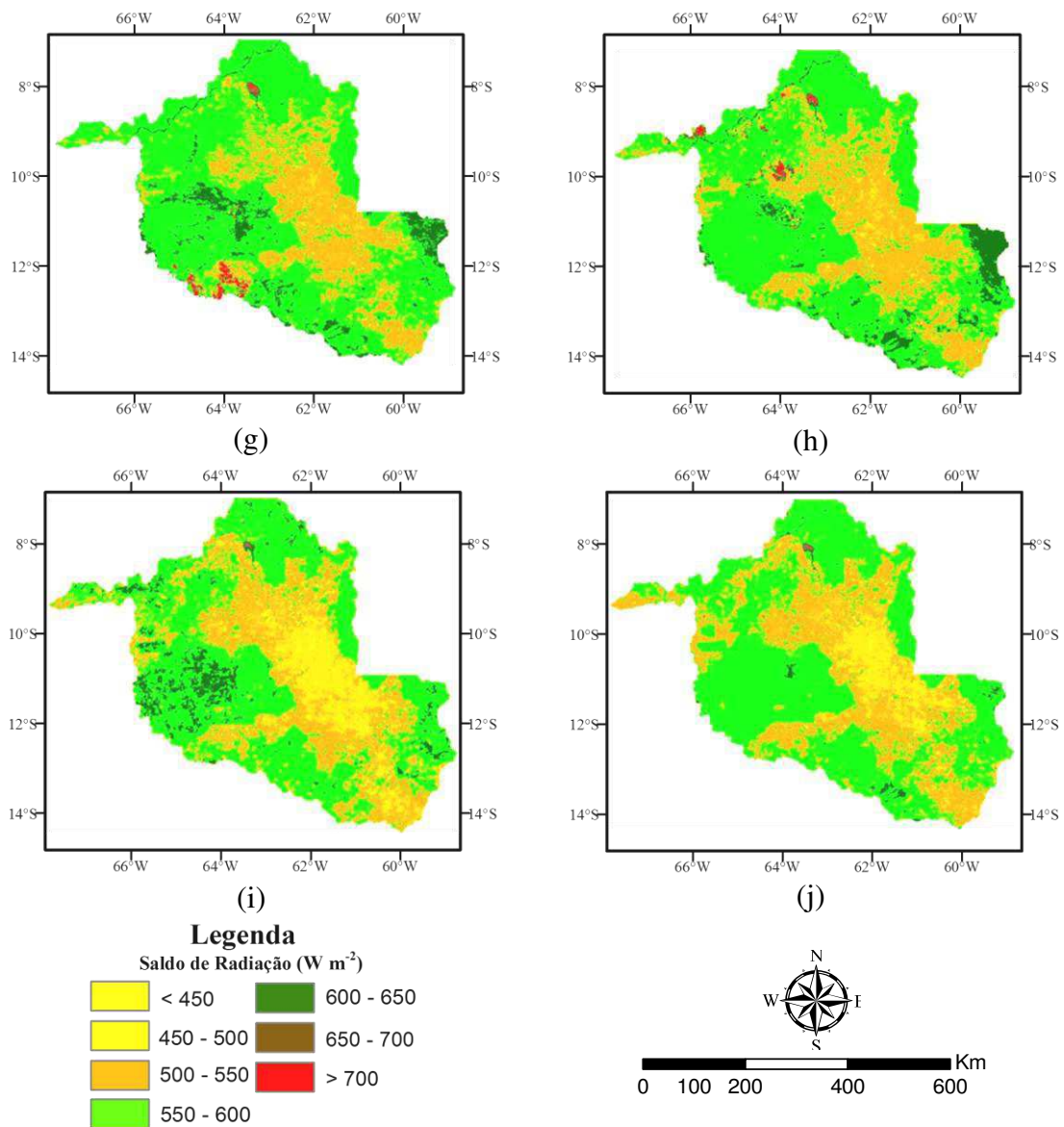


Figura 13 - Distribuição espacial do saldo de radiação à superfície (R_n) para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

Na Figura 13 observa-se uma diminuição do saldo de radiação ao longo do período estudado, evidenciado pela maior espacialização de baixos valores de R_n representados pelas tonalidades laranja e amarelo nas cenas. Porém, nota-se nos dia 193 e 195 (Figuras 13d e 13e) que a vegetação apresenta altos valores de R_n decorrentes dos baixos valores de albedo que foram encontrados nestas áreas, visto que nestes dias não houve registro de chuvas na região. Em áreas com pouca cobertura vegetal o R_n

apresentou os menores valores encontrados (450 e 550 W m^{-2}) enquanto que áreas de floresta apresentaram os maiores valores, variando entre 550 e 650 W m^{-2} . Os valores superiores a 650 W m^{-2} foram encontrados em superfície com água e nuvens presente nas cenas.

Resultados encontrados por Andrade et al. (2010) para a mesma área de estudo desta pesquisa, estimaram os valores de R_n variando de 350 W m^{-2} a 619 W m^{-2} , utilizando imagens do sensor MODIS – Aqua com o uso do algoritmo SEBAL. Liberato et al. (2011) mostrou que as variações de R_n para área de floresta encontravam-se entre 507 a 646 W m^{-2} e em pastagem 386 a 507 W m^{-2} , em dias selecionados entre os meses de maio, junho e julho, utilizando imagens do Landsat 5 TM.

Nascimento (2012) obteve valores de R_n predominante entre 500 W m^{-2} e 700 W m^{-2} para RO, sendo que para a área de floresta os valores encontrados variaram entre 528 W m^{-2} a 615 W m^{-2} , e 475 a 556 W m^{-2} em área de pastagem, por meio de imagens do sensor MODIS – Aqua para dias selecionados no período seco do ano de 2008.

A Tabela 9 apresenta os valores de R_n estimados com imagens MODIS/Terra baseado na metodologia METRIC, e os observados a partir de dados obtidos nas torres micrometeorológicas na Rebio Jaru e FNS, na qual podemos verificar que o padrão do saldo de radiação manteve-se coerente para as áreas de pastagem e floresta, com um R_n menor para a área de pastagem. O valor médio de R_n foi de 576 W m^{-2} na região de floresta e 510 W m^{-2} na pastagem.

De acordo com os erros percentual e absoluto dispostos na Tabela 10, os valores obtidos para a Rebio Jaru estão próximos dos valores medidos pela torre micrometeorológica, os erros médios percentual e absoluto encontrados foram baixos, com valor de 9% e 53 W m^{-2} respectivamente, o EPM máximo foi 13% no DOA 181 e mínimo 5% no DOA 158. Em FNS, as estimativas apresentaram os maiores erros

relativo e absoluto médios, 13% e 67 W m⁻² respectivamente, o erro percentual máximo foi de 20 % (DOA 225) e mínimo 1% (DOA 229). Embora os resultados mostrem uma boa aproximação entre os dados estimados e observados em Jaru, a metodologia utilizada no estudo superestima a maioria dos valores de Rn encontrados para ambos os sítios.

Tabela 9 - Valores do saldo de radiação Rn (W m⁻²) estimados através do METRIC e o medido através das torres micrometeorológicas.

DOA	Rebio Jaru		FNS	
	Medido	Estimado	Medido	Estimado
158	525	552	457	531
181	521	601	455	534
188	537	581	435	511
193	549	624	470	560
195	541	512	464	561
197	512	567	439	469
199	496	551	427	508
204	534	593	456	502
225	635	588	554	461
229	540	594	462	465
Média	539	576	462	510

Tabela 10 - Erro percentual e absoluto médio (W m⁻²) para o saldo de radiação.

DOA	Rebio Jaru		FNS	
	EMP (%)	EMA (W m ⁻²)	EMP (%)	EMA (W m ⁻²)
158	5	27	14	74
181	13	80	15	79
188	8	440	15	76
193	12	75	16	90
195	6	29	17	97
197	10	55	6	30
199	10	55	16	80
204	10	59	9	46
225	8	47	20	93
229	9	55	1	4
Média	9	53	13	67

Observou-se ainda que as áreas que apresentaram um Rn baixo coincidiam com áreas em que o albedo é alto, para verificar esta relação entre albedo e Rn plotou-se as curvas de Rn e albedo para um dia representativo nos sítios estudados (Figura 14). Na

qual podemos observar que o albedo tem um comportamento inverso ao Rn, pois quanto menor o valor do albedo maior foi o Rn da região, isto porque áreas com baixo albedo (como em floresta) há mais armazenamento de energia devido a menor reflexão da radiação incidente, conforme explica Furlan et al. (2011).

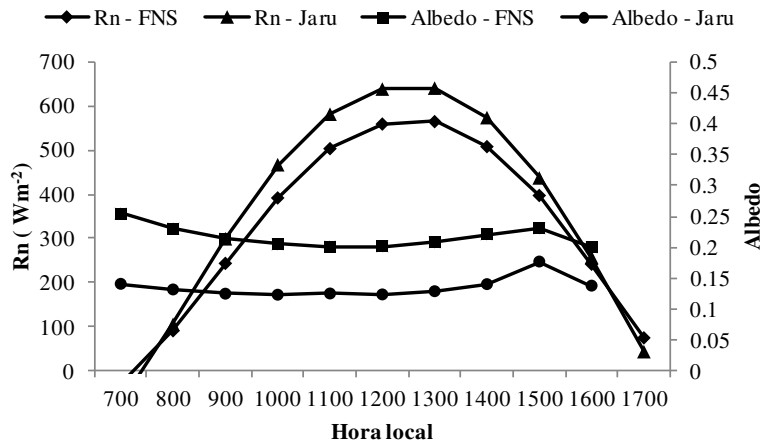
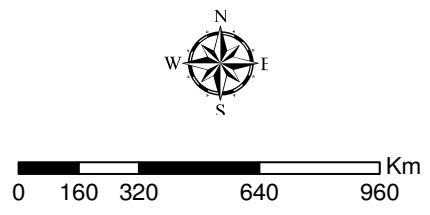
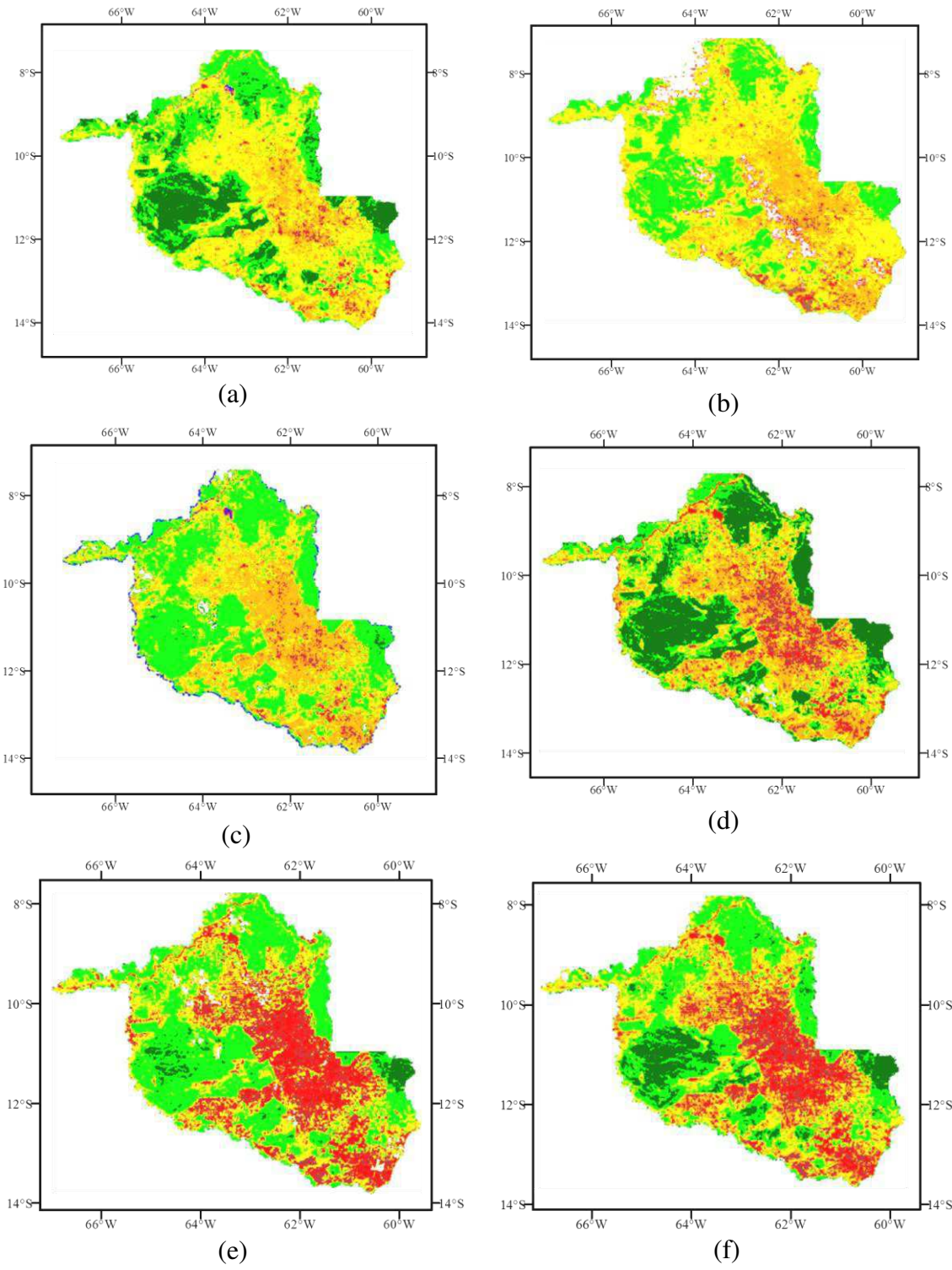


Figura 14 - Relação entre saldo de radiação (Rn) médio horário em ($W m^{-2}$) e o albedo horário médio, para os dois sítios estudados (FNS e Rebio Jarú) para o DOA 193.

5.5 - Fluxo de calor no solo - G

A Figura 15 mostra a distribuição espacial dos valores do fluxo do calor do solo (G) no instante de passagem do satélite. As áreas em tonalidades marrons e vermelhas representam os valores mais elevados de G, enquanto que as regiões em tonalidade de verde escuro e claro, os baixos valores de G.

Para áreas de floresta, os valores de G foram os mais baixos encontrados, variando de 20 a 48 $W m^{-2}$ (tons de verde), enquanto que em áreas com pouca cobertura vegetal e corpos d'água os valores foram superiores a 80 $W m^{-2}$ e estão representados pela tonalidade em vermelho nas imagens. Resultados encontrados por Andrade et al. (2010) para a mesma área de estudo mostraram G variando de 41 a 80 $W m^{-2}$ para áreas de solo exposto e/ou antrópicas e 21 a 30 $W m^{-2}$ para floresta.



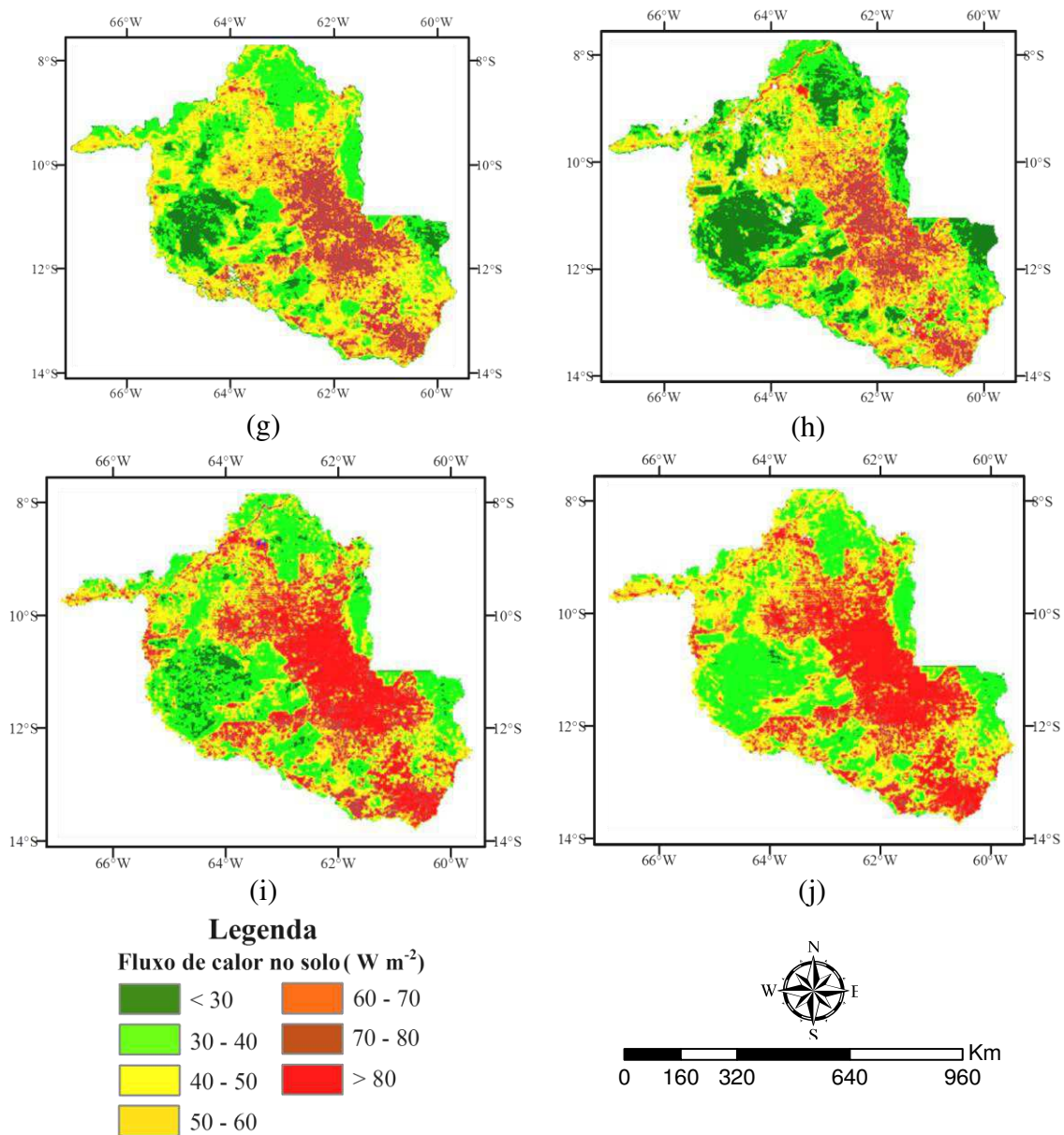


Figura 15 - Fluxo de calor no solo (G) instantâneo para os dias de ordem do ano: 158 (a); 181(b); 188(c); 193(d); 195(e); 197(f); 199(g); 204(h); 225(i); 229(j).

Os valores de G para os locais onde estão implantadas as torres micrometeorológicas estão apresentadas na Figura 16, na qual pode-se perceber que para área de pastagem os valores do fluxo de calor no solo aumentam gradativamente ao longo do período, devido a maior exposição do solo à radiação solar, seus valores variaram de 63 a 95 $W m^{-2}$ com média de 80 $W m^{-2}$. A Rebio Jaru apresentou algumas variações entre os DOA 193 e 199, com valores entre 44 e 57 $W m^{-2}$, os valores mínimos e máximos encontrados foram 44 $W m^{-2}$ e 67 $W m^{-2}$ e média de 53 $W m^{-2}$. Em

geral, as áreas de floresta apresentaram menor fluxo de calor no solo, pois a cobertura vegetal diminui a quantidade de radiação solar que chega até o solo, o que diminui a temperatura do solo e consequentemente o valor de G.

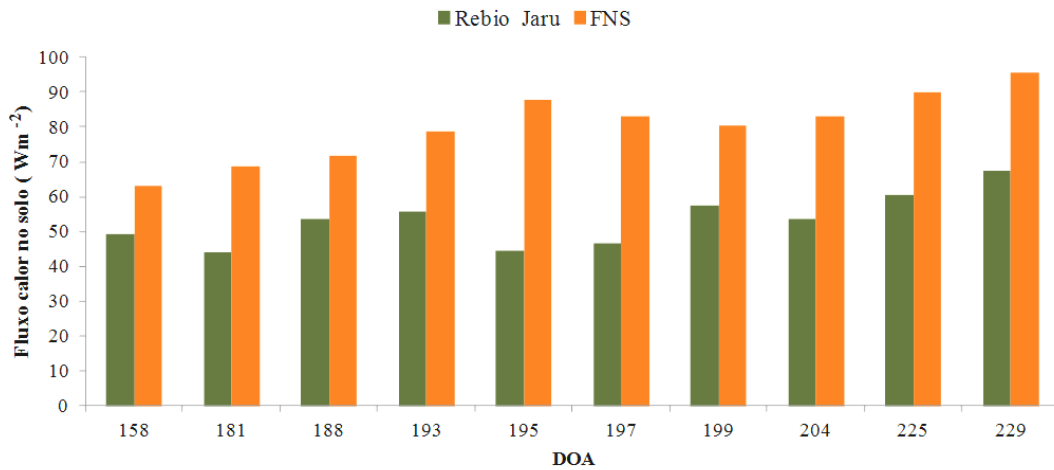
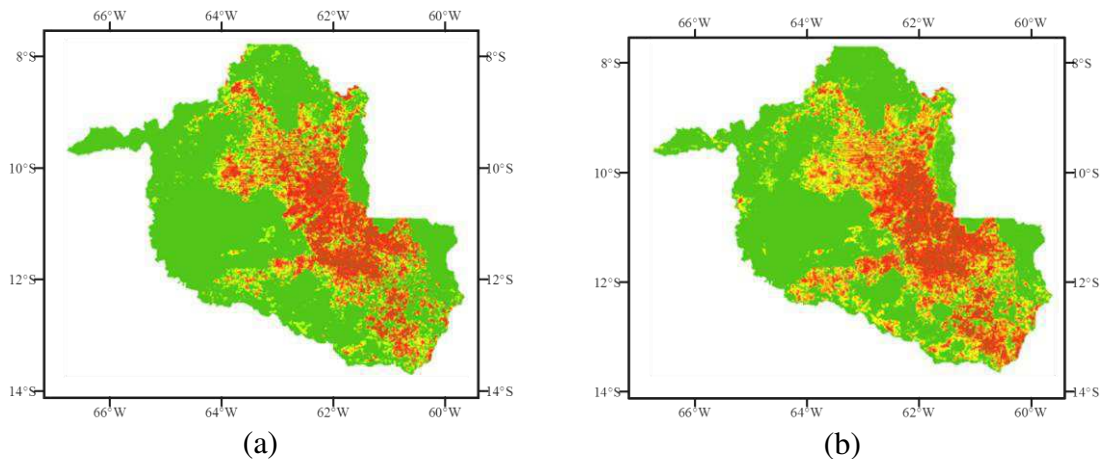


Figura 16 - Distribuição temporal e comparação dos valores do fluxo de calor no solo (G) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jaru).

5.6 - Fluxo de calor sensível - H

Na Figura 17 tem-se o fluxo de calor sensível (H) instantâneo estimado para cinco dias representativos do período estudado, devidamente selecionados por apresentarem estabilidade numérica durante o processo iterativo, tornando possível uma melhor análise do fluxo de calor sensível. Os menores valores do fluxo de calor sensível ocorreram sobre áreas vegetadas (tonalidade verde) enquanto que os maiores sobre áreas de solo exposto.



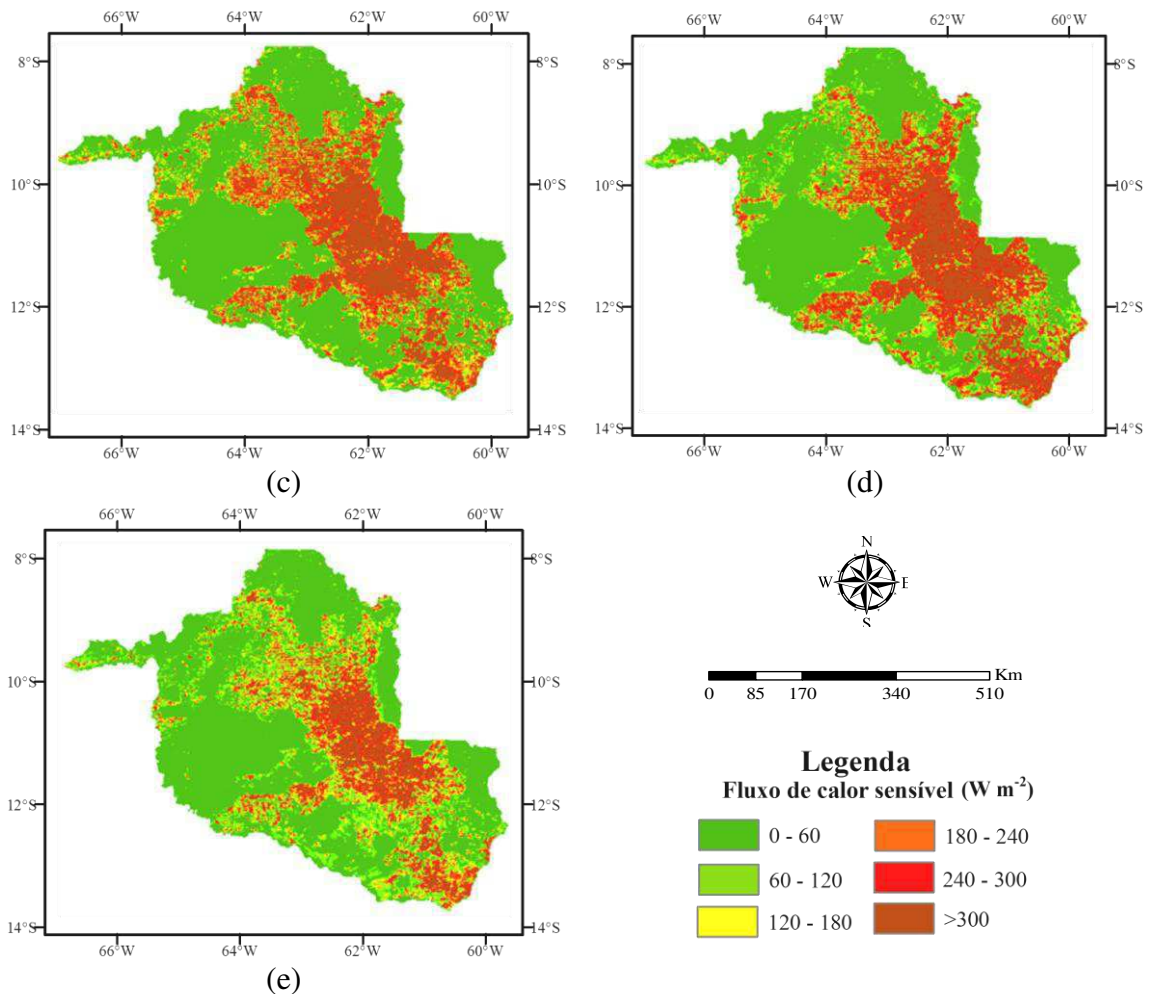


Figura 17 - Fluxo de calor sensível (H) instantâneo na área de estudo para cinco dias representativos: DOA 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).

Conforme observado na Figura 17, os dias 188, 193 e 204 apresentaram aumento de áreas com valores do fluxo calor sensível superiores a $300 W m^{-2}$ (tonalidade marrom nas imagens), em áreas urbanizadas e de solo exposto os valores de H ficaram compreendidos entre 400 e $550 W m^{-2}$. Comparando-se os dias 193 (c) e 204 (d) observou-se que no dia 204 houve um aumento de H em diversas áreas com valores que variaram entre 180 e $250 W m^{-2}$, em algumas áreas vegetadas o fluxo de calor sensível aumentou de 60 para $120 W m^{-2}$ e em pastagens os valores de H mantiveram-se elevados. Já no dia 225(e) houve uma diminuição do fluxo de calor sensível em quase toda cena, principalmente na porção norte e sudeste da área de estudo.

Observou-se ainda que em áreas de floresta densa os valores de H foram baixos, variando de 0 a 60 W m^{-2} e estão representados pela tonalidade verde escuro nas imagens. Áreas em que a floresta é menos densa, H apresenta um aumento gradual quando comparado à floresta densa com valores entre 60 e 180 W m^{-2} , representados com as tonalidades verde claro e amarelo.

Nas estimativas realizadas nas áreas de floresta e pastagem apresentadas na Figura 18, mostraram um H médio de 76 W m^{-2} na floresta e 314 W m^{-2} na pastagem, comparando estes valores médios verifica-se que a região de floresta apresenta um fluxo de H menor do que na pastagem. Este comportamento de H em área de floresta está relacionado à grande quantidade de vapor de água presente em florestas tropicais que é usado para o arrefecimento do ar atmosférico (DANTAS, 2011). Já os valores elevados de H em área de pastagem podem ser explicados devido à maior exposição do solo à radiação solar direta fazendo com que a superfície aqueça mais e o fluxo de H seja o maior consumidor de energia disponível, resultando no aumento também da amplitude térmica nesta região.

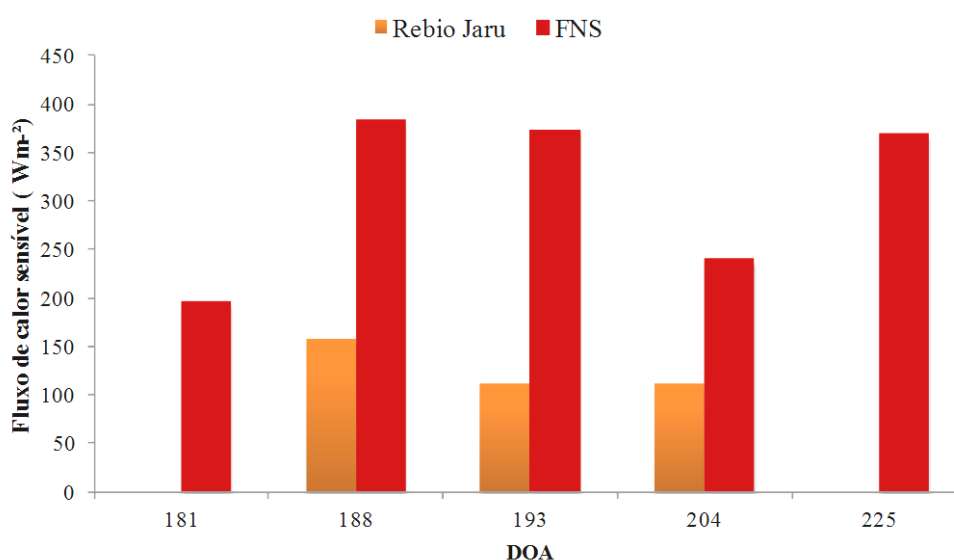


Figura 18 - Distribuição temporal do fluxo de calor sensível (H) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jaru) para os dias de ordem do ano (DOA) 181, 188, 193, 204 e 225.

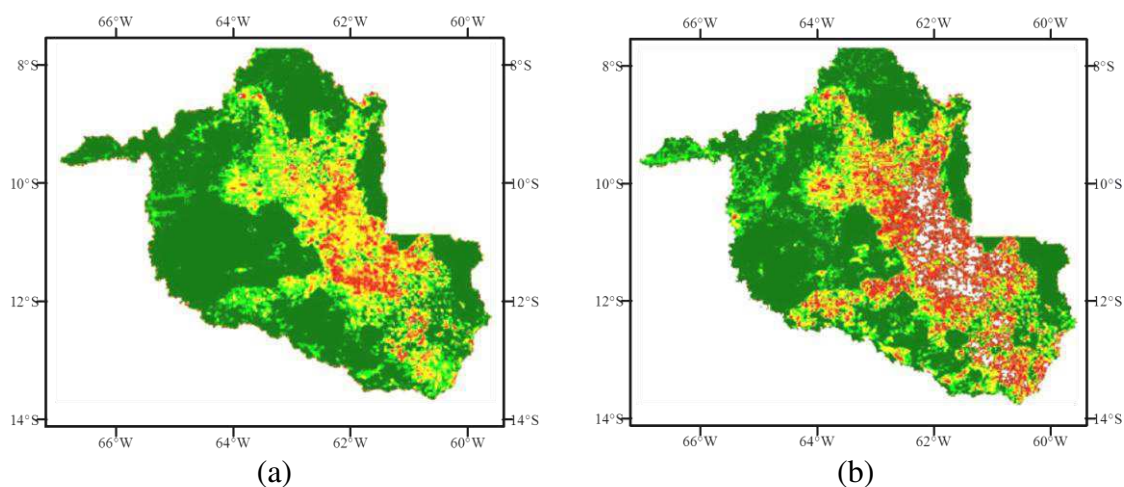
Von Randow et al. (2004) ao analisar de forma observacional as trocas de energia e carbono sobre floresta e pastagem em Rondônia, obtiveram um fluxo de H médio diário de $38,3 \text{ W m}^{-2}$ na floresta e $49,1 \text{ W m}^{-2}$ na pastagem, durante o período seco.

Andrade et al. (2009) observaram no horário do meio-dia, valores médios de H em torno de 70 W m^{-2} e 120 W m^{-2} para as estações úmida e seca, na área de floresta da Rebio Jaru, RO. Para a mesma estação, na área de transição Amazônia - Cerrado (Fazenda Maracaí, Sinop, MT), os autores encontraram valores médios de H entre 170 W m^{-2} e 150 W m^{-2} .

Andrade et al. (2010) encontraram valores de H entre 0 W m^{-2} e 330 W m^{-2} , com valor médio de 79 para a Bacia do Rio Ji-Paraná, RO. Observaram que nas áreas de floresta os valores de H foram mais baixos quando comparadas a áreas antrópicas com valores médios da ordem de 170 W m^{-2} .

5.7 - Fluxo de calor latente – LE

Na Figura 19 tem-se a distribuição espacial do fluxo de calor latente (LE) instantâneo estimado no METRIC, como um resíduo da equação clássica do balanço de energia. Os valores de LE variaram de 0 W m^{-2} encontrados em áreas com pouca cobertura vegetal, a 650 W m^{-2} que corresponderam a áreas de floresta densa.



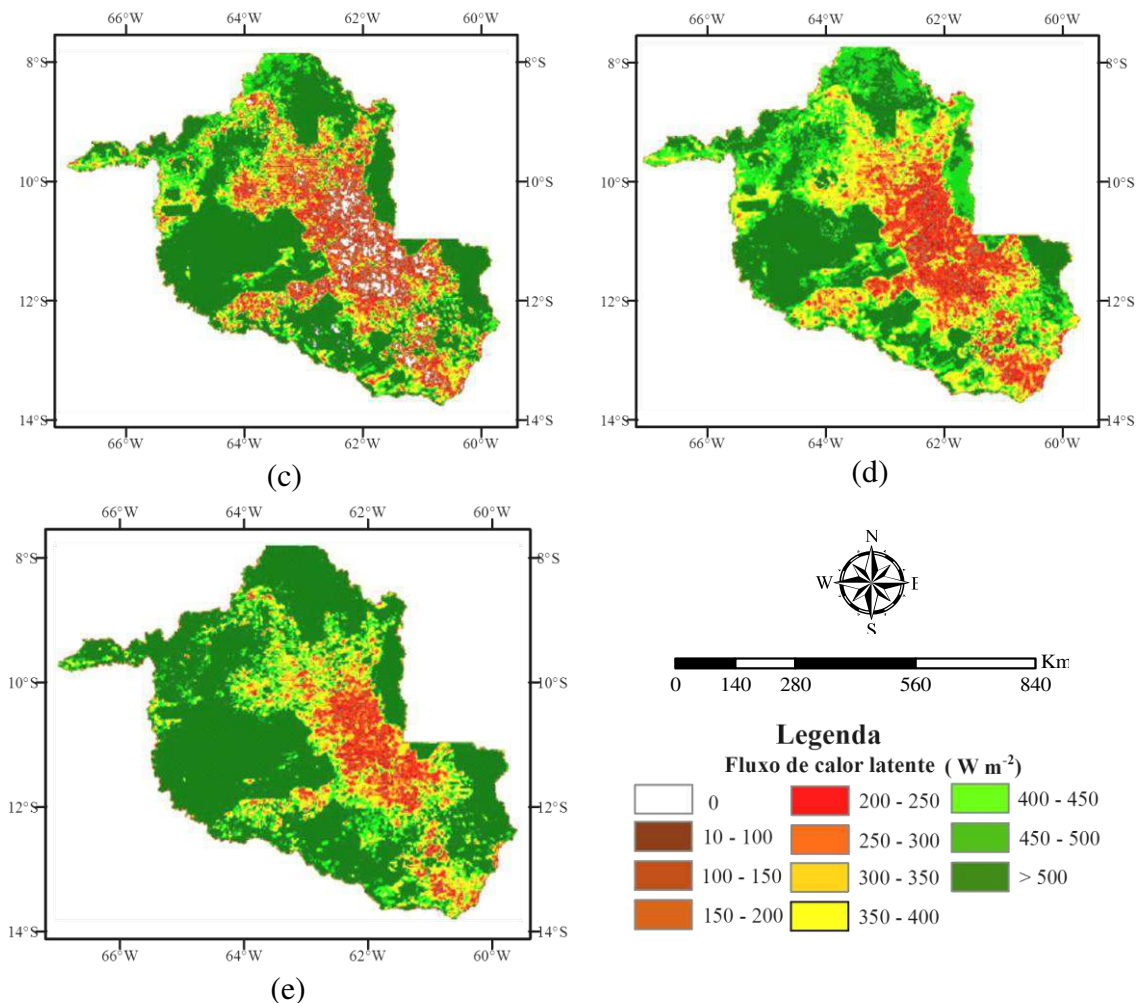


Figura 19 - Distribuição do fluxo de calor latente (LE) instantâneo para os dias de ordem do ano: 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).

Nota-se uma diferença na espacialização de LE do DOA 181 para o DOA 188, no qual houve um aumento de áreas que apresentaram valores entre 0 e $200 W m^{-2}$, ou seja, no dia 188 na maior parte da área de estudo os valores obtidos de LE foram menores do que no dia 181. No dia 193 percebe-se que os valores continuam baixos, assim como no dia 188, com a presença de pixels com valor de $0 W m^{-2}$ na parte central da imagem, valor este que não está presente nos dia 204 e 225, em que a distribuição dos valores LE são altos e encontram-se na faixa de 300 a $350 W m^{-2}$.

A fim da melhor identificação dos alvos ao qual pertencem os valores encontrados de LE, comparou-se este com os valores de NDVI obtidos anteriormente e foi possível verificar que as áreas com um NDVI inferior a 0,5 que corresponderam às áreas de

pastagens, os pixels apresentaram um valor para LE de 0 W m^{-2} e estão representados pela cor branca. Áreas em que o NDVI variou de 0,5 a 0,6, identificados como áreas com pouca vegetação e antropizadas, os valores de LE compreenderam o intervalo de 17 a 100 W m^{-2} , representados pela tonalidade marrom nas imagens. Já em áreas com uma vegetação menos densa (NDVI de 0,6 a 0,7) em comparação à floresta, os valores de LE ficaram distribuídos entre 100 W m^{-2} e 400 W m^{-2} , com tonalidades variando de marrom claro a amarelo. Com o NDVI acima de 0,8, a floresta densa apresentou um fluxo de LE superior a 400 W m^{-2} , representado pela tonalidade verde escuro nas cenas. Fazendo o gráfico da relação entre NDVI e LE para uma amostragem de 34 pontos, observou-se a tendência de aumento do fluxo de LE com o aumento de NDVI, mostrando uma relação positiva entre estas variáveis, o coeficiente de determinação (R^2) encontrado foi de 0,69, considerado um bom resultado (Figura 20).

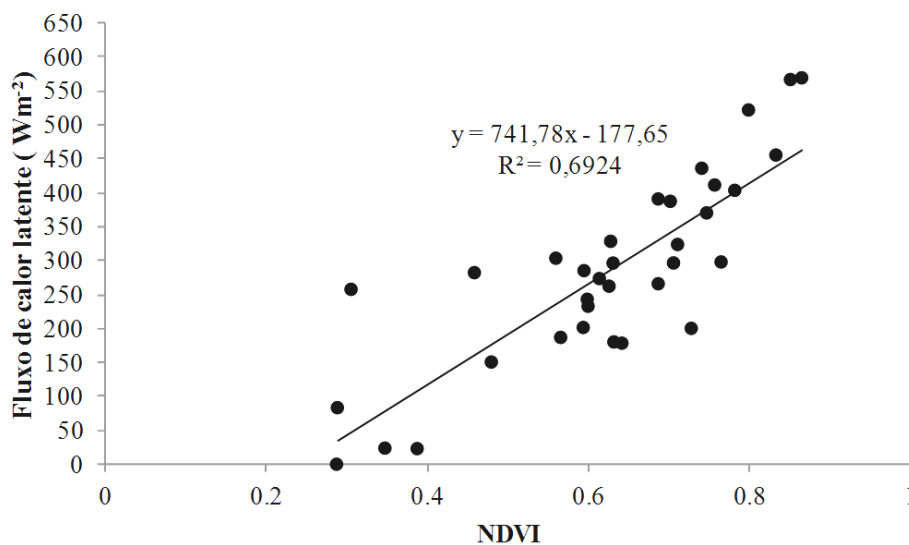


Figura 20 - Gráfico da relação entre NDVI e LE para o DOA 188.

A Figura 21 mostra o comportamento do fluxo de LE obtido a partir de valores pontuais onde estão localizadas as torres micrometeorológicas nas áreas de floresta e pastagem, cujos valores médios foram 118 W m^{-2} na pastagem e 467 W m^{-2} na floresta. Como podemos observar a floresta apresenta os maiores valores de LE, pois utiliza a

maior parte da energia disponível para o processo de evapotranspiração, o que resulta num aumento do fluxo de LE.

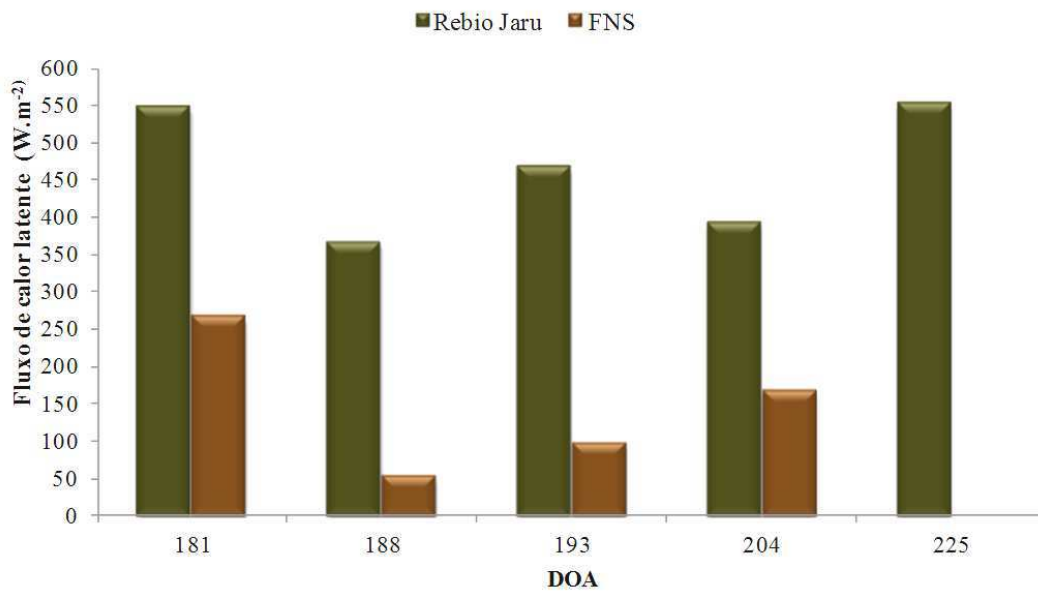
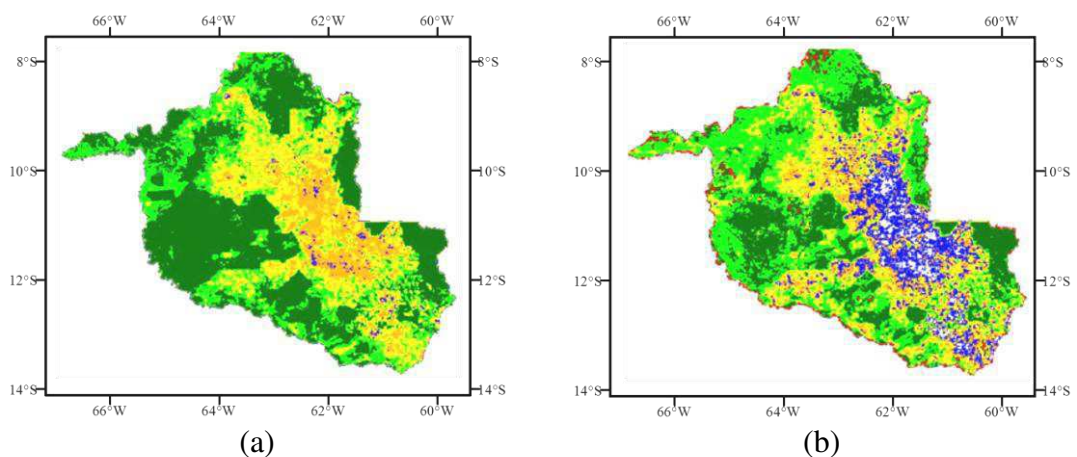


Figura 21 - Distribuição temporal do fluxo de calor latente (LE) para as áreas estudadas (FNS e Rebio Jaru) para os dias de ordem do ano (DOA) 181, 188, 193, 204 e 225.

5.8 – Evapotranspiração instantânea – ET_{ins}

Na Figura 22 tem-se a distribuição espacial da evapotranspiração instantânea ($mm \cdot h^{-1}$) calculada a partir do resultado do LE instantâneo e estimada para o momento da passagem do satélite sobre a área de estudo. Os valores encontrados variaram de $0 \cdot mm \cdot h^{-1}$ em áreas com baixa cobertura vegetal a $1,0 \cdot mm \cdot h^{-1}$ em áreas com presença de nuvem.



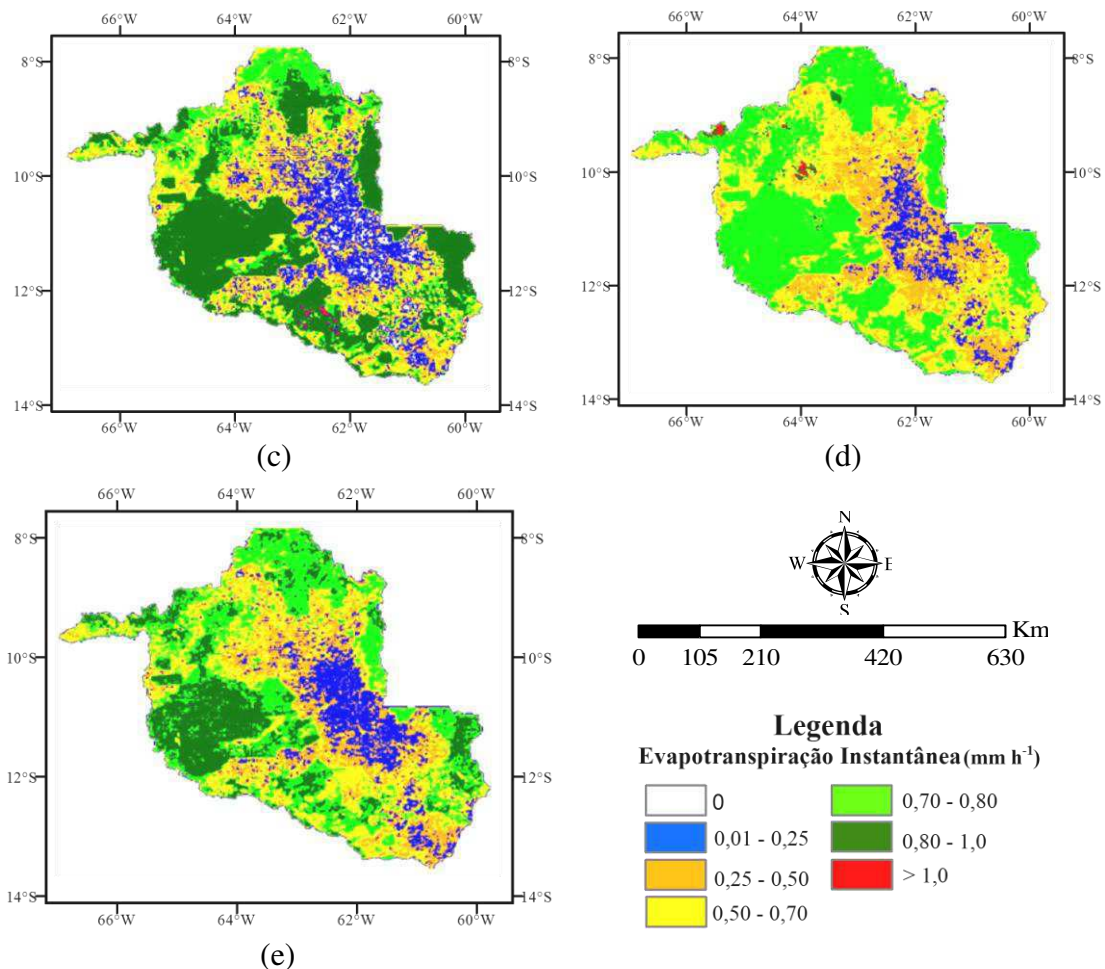


Figura 22 - Evapotranspiração instantânea para os dias de ordem do ano (DOA) 181(a), 188(b), 193(c), 204(d), 225(e).

Como mencionado anteriormente, para o cômputo de ET_{ins} é necessário utilizar as imagens do fluxo de LE instantâneo, na qual, as áreas que apresentaram pixels com valor igual a zero resultaram em um ET_{ins} também igual a zero, representados pela tonalidade branca. Os valores de ET_{ins} compreendidos na faixa de 0,01 a 0,25 mm h⁻¹ foram encontrados em áreas com pouca cobertura vegetal, como em áreas urbanizadas e pastagem (tons em azul), nota-se que estes valores predominam em grande parte da área de estudo principalmente nos dias 188 (b) e 193(c), no dia 204(d) as áreas com este valor diminuem e voltam a aumentar no dia 225(e).

As tonalidades em laranja representam as áreas com valores de ET_{ins} entre 0,25 e 0,50 mm h⁻¹ e em amarelo, os valores compreendidos entre 0,50 e 0,70 mm h⁻¹. Estas

duas classes de valores predominam na área de estudo principalmente nos dias 181(a) e 204(d) e foram encontrados em áreas com baixa cobertura vegetal, observa-se que a maioria das áreas com valores nesta faixa (0,25 a 0,70 mm h⁻¹) diminuem gradativamente do dia 181(a) até ao dia 193 (c), com exceção do dia 204(d) em que há maior espacialização destes valores.

As tonalidades em verde claro representam as áreas com ET_{inst} entre 0,70 e 0,80 mm h⁻¹ e foram encontradas em áreas com vegetação menos densa quando comparada à floresta nativa. Em tons de verde escuro encontra-se os valores de ET_{ins} entre 0,80 a 1,0 mm h⁻¹, e em vermelho as áreas com valores superiores a 1,0 que foram encontradas em nuvens presentes nas cenas. Observa-se que as áreas com presença de vegetação densa apresentaram os maiores valores de ET_{inst}, segundo Aguiar et al. (2006) embora o período seja seco na região amazônica, as árvores se adaptam bem a esta condição, desenvolvendo raízes bem profundas e atingindo o lençol freático nas camadas inferiores do solo. Assim, a floresta mantém altas taxas de evapotranspiração mesmo durante a estação seca e apresenta pouca variabilidade sazonal. Para as áreas de pastagem e de floresta, os valores médio de ET_{inst} foram 0,17 e 0,68 mm h⁻¹, respectivamente.

5.9 – Efeitos das mudanças no uso do solo

A Tabela 11 mostra os valores médios dos componentes do saldo de radiação em W m⁻² bem como a evapotranspiração instantânea (mm h⁻¹) durante o período seco para as áreas de floresta e pastagem. A fim de quantificar os efeitos da mudança de cobertura do solo nas componentes de Rn e na ET_{ins} efetuou-se a diferença absoluta e a porcentagem dos valores medidos entre pastagem (P) e floresta (F).

Tabela 11 - Valores médios das componentes de radiação, em $W m^{-2}$, e a ET_{ins} ($mm h^{-1}$) durante o período seco nas áreas de floresta e pastagem, onde P-F representa a diferença absoluta entre os dois sítios e $(P-F)/F$ (%) os efeitos das mudanças no uso do solo. O termo L_n é o saldo de radiação de ondas longas.

	$R_{s\downarrow}$	$R_{L\downarrow}$	$R_{L\uparrow}$	R_n	Albedo	L_n	ET_{ins}
Floresta	814,07	351,85	472,21	576,34	0,10	-120,35	0,68
Pastagem	815,85	351,69	498,69	510,20	0,18	-147,00	0,17
P-F	1,78	-0,17	26,48	-87,18	0,08	-26,65	-0,51
(P-F)/F (%)	+0,22	-0,05	+5,61	-14,73	+74,54	+22,14	-75

Os efeitos da substituição da floresta por pastagem provocam várias alterações nas componentes do saldo de radiação como: o aumento de 74,54% do albedo superficial, o incremento de 5,61% na quantidade de radiação de onda longa que é emitida para atmosfera e o aumento de 22,14% no saldo de radiação de ondas longas, o que resulta numa redução de 14,73% no saldo de radiação. Estes efeitos provocados pelo surgimento de pastagens na área de estudo, faz com que o saldo de radiação diminua nesta região, provocando uma alteração no balanço energético regional e reduzindo assim, a quantidade de energia disponível para as trocas energéticas entre superfície e atmosfera.

Com relação aos fluxos de energia, a redução na cobertura vegetal causou um aumento no fluxo de calor no solo devido a maior exposição do solo à radiação, e também no fluxo de calor sensível, fato este evidenciado com o aumento de 22% no saldo de radiação de ondas longas. Consequentemente houve uma diminuição no fluxo de calor latente, o que está diretamente relacionado com a redução do saldo de radiação, uma vez que há menos energia disponível na superfície para o processo de evapotranspiração, e está consistente com a redução de cerca de 75% da evapotranspiração instantânea, conforme mostra a Tabela 10. A diminuição na evapotranspiração afeta a formação de nuvens e no regime hidrológico da região.

6. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos, conclui-se que:

A substituição de florestas por pastagens provocou mudanças significativas no balanço de radiação. O aumento dos valores de albedo, da radiação de ondas longas emitida para a atmosfera e do saldo de radiação de ondas longas, resultou na redução do saldo de radiação e da evapotranspiração instantânea horária. Esses resultados evidenciam que a substituição de áreas de floresta por pastagem impacta diretamente nos fluxos de energia à superfície, principalmente, pela intensificação do fluxo de calor sensível e redução do fluxo de calor latente, fazendo com que a atmosfera local se torne mais aquecida e com menos teor de umidade.

A estimativa de albedo (α) mostrou uma boa concordância entre os valores estimados e os observados tanto na área de pastagem quanto na área de floresta. Verificou-se uma relação inversa entre o albedo e o R_n onde, áreas com menores valores de albedo apresentaram altos valores de R_n , indicando que quanto menor for o albedo, maior é a quantidade de energia disponível na superfície.

As imagens de NDVI permitiram a análise das mudanças ocorridas na cobertura vegetal ao longo do período estudado. As áreas de floresta apresentaram valores altos de NDVI e mantiveram-se com pouca alteração mesmo sendo período seco na região, já em pastagens, os valores decresceram gradativamente.

A temperatura da superfície foi condizente com a época do ano na região (período seco) e aumentou com o passar dos dias estudados. As áreas de pastagens mostraram os valores de temperatura superiores aos da floresta, devido à maior exposição do solo a radiação o que eleva os valores da temperatura do ar próximo à superfície.

O algoritmo METRIC aplicado às imagens de baixa resolução espacial (1km) estimou de maneira satisfatória o saldo de radiação (R_n). Com relação ao

comportamento dos fluxos de calor no solo (G), calor latente (LE) e calor sensível (H), observou-se que: o fluxo de calor no solo (G) apresentou um aumento gradativo ao longo dos dias estudados em decorrência do aumento de áreas com solo exposto. O fluxo de calor latente foi superior ao calor sensível em áreas de floresta. Já em pastagens esse comportamento é inverso, o fluxo de calor sensível foi dominante por todo o período. Através das imagens de satélite foi possível verificar que à medida que se intensifica o período seco, juntamente com as práticas de uso do solo na região, há uma diminuição no fluxo de LE e um aumento de H, o que afeta consideravelmente a atmosfera local.

7. REFERÊNCIAS

AGUIAR, R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. 2005. 56 f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá – MT, 2005.

AGUIAR, R. G.; RANDOW, C. V.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n.3b, p. 248-257, 2006.

ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, p. 97–106, 1996.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSEN, W. G. M.; KRAMBER, W.; LORITE, I.; ROBISON, C. W. Satellite- Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, ASCE, 395-406 p., 2007b.

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, n.4, p.380-394, 2007a.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements. **Irrigation and Drainage Paper 56**. Rome, Italy. United Nations FAO, p.300, 1998.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. .SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSEN, W.; MORSE, T.; KRAMBER, W.; WRIGHT, J. Metric: High Resolution Satellite Quantification of Evapotranspiration. Presentation Part Two – Energy Balance. Workshop. University of Idaho. Kimberley-Id, 2005.

ALVALÁ, R. C.; GIELOW, R.; ROCHA, R.; FREITAS, C.; LOPES, M.; MANZI, A.; VON RANDOW, C.; DIAS, M. A. F.; CABRAL, O. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under Forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, v.107: n. D20, DOI 10.1029/2001JD000599, 2002.

ALVES, F.S. M; FISCH, G.; VENDRAME, I.F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO). **Acta Amazônica**, v.29, n.3, p. 395-409, 1999.

ANDERSON, M. C.; NEALE, C. M. U.; LI, F.; NORMAN, J. M.; KUSTAS, W. P.; JAYANTHI, H; CHAVEZ, J. Upscaling ground observations of vegetation water content, canopy energy, and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery. **Remote Sensing of Environment**, v.5, p.343-363, 2004.

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**, v. 24, n. 3, p. 346-355, 2009.

ANDRADE, N.L.R. **Fluxos de energia em área de floresta de Transição Amazônia – Cerrado modelados pelo SITE**. 2009. 99f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2009.

ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**. 164p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa – MG, 164p, 2008.

ANDRADE, R.G.; VICTORIA, D.de C.; NOGUEIRA, S.F.; MASSAGLI, G.O.; AGNESE, M.L. Estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração real diária utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, RO. **Embrapa Monitoramento por Satélite. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**, 13. 26 p.: Campinas, SP, 2010.

ARTAXO P.; GATTI L.V.; LEAL A.M.C.; LONGO K.M.; FREITAS S.R.; LARA L.L.; PAULIQUEVIS, T.M.; PROCÓPIO, A.S.; RIZZO, L.V. Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, v.35, n.2, p. 185-196, 2005.

BARNI, P.E. **Reconstrução e asfaltamento da Rodovia BR-319: Efeito “dominó” pode elevar as taxas de desmatamento no Sul do Estado de Roraima**. 2009. 110f. **Dissertação** (Mestrado em Ciências de Florestas Tropicais)- Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA, Manaus, 2009.

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

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F. ROENRINK, G. J. VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p.213-229, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M.; UD-DIN-AHMED, M.; CHEMIN, Y. Satellite surveillance of water use across the Indus Basin. **Water Resources Research**, v. 38, p. 1273-1282, 2002.

BETTS, R.A.; COX, P.M.; COLLINS, M.; HARRIS, P.P.; HUNTINGFORD,C.; JONES,C.D. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. **Theoretical and Applied Climatology**, v.78, p. 157-175, 2004.

BEZERRA, B. G. **Balanco de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do algoritmo SEBAL**. 127 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande. 2006.

BEZERRA, M. V. C. **Balanco de Energia em Áreas Irrigada Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto**. 108f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande-PB, 2004.

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, n.1, p.52–67, 2005.

BIUDES, M.S.; JÚNIOR, J.H.C.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em carambatal e pastagem no norte do pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, 135-143, 2009.

BOTTA, A; FOLEY, J.A. Effect of climatic variability and disturbances on the Amazonian terrestrial ecosystems dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.4, 2002.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere**. D. Reidel. 229p., 1982.

COLTRI, P.P. **Influência do uso do solo no clima de Piracicaba, São Paulo: análise de séries históricas, ilhas de calor e técnicas de sensoriamento remoto**. 2006. 166 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba-SP, 2006.

CORREIA, F. W. S; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n.3. 2007.

COSTA, M.H.; FOLEY, J. Combined Effects of Deforestation and Doubled Atmospheric CO₂ Concentrations on the Climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v.13, 1998.

CULF, A. D.; FISCH, G. HODNETT, M.G. The Albedo of Amazonian and Forest Ranch Land. **Journal of Climate**, v.8, 1544-1554,1995.

DANTAS, V. de A.; SILVA, V. de P.R.; COSTA, A. C. L da; CHAGAS, G. F. B das. Fluxos de calor no dossel vegetativo e infiltração de água no solo, em floresta tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.15, n.12, p.1266–1274, 2011.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. **Solar engineering of thermal process**, 2nd Edition, New York: John Wiley, 1991.

ELFATIH, A.B.E; JR HUMPHRIES, E.J. The role of clouds in the surface energy balance over the Amazon Forest. **International Journal of Climatology**, v.18, p. 1575-1591, 1998.

ELTAHIR, E. A. “The role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics”. **Journal of Geophysical Research**, 1996.

FEARNSIDE, P. M. Desmatamento na Amazônia Brasileira: Com que intensidade vem ocorrendo? **Acta Amazônica**, Manaus, v.12, n. 3, p. 579-590,1982.

FEARNSIDE, P. M. **A floresta amazônica nas mudanças globais**. Manaus: INPA, 134p., 2003.

FEARNSIDE, P. M. Desmatamento na Amazônia brasileira: história, índices e consequências. **Megadiversidade**, v.1, n.1, p. 113-123, 2005.

FEARNSIDE, P.M; GRAÇA, P.M.L.A.; KEIZER, W.H.; MALDONADO, F.D.; BARBOSA, R.I; NOGUEIRA, E.M. Modelagem de desmatamento e emissões de gases

de efeito estufa na região sob influência da Rodovia Manaus-Porto Velho (Br-319). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, p. 208-233, 2009.

FERREIRA, L. V.; VENTICINQUE, E; ALMEIDA, S. O desmatamento na Amazônia e a importância das áreas protegidas. **Estudos Avançados [online]**, vol.19, n.53, pp. 157-166, ISSN 0103-4014, 2005.

FERREIRA, R.C. **Calibração do SEBAL/METRIC e mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 – TM e modelo de elevação digital**. 2009. 91 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Campina Grande, 2009.

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

FOLEY, J. A.; COSTA, M. H.; DELIRE, C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontier Ecology Environmet**, v. 1, n. 1, p. 38-44, 2003.

FOLHES, M.T. **Modelagem da evapotranspiração para a gestão hídrica de perímetros irrigados com base em sensores remotos**. 2007.186p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto)- Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 2007.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M. A.; BERGAMASHI, H. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.26, n.3, p.403-410, 1991.

FURLAN, D.N.; BALLESTER, V.R.; ANDRADE, R. G. Estimativa dos valores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo em diferentes condições antrópicas na bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, INPE, p.6301, 2011.

GALVÃO, J. A.C.; FISCH, G.. Balanço de energia em áreas de floresta e de pastagem na Amazônia (Ji-Paraná, RO). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p.25-37, 2000.

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**, v. 44, n. 4, p. 225–241, 1990.

GIONGO, P. R. **Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície**. 2008. 92f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola)- Departamento de Tecnologia Rural, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2008.

GIONGO, P.R.; VETTORAZZI, C.A. Mapeamento do saldo de radiação e evapotranspiração diária, por meio de imagens TM/LANDSAT-5. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE, p.4663-4670.

GOMES, J. B. **CONVERSÃO DE FLORESTAS TROPICAIS EM SISTEMAS PECUÁRIOS NA AMAZÔNIA: quais são as implicações no microclima da região?**. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Engenharia Ambiental), Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná, 14 de novembro de 2011.

GUSSO, A.; FONTANA, D. C.; GONÇALVES, G. A. Mapeamento da temperatura da superfície terrestre com uso do sensor NOAA/AVHRR. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. vol. 42, n° 2, Brasília, 231-237p., 2007.

< https://lpdaac.usgs.gov/products/modis_products_table > Acesso em 30 de abril, 2013.

HAFEEZ M. M.; CHEMIM Y.; VAN DE GIESEN, N.; BOUMAN B. A. M. Field Evapotranspiration in Central Luzon, Philippines, using Different Sensors: Landsat 7

ETM+, Terra Modis and Aster. **Anais Symposium on Geospatial theory, Processing and Applications**, Ottawa, Canadá, 2002.

HOPKINS, W.G. Correlation coefficient. 2009. Disponível em: <<http://www.sportsci.org/resource/stats/correl.html>> Acesso em: 30 de novembro de 2013.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n.3, p.295-309, 1988.

IDEIÃO, S. M. A. **Imagens multiespectrais e aplicações em recursos hídricos: temperatura da superfície e balanços de radiação e energia**. 2009. 156 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2009.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2000. Síntese de Indicadores Sociais. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de População e Indicadores Sociais.

INSTITUTO DE PESQUISA AMBIENTAL DA AMAZÔNIA (IPAM). REDD no Brasil: um enfoque amazônico: fundamentos, critérios e estruturas institucionais para um regime nacional de Redução de Emissões por Desmatamento e Degradação Florestal - REDD. 3ª Edição, Brasília, DF, 2011.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Projeto de Estimativa do Desflorestamento Bruto da Amazônia (PRODES). 2012. Disponível em: <<http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>> Acesso em: 30 de abril de 2013.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento Remoto do Ambiente**: uma perspectiva em recursos terrestres. 2ed. São José dos Campos: Parêntese, 2009, 604 p.

KRAMBER, W. J. Developing evapotranspiration data for Idaho's Treasure Valley using surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **Idaho Dept. of Water Resources**, Boise, Idaho. 2002.

KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; ANDERSON, M. C.; FRENCH, A. N. Estimating subpixel surface temperatures and energy fluxes from the vegetation index-radiometric temperature relationship. **Remote Sensing of Environment**, v.85, p.429-440, 2003.

LATORRE, M.L; ANDERSON, L.O; SHIMABUKURO, Y.E; JÚNIOR, O.A de C. Sensor MODIS: Características gerais e aplicações. **Espaço & Geografia**, v. 6, n.1, p. 91-121, 2003.

LEIVAS, J. F. **Uso de técnicas de Sensoriamento Remoto na estimativa do balanço de radiação na superfície**. 2008. 107p. Tese de Doutorado: Programa de Pós-Graduação em Fitotecnia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2008.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v.76, p. 213- 238, 2000.

LIBERATO, A. M. Estimativa do albedo e índice de área foliar na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.4, n.1, p. 22-32, 2011.

MACHADO, W. B. **Balanço de energia em áreas de floresta e de um campo agrícola no leste da Amazônia**. 2012. 65f. Dissertação (Recursos Naturais da Amazônia)- Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia, Universidade Federal do Oeste do Pará. Santarém, 2012.

MALHI, Y., ROBERTS, J. T., BETTS, R. A., KILLEEN, T. J., LI, W., NOBRE, C. A. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**, v. 319, p. 169-172, 2008.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**. v. 107, p. 169-172, 2002.

MARGULIS, S. Causas do desmatamento na Amazônia brasileira. **The World Bank**, Brasília. 2003. Disponível em [http:// www.finefrint.com](http://www.finefrint.com) (acesso em abril de 2013).

MELESSE, A. M; NANGIA, V. Estimation of spatially distributed surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields. **Hydrological Processes**. v.19, p. 2653–2670,2005.

MENDONÇA, J. C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense**. 2007. 145p. Tese (Doutorado em Produção Vegetal), Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MICHILES, A. A. S.; GIELOW, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, jun 2008. doi:<[10.1016/j.agrformet.2008.01.00](https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.01.00)>. (INPE-15431-PRE/10166).

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Programa Áreas Protegidas da Amazônia (ARPA), 2012. Disponível em: <<http://www.programaarpa.org.br/wp-content/uploads/2012/10/arpaDesmatamentoeMudanasClimticas.pdf>>. Acesso em: 25 de abril de 2013.

MORSE, A.; TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; KRAMBER, W. J. Application of the SEBAL Methodology for estimating consumptive use of Water and streamflow depletion in the Bear River Basin of Idaho through Remote Sensing – Final Report. **Idaho Department of Water Resources** – University of Idaho, 2000.

MOURA, M.A.L.; LYRA, R.F.F.; BENINCASA, M.; SOUSA, J.L.; NASCIMENTO FILHO, M.F. Variação do albedo em áreas de florestas e pastagem na Amazônia. **Rev. Bras. Agrometeorol.**, v.7, n.2, p 163 - 168, 1999.

MOUTINHO, P. Desmatamento na Amazônia: desafios para reduzir as emissões de gases de efeito estufa no Brasil. **Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia - IPAM**. Brasília, DF, Brasil, 2009.

NASCIMENTO, G. S. L. **Obtenção do saldo de radiação no Estado do Ceará utilizando imagens MODIS**. 2012. 85 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2012.

NASCIMENTO, R. L. **Análise comparativa dos componentes do saldo de radiação em áreas de pastagem e floresta na Amazônia.** 71 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2012.

NOBRE, C.A.; MARENGO, J.A.; ARTAXO, P. **Understanding the Climate of Amazonia: Progress from LBA. Amazonia and Global Change.** v.186, p. 145-147, 2009.

NOBRE, C.A.; SHUKLA, J.; SELLERS, P.J. Impactos climáticos do desmatamento da Amazônia. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, nº9, p. 44 - 55, 1989.

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

OLIVEIRA, G.S. **Consequências climáticas da substituição gradual da Floresta Tropical Amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja: um estudo de modelagem.** 2008. 417p. Tese. São José dos Campos: INPE, 2008.

PEDLOWSKI, M.A.; DALE, V.H. Land-Use Practices in Ouro Preto do Oeste,Rondônia, Brazil. **Environmental Sciences Division**, U.S. Department of Energy, n. 38, 1992.

PEREIRA, M. P. S. **Interação entre ecossistemas terrestres e a atmosfera na Amazônia: conexões biogeofísicas e biogeoquímicas.** 2006. 111f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) - Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2006.

QUERINO, C.A.S.; MOURA, M.A.L.; LYRA, R.F.F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de Radiação Solar Global e Albedo com ângulo zênital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p. 42-49, 2006.

RELATÓRIO DA AMAZÔNIA–SUSTENTABILIDADE (2009). Disponível em: <
http://www.walmartbrasil.com.br/sustentabilidade/_pdf/relatorios/walmart-relatorio-compromisso-amazonia.pdf>.

RIBEIRO, A. G. O ciclo hidrológico em áreas cobertas pela floresta tropical: A propósito do processo de formação das nuvens tipo “Cumulus esfarrapadus”. **Acta Amazônica**, v.11, n.2, p325-333, 1981.

ROSENDO, J. S. **Índices de vegetação e monitoramento do uso do solo e cobertura vegetal na Bacia do Rio Araguari-MG-utilizando dados do sensor MODIS**. 2005. 130f. Dissertação (Mestrado em Geografia)- Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia-MG, 2005.

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M.H.; SATYAMURTY, P.; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**,v. 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612, 2007.

SANTOS, C. A. C. dos; NASCIMENTO, R. L.; MANZI, A. O. 2011. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, INPE. p.1636-1643, 2011.

SANTOS, F.A.C. **Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no estado de São Paulo**. 2011. 84p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB. 2011.

SANTOS, T.V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**.

2009. 96p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

SILVA, L. D. B. **Evapotranspiração do capim Tazânia (*Panicum maximum Jacq*) e grama batatais (*Paspalum notatum Flugge*) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem**. 2006. 93p. Tese (Doutorado em agronomia) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba-SP, 2006.

SOBRINO, J. A.; CASELLES, V.; COLL, C. Theoretical split-window algorithms for determining the actual surface temperature. **Il Nuovo Cimento**, vol. 16C, p. 219-236, 1993.

SOUZA, N. S. **Boletim Científico-Escola Superior do Ministério Público da União**. Brasília-DF, Ano 9. Números 32/33-janeiro/dezembro 2010.

TASUMI, M.; TREZZA, R.; ALLEN, R. G.; WRIGHT, J. L. Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U.S. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, p. 355–376, 2005.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration: implications for groundwater management in Botswana. **JAG**, vol. 1, p. 222-233, 1999.

TRENTIN, R.; DEPPE, F.; LOHMANN, M. Análise comparativa da temperatura de superfície MODIS e temperatura do ar em diferentes situações no estado do Paraná. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, INPE, p.7745, 2011.

TREZZA, R. **Evapotranspiration using a satellite-based surface energy balance with standardized ground control**. 2002. Ph.D. thesis, Utah State University, Logan, Utah, 2002.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE GOIÁS (UFG). **Workshop sobre o sensor MODIS. Possibilidades e Aplicações na análise e monitoramento ambiental.** Goiás, UFG, 23 a 25 de maio de 2003.1 CD-ROM.

VEIGA, J. B. da; TOURRAND, J. F.; QUANZ, D. A Pecuária na Fronteira Agrícola da Amazônia: O caso do Município de Uruará, PA, na Região da Transamazônica. Belém: **EMBRAPA- CPATU**, 1996, 61 p. (Embrapa-CPATU. Documentos, 87).

VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J. DE; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 5-26, 2004.

WARREN, M.S. Desmembramento de Estimativas de Evapotranspiração Obtidas por Sensoriamento Remoto nas Componentes de Evaporação e Transpiração Vegetal. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 02, p.361-373, 2012.

ZIMMER, A.H.; EUCLIDES FILHO, K. As pastagens e a pecuária de corte brasileira. **Anais Simpósio Internacional sobre Produção Animal em Pastejo**, 1997, Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, p.349-379, 1997.