



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO OESTE DO PARÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA, PÓS-GRADUAÇÃO E INOVAÇÃO
TECNOLÓGICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA**

CARLOS MANOEL ROCHA MELO

**UTILIZAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL PARA O CÁLCULO DAS
COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA EM UMA REGIÃO DE SAVANA
EM SANTARÉM, PARÁ, BRASIL**

**SANTARÉM – PA
2020**

CARLOS MANOEL ROCHA MELO

**UTILIZAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL PARA O CÁLCULO DAS
COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA EM UMA REGIÃO DE SAVANA
EM SANTARÉM, PARÁ, BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais; Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA.

Área de concentração: Processos de Interação da Biosfera e Atmosfera.

Orientador: Dr. Rodrigo da Silva

Coorientador: Dr. Wilderclay Barreto Machado

**SANTARÉM – PA
2020**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas – SIBI/UFOPA

- M528u Melo, Carlos Manoel Rocha
Utilização do algoritmo SEBAL para os cálculos das componentes do balanço de energia em uma região de savana em Santarém, Pará, Brasil. / Carlos Manoel Rocha Melo. – Santarém, 2020.
102 p. : il.
Inclui bibliografias.
- Orientador: Rodrigo da Silva.
Coorientador: Wilderclay Barreto Machado.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Oeste do Pará, Pró-Reitoria de Pesquisa, Pós Graduação e Inovação Tecnológica, Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia.
1. Balanço de energia. 2. MODIS. 3. SEBAL. I. Silva, Rodrigo da, *orient.* II. Machado, Wilderclay Barreto, *coorient.* III. Título.

CDD: 23 ed. 621.3678

Bibliotecária - Documentalista: Renata Ferreira – CRB/2 1440

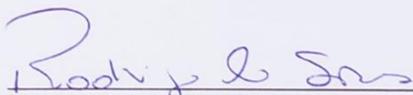
CARLOS MANOEL ROCHA MELO

**UTILIZAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL PARA O CÁLCULO DAS
COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA EM UMA REGIÃO DE
SAVANA EM SANTARÉM, PARÁ, BRASIL**

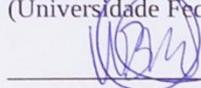
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação *Stricto Sensu* em Recursos Naturais da Amazônia, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências Ambientais; Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA.
Área de concentração: Processos de Interação da Biosfera e Atmosfera.

Conceito:

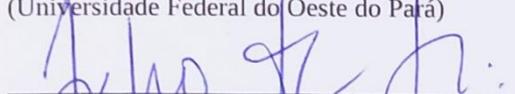
Data da aprovação 28/02/2020



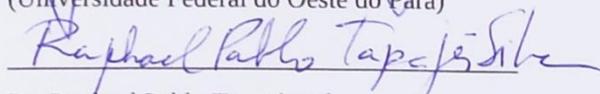
Dr. Rodrigo da Silva (Orientador)
(Universidade Federal do Oeste do Pará)



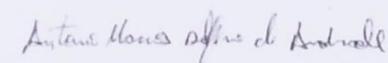
Dr. Wilderclay Barreto Machado (Coorientador)
(Universidade Federal do Oeste do Pará)



Dr. Júlio Tota da Silva
(Universidade Federal do Oeste do Pará)



Dr. Raphael Pablo Tapajós Silva
(Universidade Federal do Oeste do Pará)



Dr. Antônio Marcos Delfino de Andrade
(Universidade Federal do Oeste do Pará)

AGRADECIMENTOS

Primeiro a Deus por ter me concedido saúde, paciência e o conhecimento necessário para que eu conseguisse planejar e alcançar todos os meus objetivos até o momento.

A minha mãe, Valdenira Rocha Melo, por me dar todo suporte e carinho, por sempre estar presente na minha vida e não deixar de me inspirar e incentivar nem um só minuto.

A minha esposa, Gleiciane Xavier Nunes, e meu filho, Martim Nunes Melo, pela paciência nos momentos mais complicados, por me darem alegria e vontade de alcançar cada vez mais conquistas, por mais difíceis que elas pareçam.

A todos os meus familiares, por me apoiarem desde o início da minha vida acadêmica.

Ao meu orientador, Professor Doutor Rodrigo da Silva, sempre muito atencioso e respeitoso, por acreditar em mim, incentivar e guiar pelos melhores caminhos nessa jornada.

Ao meu coorientado, Professor Doutor Wilderclay Barreto Machado, também pelo crédito em minha pessoa, pelo acolhimento, cuidado e paciência em me repassar todo o conhecimento absorvido durante o curso, pelo acompanhamento diários, e mesmo com adversidades não deixou de me atender sempre que preciso.

A Universidade Federal do Oeste do Pará, pelo investimento em minha qualificação, proporcionando oportunidade para que eu pudesse ter tempo para poder cursar o mestrado.

Aos meus colegas do Laboratório de Sensoriamento Remoto Meteorológico (LabSEM), Cleber Xavier e Victor Uchoa, pela parceria, companhia e pela ajuda técnica sempre quando necessário nos momentos de dúvida.

Ao Programa de Pós Graduação em Recursos Naturais da Amazônia, a todos os colegas da turma de 2018, a coordenação, e a secretária amiga Rose Gleisy Jardim Maia, por toda dedicação e empenho com todos.

Muitíssimo obrigado a todos que me ajudaram, que me incentivaram, contribuíram de alguma forma para a realização e para que eu pudesse finalizar este trabalho.

RESUMO

A diversidade Amazônica resulta de uma equilibrada relação dos fatores bióticos e abióticos, logo, qualquer alteração no clima pode acarretar mudanças na vida das populações. A Amazônia é caracterizada pela presença da floresta tropical, porém, há a presença de áreas com características semelhantes aos cerrados. Impulsionada pela ação do homem, estas áreas estariam se expandindo, levando o lugar a um processo de savanização que podem resultar em alterações no clima. Neste contexto, este trabalho busca calcular as componentes dos balanços de radiação e energia nas áreas de Savana na Amazônia. O local de estudo será uma área de Savana Amazônica, em Santarém, Pará, utilizando dados de imagem multiespectrais do sensor MODIS, a bordo do satélite da TERRA, obtidas gratuitamente no site LPDAAC/USGS (<https://lpdaac.usgs.gov/>). Após o processamento das imagens, será aplicado o algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL), o qual, por meio de rotinas computacionais, fornece os componentes balanço de radiação e energia. O presente estudo confirmou resultados de maior reflexão de onda curta (Albedo) e maior propagação de radiação de onda longa da superfície para atmosfera, assim, maiores emissões de calor para a atmosfera e redução no saldo de radiação na área de Savana em relação ao a floresta. Houve também redução do fluxo de calor latente (LE) e aumento do fluxo de calor sensível (H) e do solo (G) em relação ao a floresta. O balanço energético mostrou que a maior porcentagem da energia é utilizada para LE, cerca de 55,6 %, justificado pela boa disponibilidade de água no ambiente da região, seguida por H com 31,5 %, e o G com 12,9 %, este último confirmando sua importância para um melhor fechamento de balanço energético.

Palavras-Chave: Balanço de energia. MODIS. SEBAL. Savana amazônicas. Alter do Chão.

ABSTRACT

The Amazonian diversity results from a balanced relationship between biotic and abiotic factors, so any change in the climate can cause changes in the lives of populations. The Amazon is characterized by the presence of the tropical forest, but there are areas with characteristics similar to the cerrados. Driven by man's action, these areas would be expanding, leading the place to a process of savanna that could result in climate change. In this context, the present work seeks to characterize the components of the radiation and energy balances in Savanna areas in the Amazon. The study site will be an Amazonian Savannah area, in Santarém, Pará, using multispectral image data from the MODIS sensor, on board the TERRA satellite, obtained free of charge on the LPDAAC / USGS website (<https://lpdaac.usgs.gov/>). After image processing, the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) algorithm will be applied, which, through computational routines, provides the components of radiation and energy balance. The present study confirmed results of greater short wave reflection (Albedo) and greater propagation of long wave radiation from surface to atmosphere, thus higher heat emissions to the atmosphere and reduction in radiation balance in the Savannah area in relation to the forest. There was a reduction in the latent heat flow (LE) and an increase in the sensitive heat flow (H) and soil (G) in relation to the forest. The energy balance showed a greater percent of energy being used for LE, about 55,6 %, justified by the good availability of water in the open environment, followed by H with 31,5 % and G with 12,9 %, the latter confirms its importance for a better closing of the energy balance.

Keywords: Energy balance. MODIS. SEBAL. Amazonian savana. Alter do Chão.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa Global Esquemático Das Savanas Tropicais e Florestas Secas	15
Figura 2: Savanas da Amazônia e três tipos de áreas protegidas em todo o bioma Amazônia.....	16
Figura 3: Perfil esquemático da Savana.	17
Figura 4: Blocos-diagramas das fisionomias ecológicas da Savana (Cerrado).....	17
Figura 5: Espectro eletromagnético.....	21
Figura 6: Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica.....	22
Figura 7: Mapa de localização da área de estudo – Savana de Alter do Chão.	29
Figura 8: Savana Alter do Chão.	30
Figura 9: Gráfico de precipitação total mensal, entre 1972 e 2019, próximos a Savana de Alter do Chão.	31
Figura 10: Programa MODIS Reprojection Tool (MRT).	33
Figura 11: Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.	34
Figura 12: Fluxograma com as etapas do processamento do Balanço de Radiação, Energia e ET à Superfície adaptados às imagens MODIS.	46
Figura 13: Carta de média de NDVI dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	49
Figura 14: Boxplot para NDVI para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	50
Figura 15: Carta de flutuações de NDVI entre os anos de 2004 a 2006.	51
Figura 16: Carta de média de albedo dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.	53
Figura 17: Boxplot para Albedo para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	54
Figura 18: Carta de flutuações de albedo entre os anos de 2004 a 2006.....	55
Figura 19: Carta de média de Temperatura de superfície dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	57
Figura 20: Boxplot para temperatura de superfície para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	58
Figura 21: Carta de flutuações de Temperatura da superfície entre os anos de 2004 a 2006.	59
Figura 22: Carta de média de saldo de onda curta dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	61
Figura 23: Boxplot para saldo de onda curta para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	62
Figura 24: Carta de flutuações de saldo de onda curta entre os anos de 2004 a 2006.....	63

Figura 25: Carta de média de saldo de onda longa dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 1016.....	65
Figura 26: Boxplot para saldo de onda longa para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	66
Figura 27: Carta de flutuações de saldo de onda longa entre os anos de 2004 a 2006.....	67
Figura 28: Carta de média de saldo de radiação dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 1016.	69
Figura 29: Boxplot para saldo de radiação para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.	70
Figura 30: Carta de flutuações de saldo de radiação entre os anos de 2004 a 2006.....	71
Figura 31: Variabilidade espacial de amostras para Albedo, Temperatura de superfície, S*, L*, RN e NDVI.....	73
Figura 32: Carta de média de fluxo de calor sensível dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 1016.....	75
Figura 33: Boxplot para fluxo de calor sensível para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	76
Figura 34: Carta de flutuações de fluxo de calor sensível entre os anos de 2004 a 2006.	77
Figura 35: Carta de média de fluxo de calor latente dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 1016.....	79
Figura 36: Boxplot para fluxo de calor latente para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	80
Figura 37: Carta de flutuações de fluxo de calor latente entre os anos de 2004 a 2006.	81
Figura 38: Carta de média de fluxo de calor no solo dos anos 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 1016.....	83
Figura 39: Boxplot para fluxo de calor no solo para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.....	84
Figura 40: Carta de flutuações de fluxo de calor no solo entre os anos de 2004 a 2006.	85
Figura 41: Variabilidade espacial de amostras para NDVI, RN, H, G e LE.....	87
Figura 42: Fechamento das componentes do balanço de energia LE +H+G (%).	88
Figura 43: Balanço de energia LE +H+G (W.m ⁻²) e Saldo de radiação (RN)	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Principais características do sensor MODIS	27
Tabela 2: Dados orbitais da região da Savana Alter do Chão utilizados para aplicação do modelo SEBAL	32
Tabela 3 – Coeficiente de ponderação para imagens MODIS	47
Tabela 4 – Teste de correlação de Pearson entre NDVI, RN, L*, S*, Tsup, Albedo	73
Tabela 5 – Teste de correlação de Pearson entre NDVI, H, RN, G e LE	86

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

W	Água precipitável (mm)
α	Albedo
α_{toa}	Albedo planetário
α_{sup}	Albedo corrigido de cada pixel
Z	Ângulo zenital solar z Altitude de cada pixel (m)
Cp	Calor específico do ar a pressão constante ($1.004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
“a” e “b”	Coefficientes dos pixel âncoras (frio e quente)
Kc	Coefficiente de cultura
Zom	Coefficiente de rugosidade ao transporte de momentum (m)
Kt	Coefficiente de turbidez da atmosfera
L	Comprimento de Monin-Obukhov
σ	Constante de Stefan – Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
γ	Constante psicrométrica ($0,066 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
S	Constante solar (1.367 W m^{-2})
K	Constante de Von Karman
ρ	Densidade do ar (kg m^{-3})
dr	Distância Relativa Terra Sol
dT	Diferença de Temperatura
ϵ_a	Emissividade atmosférica
ϵ_{NB}	Emissividade do infravermelho próximo (termal)
ϵ_0	Emissividade de cada pixel (-)
G	Fluxo de calor no solo (W m^{-2})
LE	Fluxo de calor latente (W m^{-2})
LEfrio	Fluxo de calor latente no pixel frio (W m^{-2})
H	Fluxo de calor sensível (W m^{-2})
H _{quente}	Fluxo de calor sensível no pixel quente (W m^{-2})
Δ	Gradiente de curva de pressão de vapor na saturação ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
dT	Gradiente de temperatura ($^\circ\text{C}$)
K	Kelvin
IV	Infravermelho
Kri	Irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera

ρ	Massa específica
m	Metro
$m s^{-1}$	Metro por segundo
$MJ m^{-2}$	Mega Joule por metro quadrado
$mm m\acute{e}s^{-1}$	Milímetro por mês
$mm d^{-1}$	Milímetro por dia
ea	Pressão real de vapor d'água (kPa)
es	Pressão de saturação de vapor d'água (kPa)
P	Pressão atmosférica (kPa)
$kg m^{-2}$	Quilograma por metro quadrado
km	Quilômetro
kPa	Quilo Pascal
$R_{S \downarrow}$	Radiação de onda curta incidente ($W m^{-2}$)
R_{S^*}	Saldo de radiação de onda curta ($W m^{-2}$)
$R_{L \downarrow}$	Radiação de onda longa incidente ($W m^{-2}$)
$R_{L \uparrow}$	Radiação de onda longa emitida ($W m^{-2}$)
R_{L^*}	Saldo de radiação de onda longa ($W m^{-2}$)
a_i	Radiância espectral mínima
b_i	Radiância espectral máxima
$L_{\lambda i}$	Radiância espectral de cada banda
α_p	Refletância da própria atmosfera
rah	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível
r_s	Resistência da superfície
Rn	Saldo de radiação ($W m^{-2}$)
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar
T	Transporte de momentum
T_{sup}	Temperatura da superfície
UR	Umidade relativa do ar (%)
u^*	Velocidade de fricção na estação meteorológica
u_2	Velocidade do vento a 2 metros de altura ($m s^{-1}$)
u_{200}	Velocidade do vento a 200 metros ($m s^{-1}$)
$W m^{-2}$	Watts por metro quadrado

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
1.1 Referencial Teórico	15
1.1.1 Savanas Amazônicas	15
1.1.2 Savanização na Amazônia	17
1.1.3 Radiação e energia.....	20
1.1.4 Sensoriamento Remoto.....	23
1.1.5 SEBAL	25
1.1.6 Satélite TERRA	26
1.1.7 Sensor MODIS	26
1.2 Objetivo.....	28
1.2.1 Objetivo Geral	28
1.2.2 Objetivos Específicos:	28
2. MATERIAL E MÉTODOS.....	29
2.1 Área de estudo:	29
2.2 Dados e metodologia:	31
2.3 Dados MODIS.....	32
2.3.1 Etapas do processamento das imagens de satélite	34
2.3.2 Algoritmo SEBAL para dados do satélite TERRA – MODIS	45
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	48
3.1 Parâmetros biofísicos	48
3.1.1 NDVI	48
3.1.2 Albedo	51
3.1.3 Temperatura da superfície (C°)	56
3.2 Saldos de radiação.....	60
3.2.1 Saldo de onda curta (S*).....	60
3.2.2 Saldo de onda longa (L*).....	64
3.2.3 Saldo de radiação (RN).....	68
3.3 Balanço de energia	74
3.3.1 Fluxo de calor sensível (H).....	74
3.3.2 Fluxo de calor latente (LE).....	78
3.3.3 Fluxo de calor no solo (G).....	82
4. CONCLUSÕES	90
REFERÊNCIAS	92

1. INTRODUÇÃO

A Amazônia situa-se ao norte da América do Sul e abrange parte do território de nove países, dentre eles o Brasil, a Bolívia, a Colômbia, o Equador, o Peru, a Venezuela, o Suriname, a Guiana e a Guiana Francesa. No território nacional, a chamada Amazônia Brasileira abrange parte dos Estados do Acre, Amazonas, Amapá, Roraima, Pará, Maranhão, Goiás, Mato Grosso e Rondônia, compreendendo uma área de 5.033.072 Km², que corresponde a sessenta e um por cento de todo o território brasileiro (COSTA, et al., 2013; VIDAL; SILVA NETO, 2019). Sua alta taxa de produtividade primária e a enorme biodiversidade da fauna e flora presente nas florestas dessa região são umas das suas principais características (SCHUBART, 2000).

A presença da floresta tropical úmida, que ocupa a maior parte da região, é favorecida pela grande quantidade de radiação recebida por sua localização na região do equador somada a umidade do local, porém, não é totalmente incomum, mesmo que em proporção menor, a presença de outras formações vegetais, como manchas ou ilhas de paisagens semelhantes ao cerrado ou savana na Amazônia. Segundo Pires e Prance (1985), de 3 % a 4 % da Amazônia Brasileira é composta por áreas de Savana, uma porcentagem considerada pequena quando comparada à Amazônia como um todo, porém chamam muito a atenção quando encontradas em meio a grande floresta densa, instigando estudos mais detalhados dessas áreas.

O termo “ilha” de paisagens exóticas, é mais do que justificável, pois trata de verdadeiros “enclaves” de paisagens morfológicas e fitogeográficas diferenciadas, inclusas na massa homogênea e extensiva das paisagens amazônicas típicas, sob a forma de cerrados, cerradões, matas ralas, matas secas. Tais “enclaves” de paisagens localmente diferenciadas dependem, em sua maior parte, de fatores pedológicos muito especiais, que impedem a existência de condições ecológicas mínimas requeridas pela vegetação florestal (AB'SÁBER, 2004).

A ocorrência e origem desses tipos de ecótonos floresta-cerrado são ainda alvo de farta discussões. Adaptação ao fogo, influência humana, oligotrofismo, controle climático e/ou hidrológico, são alguns dos argumentos utilizados para explicar a presença de tais mosaicos, uma outra possível explicação poderia advir da relação destes mosaicos vegetais com condições paleoambientais. Seria como enfatizar os paleoclimas, originando o mosaico atual de floresta e cerrado, enquanto que outros fatores anteriormente citados agiriam mais como

mantenedores ou modificadores das áreas de cerrado, mas não como formadores (CARNEIRO-FILHO, 1993).

Carvalho e Mustin (2017) afirmaram que foram encontrados apenas 136 estudos sobre as savanas da Amazônia, realizados ao longo de 80 anos, a maioria desses estudos foram realizados total ou parcialmente no Brasil (111), concentrada em grande parte na porção brasileira das savanas da Guiana (31) e em uma área relativamente pequena da savana perto da aldeia de Alter do Chão (39). Muitos estudos se debruçam sobre aspectos das Savanas, em sua maioria relacionados a diversidade de fauna (FROTA, *et al.*, 2005; PINTO; TELLO, 2010; FADINI *et al.*, 2018,), flora (RATTER; BRIDGEWATER; RIBEIRO, 2003; MAGNUSSON *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2019) e ainda sobre a presença de fogo, alguns outros sobre a influência do fogo (HOFFMANN, 1999; FARIA; LIMA; MAGNUSSON, 2004; LOUZADA *et al.*, 2010), porém, ainda poucos estudos específicos relacionados a variáveis climáticas desse lugares são encontrados, (COSTA, 2019), variáveis capazes de modelar o clima local e regional, como o balanço de radiação.

Os diferentes tipos de superfície influem diretamente na distribuição das componentes do balanço de radiação solar e de energia, regulando, por exemplo, o regime de chuva local. As savanas amazônicas, como formações isoladas, instigam questionamentos sobre sua interação com a radiação e de como contribuem para a modelagem do clima local e para a manutenção de espécies. É possível que um melhor entendimento sobre essa interação ajude numa explicação de como esses enclaves de paisagens se mantem no meio da Amazônia.

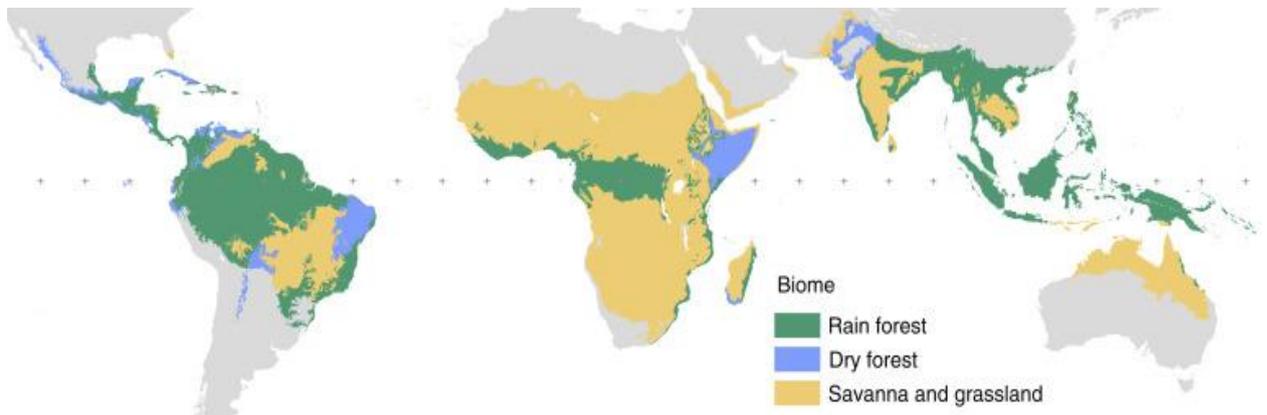
Neste contexto, a fim de contribuir com um maior e melhor entendimento da dinâmica dessas áreas podendo contribuir em futuros trabalhos, o objetivo desta pesquisa é calcular as componentes do balanço de radiação e energia, utilizando técnicas de sensoriamento remoto, por meio da aplicação de um algoritmo de balanço de energia para a superfície sobre imagens orbitais em uma Savana Amazônica, no Município de Santarém, Pará.

1.1 REFERENCIAL TEÓRICO

1.1.1 Savanas Amazônicas

As savanas tropicais compõem uma vastas áreas ao redor do mundo, cerca de 20% do globo, entre 15 e $24,6 \times 10^6$ quilômetros quadrados (km^2) da superfície terrestre na América do Sul, África, e Ásia, recobrando aproximadamente cerca de 45% do território da América do Sul, 60% da África e 65% da Austrália (HUNTLEY; WALKER, 1982; SILVA; BATES, 2002; PENNINGTON; LEHMANN; ROWLAND, 2018). A Figura 1 mostra o mapa global esquemático com a distribuição das savanas tropicais e florestas secas, mesmo com a escala impedindo a exibição de pequenas áreas geográficas é possível observar áreas isoladas de savana na floresta amazônica.

Figura 1: Mapa Global Esquemático Das Savanas Tropicais e Florestas Secas



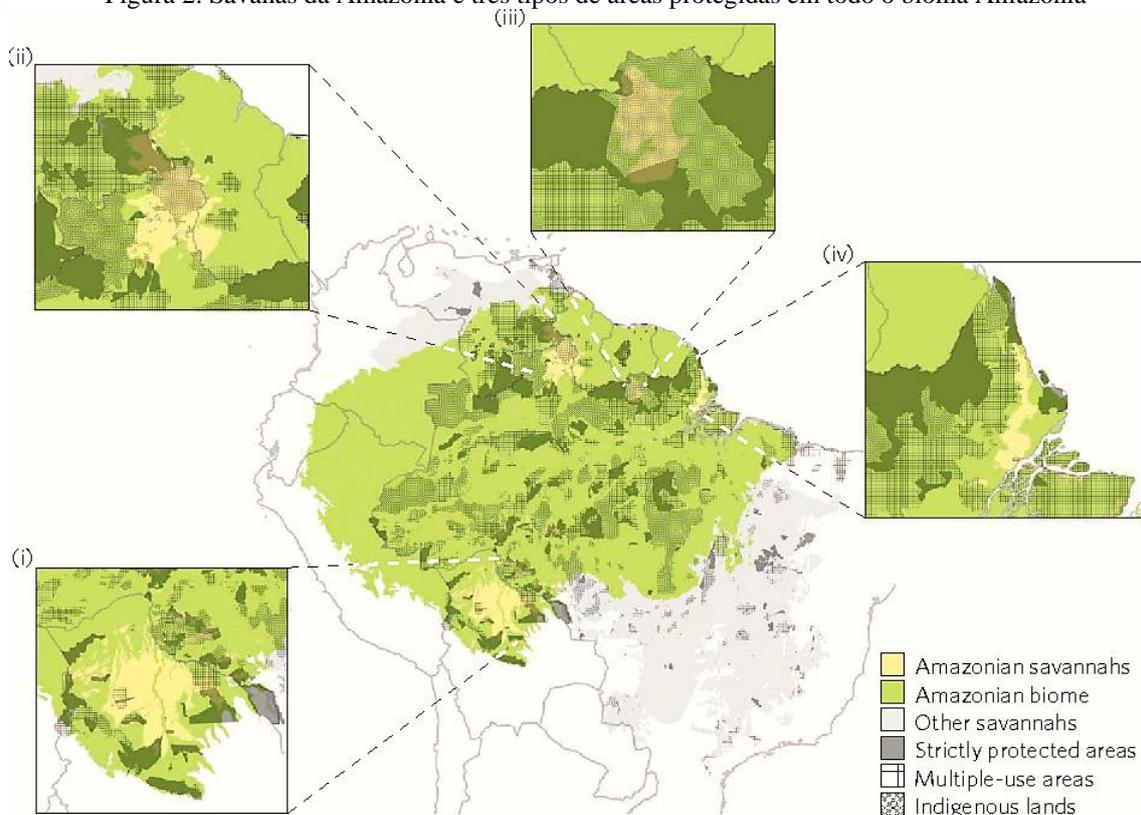
Fonte: Pennington, Lehmann e Rowland (2018).

Na América do Sul as savanas tropicais compõem parte importante da vegetação terrestre, tendo seus maiores complexos no Cerrado do Brasil, Bolívia e Paraguai e Llanos na Venezuela e Colômbia. Em algumas regiões as savanas dominam a paisagem, sendo florestas encontradas apenas ao longo dos rios ou pequenas áreas isoladas, no entanto, no bioma Amazônico, ilhas de savanas de tamanhos variados são encontrados, as chamadas Savanas amazônicas constituem uma áreas total de aproximadamente 267.164 km^2 , com quase 90% do total na Bolívia e no Brasil, e áreas menores na Venezuela, Guiana e Suriname (SILVA; BATES, 2002; CARVALHO; MUSTIN, 2017).

A Figura 2 mostra a distribuição de savanas da Amazônia e três tipos de áreas protegidas em todo o bioma Amazônia. "Outras savanas" são o Cerrado no Brasil, Bolívia e Paraguai e os Llanos na Venezuela e Colômbia. Os painéis inseridos mostram os quatro maiores complexos de savanas da Amazônia: (i) as savanas de Beni na Bolívia; (ii) as savanas da

Guiana no Brasil, Venezuela e Guiana; (iii) as savanas de Sipaliwini-Parú no Brasil e Suriname; e (iv) o Cerrado do Amapá no Brasil (CARVALHO; MUSTIN, 2017).

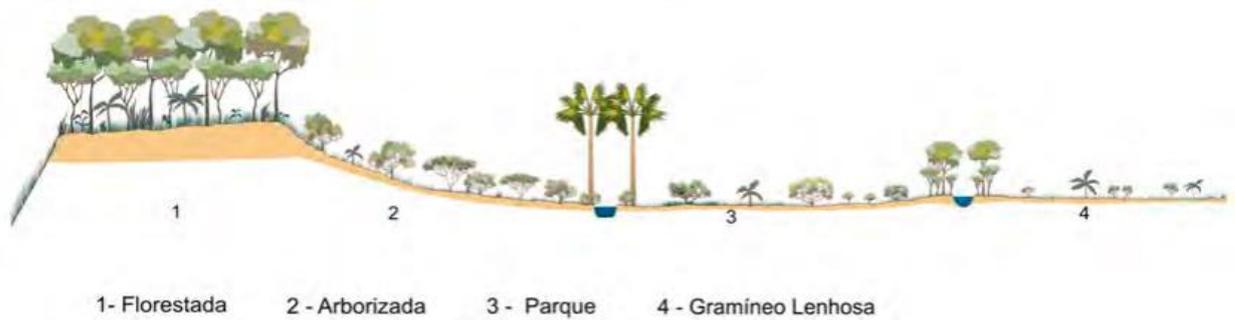
Figura 2: Savanas da Amazônia e três tipos de áreas protegidas em todo o bioma Amazônia



Fonte: Carvalho e Mustin (2017).

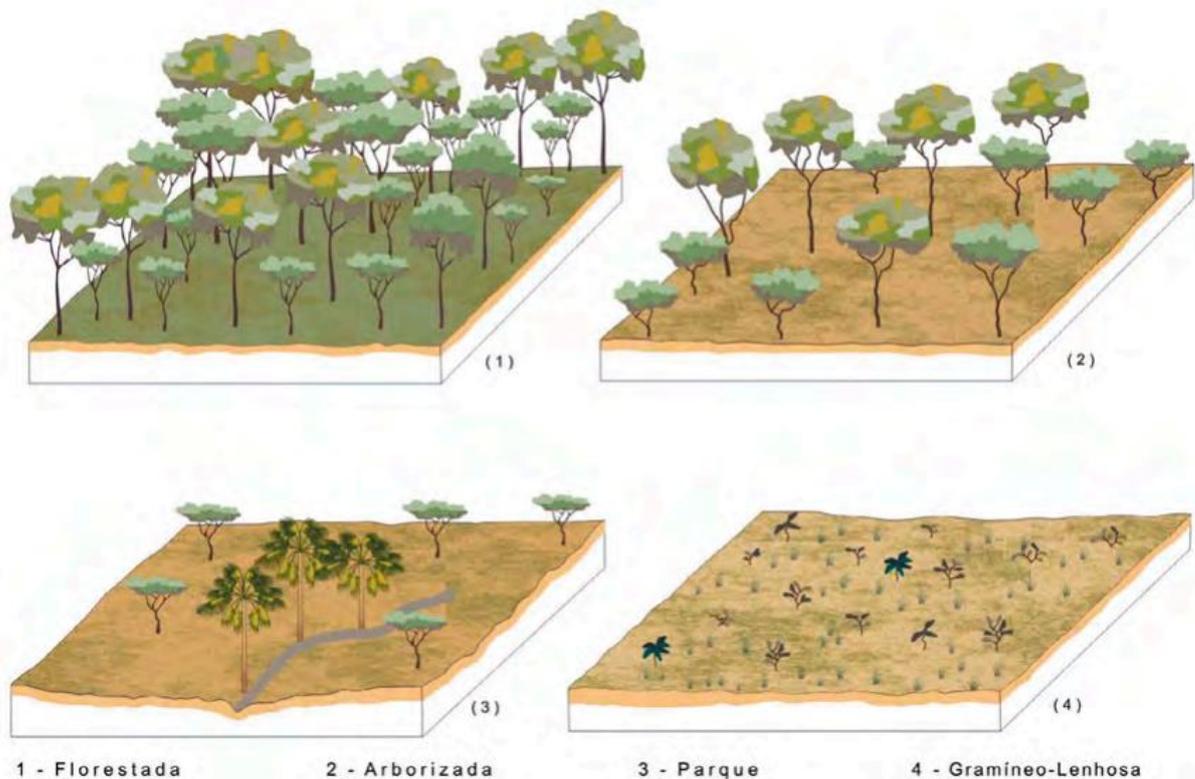
Fisionomicamente, as savanas são formações vegetais abertas com um estrato herbáceo sempre presente, estratos arbustivos e/ou arbóreos mais ou menos desenvolvidos, sujeitos a queimadas (MAGNUSSON *et al.*, 2008). Pelo Manual Técnico da Vegetação Brasileira elaborado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, 2012, a Savana (Cerrado) foi subdividida em quatro subgrupos de formação: Florestada; Arborizada; Parque; e Gramíneo-Lenhosa, conforme ilustra a figura 3 o perfil esquemático da savana (Cerrado) e a figura 4 em Blocos-diagramas das fisionomias ecológicas da Savana.

Figura 3: Perfil esquemático da Savana.



Fonte: Veloso, Rangel Filho e Lima, (1991) e Brasil (2012).

Figura 4: Blocos-diagramas das fisionomias ecológicas da Savana (Cerrado).



Fonte: Veloso, Rangel Filho e Lima, (1991) e BRASIL (2012).

1.1.2 Savanização na Amazônia

A existência das formações de savana no interior da Amazônia são fenômenos naturais, sendo sua ocorrência e sua origem ainda alvo de farta discussões. Adaptação ao fogo, influência humana, oligotrofismo, controle climático e/ou hidrológico, são fatores apontados para explicar tais mosaicos. Há, também, a associação de condições paleoclimáticas, biogeógrafos afirmam que, durante os períodos secos no Pleistoceno, a floresta amazônica

era reduzida a um número de áreas isoladas ou refúgios, enquanto o resto da região era coberto por savana, reportando a teoria de refúgios de floresta, dessa forma os fatores paleoclimáticos seriam o fator que teria dado origem ao mosaico atual de floresta e cerrado, colocando os outros fatores como agentes mantenedores ou modificadores de áreas de cerrado ou savana, mas não como formadores (ABSY, 1980; CARNEIRO-FILHO, 1993; HAFFER, 1969).

Porém, ao longo do tempo, as intervenções antrópicas vêm alterando a paisagens de áreas originalmente florestadas cada vez mais para áreas de savana. Segundo Marengo *et al.* (2011) algumas projeções têm mostrado que, nas próximas décadas, haverá o risco de uma mudança abrupta e irreversível em parte ou talvez em toda a Amazônia, com substituição da floresta por vegetação do tipo savana, perda da biodiversidade em grande escala e perda do meio de subsistência da população regional, com impactos climáticos nas regiões vizinhas e no mundo todo.

O processo de savanização associado ao desmatamento, levanta o questionamento do quanto seria necessário desmatar para fazer com que o ciclo hidrológico se degradasse a ponto de ser incapaz de apoiar os ecossistemas da floresta tropical, os altos níveis de evaporação e transpiração que as florestas produzem ao longo do ano contribuem para uma camada limite atmosférica mais úmida do que seria em um caso de não-floresta (LOVEJOY; NOBRE, 2018).

Sampaio *et al.* (2007), usando mapas simulados de cobertura da terra no leste da Amazônia, avaliou que, a conversão da floresta amazônica em pastagens ou áreas de cultivo de soja culminaria em aumento da temperatura da superfície e diminuição da evapotranspiração e precipitação, a redução na precipitação pode criar condições favoráveis para alterar potencialmente a estrutura das florestas e levar a um processo de savanização, essa mudança de precipitação após o desmatamento está associada ao aumento do albedo e à redução da evapotranspiração associada à aspereza aerodinâmica da superfície inferior, à menor área foliar e à menor profundidade de enraizamento das pastagens e terras cultivadas com soja em comparação com a floresta.

Nobre, Sellers e Shukla (1991) avaliou os efeitos do desmatamento, prevendo que a substituição de florestas tropicais por capim degradado (pastagem) ou culturas anuais levaria a mudanças climáticas como, aumento significativo de cerca de 2,5° C na temperatura média da superfície; redução de 30% na evapotranspiração anual; redução de 25% na precipitação e diminuição de 20% na escoamento superficial na região.

Outro fator importante é a ocorrência de fogo, geralmente o efeito do fogo promove o estabelecimento de espécies que ocupam as savanas e inibe o crescimento de espécies arbóreas de florestas. Assim, as condições climáticas envolvendo nível de precipitação pluviométrica, temperaturas médias elevadas, sazonalidade cíclica (anos mais secos) e a presença frequente do fogo nas savanas e nas florestas do entorno, favorecem o processo de savanização que é natural e lento, quando não é acelerado pelas mudanças climáticas e/ou pelo homem (RODRIGUES *et al.* 2007).

A modificação da paisagem pode acarretar mudanças significativas na biodiversidade e no clima, uma vegetação mais esparsa ou uma mais densa interagem de forma diferente no ambiente, impactando na qualidade do ar e na qualidade do solo. As influências do homem no equilíbrio natural do planeta atingiram magnitude sem precedentes, relacionada a queimadas, ao desmatamento, a formação de ilhas urbanas de calor e emissão de gases poluentes. (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007).

Torna-se fundamental o debate sobre a capacidade da Amazônia amenizar mudanças no clima e o quão a floresta é eficiente em seus processos naturais de captura do gases de efeito estufa e liberação de oxigênio. Do ponto de vista do aquecimento global, produzir oxigênio e consumir gás carbônico é ótimo, pois as plantas trocam um gás que provoca o efeito estufa (CO₂) por um gás que não provoca esse efeito (O₂). A consequência é de apenas amenizar o aumento do aquecimento, pois os seres humanos emitem grande quantidade de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis e pela mudança no uso da terra (desflorestamentos, por exemplo) (BUCKERIDGE *et al.*, 2008).

Sinergias negativas entre desmatamento, mudança climática e uso generalizado de fogo indicam um ponto de inflexão para o sistema amazônico se voltar para ecossistemas não florestais no Leste, sul e centro da Amazônia com 20 a 25% de desmatamento. (LOVEJOY; NOBRE, 2018).

As mudanças climáticas globais estão em curso, elas provocam aumento generalizado da temperatura do ar e mudanças nos regimes de precipitação. Somente o aumento de temperatura já afetará a biodiversidade dos ecossistemas da Amazônia de maneira dramática. Eventos extremos mais frequentes e intensos, como enchentes e secas prolongadas, são fatores adicionais de estresse para os ecossistemas e a vida das populações. (CANDIDO *et al.* 2007).

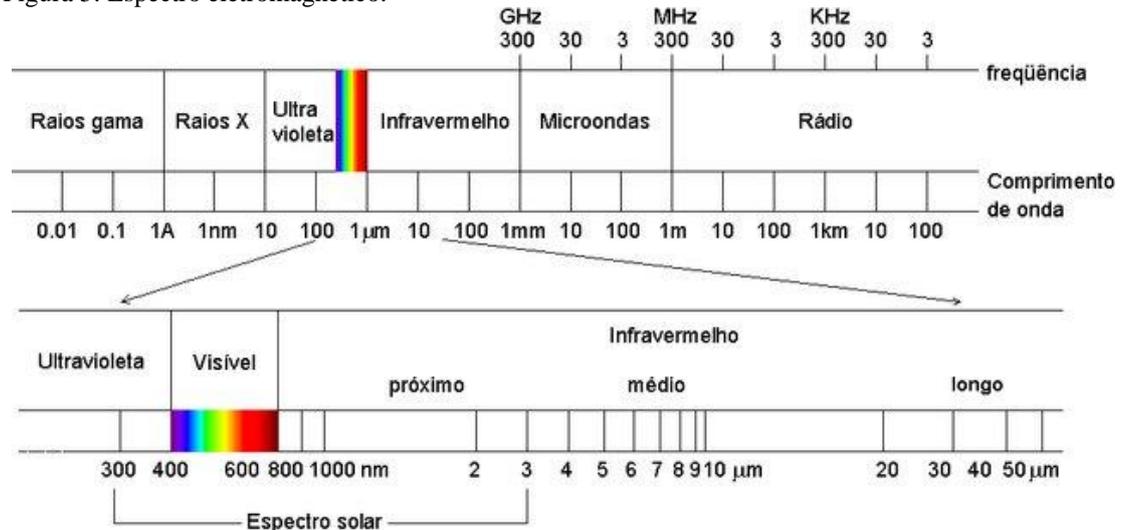
1.1.3 Radiação e energia

A radiação solar é fonte primária de fenômenos atmosféricos, processos físicos, químicos e biológicos, pode ser aproveitada de várias formas, como na captura pela biomassa, no aquecimento de ar e água para fins domésticos e industriais, fotoeletricidade e fontes para ciclos termodinâmicos (PEREIRA; VRISMAN; GALVANI, 2002). Assim, as variáveis climáticas como fator ambiental responsável pelas condições de vida na Terra condicionam desde animais a plantas. O desenvolvimento dos plantios florestais apresenta forte dependência das disponibilidades hídricas e energéticas do meio ambiente (SOUZA *et al.*, 2006). As trocas de fluxos radiativos, calor e umidade afetam o desenvolvimento da biosfera e condições de vida física na terra (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998).

Também chamada de energia radiante, radiação solar propaga-se pelo vácuo a uma velocidade de aproximadamente $300.000 \text{ km s}^{-1}$, ou seja, independe de um meio material para se propagar, ela se propaga através do campo eletromagnético, podendo ser denominada de radiação eletromagnética (REM), o espectro solar se estende em comprimentos de onda que variam de 300 a 3000 nm (STEFFEN, 2019).

Além da luz visível comum existem os raios X, os raios gama, o calor infravermelho, a luz ultravioleta, as ondas de rádio e os raios cósmicos, sendo esses últimos desconhecidos até pelo menos 200 anos atrás, a REM é um espectro de energia de vários comprimentos de onda, frequência e energias, desde os raios cósmicos, mais finos e mais penetrantes, até ondas de rádio, mais densa e menos energéticas, conforme figura abaixo (WILBER, 2007).

Figura 5: Espectro eletromagnético.



Fonte: Dornelles (2008).

As ondas eletromagnéticas da radiação solar antes de chegar à superfície da Terra interagem de forma diferente com os comprimentos de onda dos componentes atmosféricos (como nuvens, partículas de poeira e moléculas de ar), podendo ser absorvida, refletida, dispersa ou transmitida em seu trajeto pela atmosfera (AHRENS, 1994; REICHARDT; TIMM, 2012).

Moléculas como a de vapor de água, dióxido de carbono e alguns outros gases absorvem radiação, sendo mais eficientes na absorção de radiação vinda da superfície da Terra (onda longa) do que para a radiação solar (onda curta). Esses gases atmosféricos aquecidos também emitem radiação, a qual dirige-se em parte para a Terra e em parte para o espaço. O aquecimento adicional da superfície terrestre por esse processo é chamado de Efeito Estufa. Como se pode perceber, ele contribui para uma condição climática essencial ao desenvolvimento da biosfera terrestre (XAVIER; KERR, 2002).

Dessas características como tipo e direção da onda podemos definir o $R_{s\downarrow}$ (radiação de onda curta incidente); $R_{s\uparrow}$ (radiação de onda curta refletida pela superfície), $R_{L\downarrow}$ (radiação de onda longa emitida pela atmosfera para a superfície), $R_{L\uparrow}$ (radiação de onda longa emitida pela superfície), sendo a soma algébrica do balanço de radiação de onda curta e do balanço de radiação de onda longa à superfície, definido o balanço de radiação à superfície Eq.(1). Através deste obtemos o R_n saldo de radiação que pelo método do balanço de energia, constitui a partição do saldo de radiação entre o fluxo de calor latente de evapotranspiração (LE) e nos fluxos de calor sensível no ar (H), e fluxo de calor no solo (G), conforme Eq. (2) (ARYA, 2001; MACHADO, 2017; SANTOS, 2009):

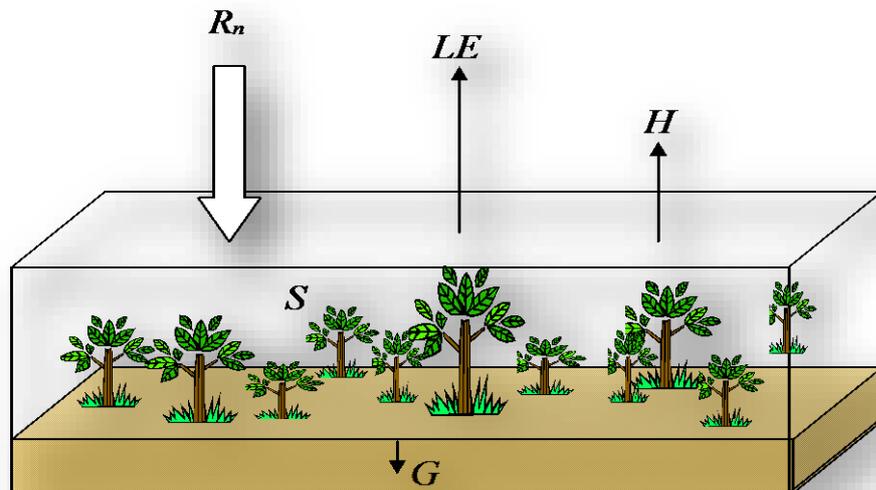
$$R_n = (R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow}) + (R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow}) \quad \text{Eq.(1)}$$

E pela equação do balanço de energia (02):

$$R_n = H + LE + G \quad \text{Eq.(2)}$$

Expressas em $W.m^{-2}$.

Figura 6: Ilustração esquemática das trocas de energia no sistema solo ocorrem num volume de controle, durante o ciclo diurno, em períodos sem a ocorrência de precipitação pluviométrica.



Fonte: Cortesia Dr. Wilderclay Machado (UFOPA).

O balanço de energia em determinado sistema está baseado na primeira lei da termodinâmica (princípio de conservação), que estabelece que a energia não pode ser criada e nem destruída, somente convertida para outra forma, sendo condicionada aos ganhos e perdas de energia (MOREIRA, 2014).

Parte da radiação que chega ao solo Q_g , é refletida de volta para a atmosfera. Denomina-se albedo A o poder refletor de uma superfície e é definido como a fração de energia solar refletida pela superfície Q_r em relação à recebida Q_g (REICHARDT; TIMM, 2012):

$$A = \frac{Q_r}{Q_g} \quad \text{Eq.(3)}$$

A composição da superfície tem papel fundamental para o saldo de radiação, já que o albedo é calculado a partir de uma relação com a radiação incidente e a refletida, a floresta

tende a absorver mais radiação a fim de aproveitá-la para realizar seus processos metabólicos, do que um solo com menor cobertura vegetal.

1.1.4 Sensoriamento Remoto

A conceituação de Sensoriamento Remoto (SR) passa pelas definições mais clássicas que enfatiza os termos, distância, informação e contato físico e que estão fortemente ligados a sua fundamentação, hoje, as mais utilizadas fazem referência a utilização de modernos sensores e equipamentos para processamento e transmissão de dados, instalados a bordo de aeronaves, espaçonaves e outra plataformas, para obtenção de dados sobre eventos, fenômenos e processos na superfície da terra e pela análise dos processos de interação da radiação eletromagnéticas, peça fundamental das técnicas de sensoriamento remoto, e os objetos ou alvos. (FLORENZANO, 2007; MOREIRA, 2014; NOVO, 2008; PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012).

Historicamente, o sensoriamento remoto é vinculado ao surgimento da fotografia aérea, com finalidades militares. O primeiro registro de uma fotografia aérea tem data de 1856, tirada de um balão, em 1862. Durante a guerra civil americana, o corpo de balonistas de um exército fazia reconhecimento das tropas confederadas com fotografias aéreas. Em 1909, surge a primeira foto tirada de um avião, assim, a partir da Primeira Guerra Mundial seu uso se intensifica. Durante a Segunda Guerra houve o desenvolvimento do filme infravermelho com o objetivo principal de diferenciar vegetação de alvos camuflados, ainda introduzindo sensores como radar, ocorrendo grandes avanços nos sistemas de comunicação, no período da Guerra fria sensores eram utilizados para fins de espionagem, sendo alguns desses dados considerados segredos militares, liberados recentemente (FLORENZANO, 2007).

Na década de 1940, os primeiros estudos sobre vegetação tiveram aplicação de técnicas de sensoriamento remoto com os primeiros mapeamentos temáticos. Um marco significativo foi o projeto Radambrasil, com o objetivo não só de representar espacialmente classes fisionômicas vegetais do território nacional, mas como de outros itens de estudo do meio ambiente como geologia, geomorfologia e solos. Realizado por imagens de radar aerotransportada, é referência até hoje para inúmeras iniciativas de mapeamento no país (PONZONI; SHIMABUKURO; KUPLICH, 2012).

A primeiras fotográficas orbitais da superfície da terra foram tiras em 1960, pelos satélites tripulados Mercury, Gemini e Apolo, que incentivou a construção de mais satélites de coleta de dados meteorológicos como da série Tiros em abril de 1960, começando os primeiros registros sistemáticos da Terra. Em 1972, fora lançado o satélite ERTS-1, mais

tarde denominado Landsat-1, as primeiras imagens landsat foram recebidas no Brasil em 1973 (FLORENZANO, 2007).

Atualmente, as imagens digitais são as mais usadas. Para tanto, deve-se observar o tipo de sensor, a localização da cena de cobertura da área, sua qualidade quanto à porcentagem de nuvens, datas disponíveis, época do ano ou aquisição por programação. As imagens podem ser originárias de diferentes satélites e com diferentes características (SOUZA *et al.*, 2007).

Os sensores são os sistemas responsáveis pela conversão da energia proveniente dos objetos em um registro na forma de imagem ou gráfico que permitam associar a distribuição da radiação, emitância, ou retroespalhamento em suas propriedades físicas, químicas, biológicas ou geométricas. Os sistemas de sensores podem ser classificados de diferentes maneiras, quanto a fonte de energia: sensores passivos, que dependem de uma fonte de radiação externa para gerar informação, e os sensores ativos, que produzem sua própria radiação, como os radares e *lasers*. Também podem ser classificados como imageadores, capazes de gerar imagens de onde se pode obter uma informação, e os não imageadores como as sondas atmosféricas que permitem obter perfis verticais de sua composição. Os sensores imageadores podem ser classificados ainda quanto aos seus processos na formação da imagem em sistema de quadrado, que adquirem a imagem da cena em sua totalidade num mesmo instante, e em sistema de varredura, pela aquisição sequencial dos elementos de resolução, os chamados “pixels” (NOVO, 2008).

As principais características de um sensor estão relacionadas à resolução espacial ou geométrica, que é sua capacidade de discriminar objetos em função de tamanho; à resolução espectral, que é a capacidade de discriminação dos materiais da superfície da terra e expressa a capacidade do sensor registrar a radiação em diferentes regiões do espectro, quanto maior o número de canais espectrais, maior a capacidade discriminatória; da resolução radiométrica, que é a capacidade do sensor discriminar a intensidade de energia refletida ou emitida pelos objetos, possui valor de intensidade que difere de um alvo para outro, está associada ao número de dígitos binários (bits) necessários para armazenar o valor máximo de cada píxel; e ainda à resolução temporal, que é a frequência de imageamento de um sensor sobre determinada área (FLORENZANO, 2007; SOUZA *et al.*, 2007).

O sensoriamento remoto tem sido uma ferramenta imprescindível à Amazônia, e para sua vasta extensão geográfica, riqueza biológica e mineral e à diversidade e complexidade de seus ecossistemas, pois permitindo o mapeamento e monitoramento rápido e de baixo custo. Imagens do satélite Landsat têm sido a principal fonte de dados para monitorar o avanço do

desmatamento da região, por meio do Programa de Monitoramento do Desmatamento na Amazônia Legal (Prodes) (2) – www.obt.Inpe.br/prodes – que tem estimado a taxa anual de desmatamento na Região (MARTINS E SOUZA FILHO *et al.*, 2006).

1.1.5 SEBAL

No estudo sobre radiação e energia, temos o *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), proposto por Bastiaanssen (1995), o algoritmo nasceu com a finalidade de resolver alguns problemas da maioria dos algoritmos de fluxo de sensoriamento remoto na época, que se mostravam insatisfatórios ao lidar com estudos hidrológicos práticos em bacias hidrográficas e bacias hidrográficas heterogêneas.

O SEBAL foi desenvolvido para estimar o balanço de energia à superfície, por meio de imagens de satélite multiespectrais que propiciem a determinação do albedo e a temperatura da superfície complementados com poucos dados meteorológicos de superfície (BASTIAANSSEN *et al.* 1998a).

Sua aplicação em diversas pesquisas ao redor do mundo demonstrou o quanto foi eficaz e eficiente para o estudo de balanço de radiação e energia, pois tem apresentado bons resultados e de uma forma com menos custos (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; BASTIAANSSEN *et al.* 1998 a,b; BASTIAANSSEN, 2000; DE OLIVEIRA *et al.*, 2014; MACHADO, 2017; SILVA; LOPES; AZEVEDO, 2005; SANTOS, 2010; TASUMI; ALLEN; TREZZA, 2008).

O SEBAL, além das imagens de satélites, utiliza poucas informações de superfície, tais como temperatura do ar e velocidade do vento obtidas por estações meteorológicas, através de rotinas computacionais, processa os dados e apresenta os resultados do balanço de radiação e balanço de energia. Ele descreve a variabilidade espacial de muitas variáveis micrometeorológicas através de funções semi-empíricas, tendo como uma de suas principais vantagens a baixa demanda por informações de uso e cobertura de solo e de dados meteorológicos, o autor destaca ainda que as relações empíricas devem ser ajustadas a diferentes regiões geográficas e ao tempo de aquisição de imagens. (BASTIAANSSEN 1995).

Apesar da base teórica do SEBAL utilizar imagens obtidas a bordo dos satélites passivos (Landsat e TERRA), a teoria é independente do tipo de satélite, e o uso do algoritmo do SEBAL pode ser aplicada para outras imagens de satélites, desde que possibilitem o computo do albedo e temperatura da superfície (BASTIAANSEEN, 2000).

O grau de precisão das estimativas do SEBAL está ligado à variação de escala espacial e do tipo de superfície, podendo se alterar pela heterogeneidade da superfície estudada e do tamanho do pixel (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998b).

1.1.6 Satélite TERRA

A plataforma orbital TERRA (EOS-AM 1), foi concebido pelo programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) para auxiliar os estudos sobre dinâmica atmosférica global e suas interações com a superfície terrestre e oceano. Este programa refere se a uma missão multinacional de parceria entre as agências aeroespaciais do Canadá e do Japão e visa contribuir para pesquisas envolvendo a dinâmica atmosférica global e suas interações com as superfícies terrestre e oceânica. O satélite TERRA foi lançado em 18 de dezembro 1999 e começou a coletar dados em fevereiro de 2000, com o horário de passagem às 10h30 da manhã no Equador. A bordo do satélite TERRA encontram-se cinco sensores: ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT (ANDERSON *et al.*, 2003; EMBRAPA TERRITORIAL, 2018; JUSTICE *et al.*, 1998).

1.1.7 Sensor MODIS

O sensor MODIS foi desenvolvido pela *Goddard Space Flight Center* (GSFC/NASA) e possui um sistema de imageamento com 36 canais espectrais, as quais abrangem as faixas do visível ao infravermelho termal, variado de 0,4 a 14,4 μ m, possui resolução espacial variando de 250 a 1000 metros (ANDERSON *et al.*, 2003).

As sete primeiras bandas são projetadas principalmente para detecção remota da superfície terrestre com resoluções espaciais de 250 m para a banda 1 (vermelha, 620-670 nm) e banda 2 (infravermelho próximo, 841-876 nm) e 500 m para bandas 3 a 7 (459-479, 545-565, 1230-1250, 1628-1652, 2105-2155 nm, respectivamente). Embora as bandas sejam comumente referidas como 250 e 500 m, a resolução real das grades é de 7,5 "e 15", o que equivale a 236 e 472 m no equador. A configuração orbital do TERRA e a geometria de visualização do MODIS produzem cobertura global completa todos os dias para todos, exceto a zona equatorial, onde a frequência de repetição é de aproximadamente 1,2 dias. (ZHAN *et al.*, 2002). Para as bandas 8 a 36, a resolução espacial é de 1000 m, e resolução espectral entre 405 – 14385nm. A Tabela 1 apresenta as principais características técnicas referentes a este sensor.

Tabela 1: Principais características do sensor MODIS.

Sensor	Bandas Espectrais	Resolução Espectral	Resolução Espacial	Resolução Temporal	Área Imageada	Resolução Radiométrica
MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)	1	620 - 670 nm	250 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	2	841 - 876 nm				
	3	459 - 479 nm	500 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits
	4	545 - 565 nm				
	5	1230 - 1250 nm				
	6	1628 - 1652 nm				
	7	2105 - 2155 nm				
	8 a 36	405 - 14385 nm	1000 m	1 a 2 dias	2330 x 5000 Km	12 bits

Tabela 1: Fonte: Adaptada de ANDERSON *et al.* (2003).

O MODIS disponibiliza dados na forma de produtos, resultado do processamento operacional de códigos baseados em algoritmos de pesquisa, em variadas resoluções espaciais e temporais. Podem ser obtidos dados diários do instante da passagem do satélite, bem como há a possibilidade de se adquirir composições referentes a oito, dezesseis e trinta dias, extremamente interessantes para áreas em que há forte interferência de variantes naturais. Estes dados recebem denominações específicas (p.e. MOD44) e podem ser obtidos gratuitamente através do endereço <https://lpdaac.usgs.gov/>. Os produtos são divididos em cinco níveis (0 a 4) e variam em função do grau de processamento. É possível se obter produtos, por exemplo, de anomalias termais, fogo e queima de biomassa (MOD14); Índices de vegetação (MOD13); Reflectância de superfície (MOD09); e Temperatura da superfície e emissividade (MOD11) (JUSTICE *et al.*, 1998, MACHADO, 2017).

1.2 OBJETIVO

1.2.1 Objetivo Geral

Calcular as componentes de balanço de energia em área de Savana em Santarém, Pará, utilizando técnicas de Sensoriamento Remoto, aplicando o algoritmo SEBAL.

1.2.2 Objetivos Específicos:

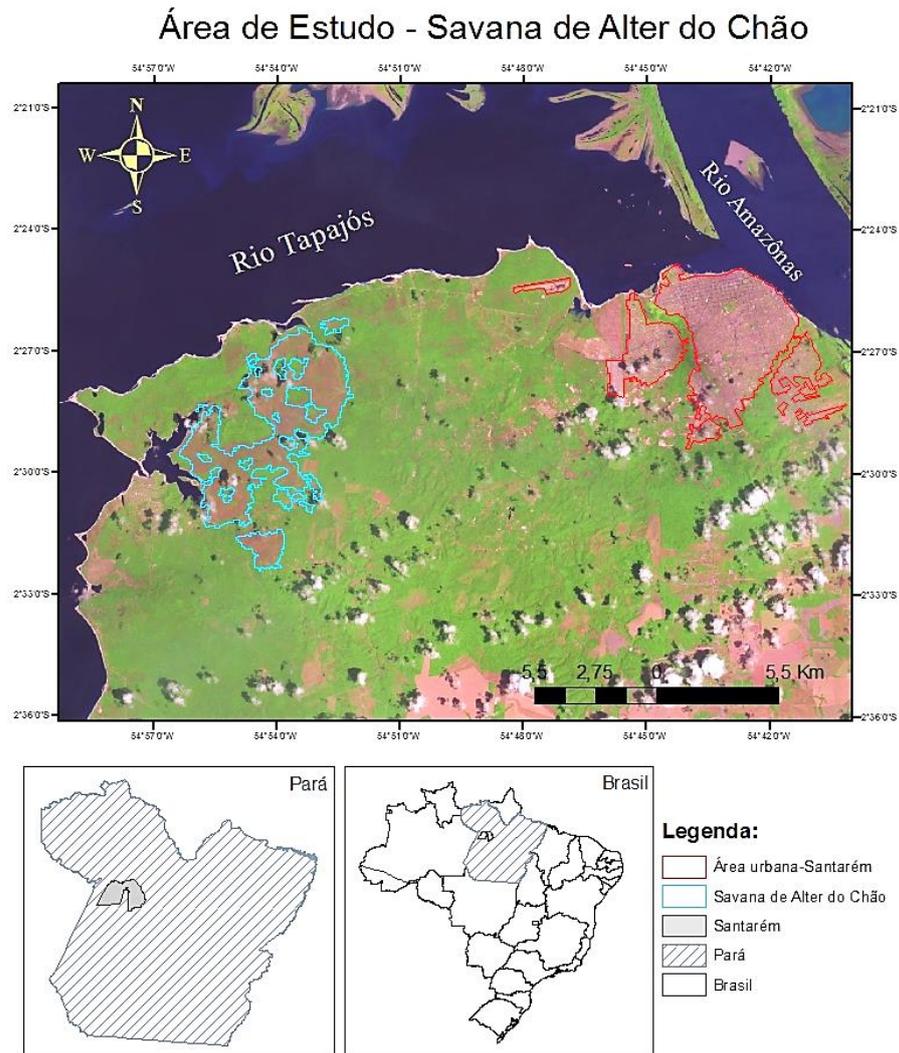
- 1 - Calcular parâmetros biofísicos (NDVI, albedo e temperatura da superfície);
- 2 - Calcular os saldos de radiação (saldo de radiação, saldo de radiação de onda longa, saldo de radiação de onda curta);
- 3 - Calcular as componentes do balanço de energia (fluxo de calor latente, sensível e do solo);

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Área de estudo:

A área de estudo é localizada na cidade de Santarém, região Oeste do Estado do Pará (2°30'0''S; 54°55'0''W), na Mesorregião do Baixo Amazonas, a margem direita do Rio Tapajós. Trata-se de uma área de Savana Amazônica localizada próximo a Comunidade de Ponta de Pedras cerca de 22 km de distância da área urbana de Santarém, em sentido leste (Figura7).

Figura 7: Mapa de localização da área de estudo – Savana de Alter do Chão.



Convenções Cartográficas:
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S

Fontes de dados:
 Vetores: IBGE; Imagem: Landsat8, órbita:227/62, bandas 456, obtida em 14 de novembro de 2019.
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo em 27 de janeiro de 2020.

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Dentro da área de estudo é possível observar formações de floresta em forma de ilhas, formando um mosaico de savana e floresta, apresentando uma das características das savanas amazônicas, algumas áreas com porção formadas exclusivamente por vegetação de savana (S1 e S2) são indicadas a figura 9, dispostas cerca de 500 m equidistantes das bordas. Para fins de análise foi traçado uma linha no sentido nordeste (A) – sudoeste (B) para captura de amostra de pixels na área.

Figura 8: Savana Alter do Chão.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

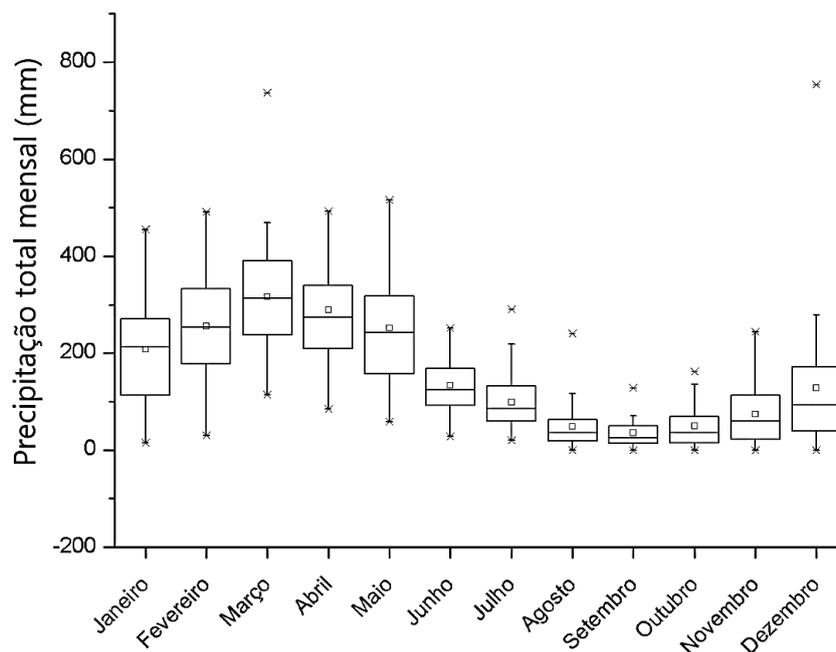
Os sítios de Alter do Chão têm afiliações florísticas com o Brasil central. É caracterizada por um estrato inferior essencialmente herbáceo de altura e densidade variáveis, um estrato arbustivo de 60-80 cm de altura e um estrato arbóreo que pode atingir até 10 metros de altura. Em algumas áreas são encontrados agrupamentos destes três estratos formando grupo espesso de plantas (moitas) de formas e tamanhos diferentes. As savanas formam bordas abruptas com as formações florestais, e são facilmente reconhecidas in loco. (MAGNUSSON *et al.*, 2008; RATTER; BRIDGEWATER; RIBEIRO, 2006; SANAIOTTI e MAGNUSSON 1995).

Magnusson *et al.* (2002) realizou estudos na região próxima a Alter do Chão, mais especificamente sobre a diferença dos solos da superfície entre Savana e Floresta da Amazônia para investigar a associação de cobertura vegetal com os solos. A maior parte dos solos da região são predominantemente arenosos, ácidos, com baixa disponibilidade de nutrientes e

frequência de fogo regular. Existem poucas áreas de savana com solos argilosos e, ou drenagem impedida na região (MAGNUSSON et al. 2002, 2008; SANAIOTTI e MAGNUSSON, 1995).

O clima da região é úmido e quente, com temperatura média de 27,5 °C (registro médio do Aeroporto de Santarém, 1970-1988), com umidade relativa do ar de 86% e precipitação média anual de 1950 mm, com intensidade da precipitação é maior no período de dezembro a maio (estação chuvosa) e menor de junho e novembro (estação seca) (MAGNUSSON *et al.*, 2008; OLIVEIRA, 2019; RODRIGUES *et al.* 2001).

Figura 9: Gráfico de precipitação total mensal, entre 1972 e 2019, próximos a Savana de Alter do Chão.



Fonte: Dados BDMEP - INMET. Estação: Belterra, PA (OMM: 82246).

Segundo Carvalho e Mustin, (2017), dos 136 estudos sobre as savanas da Amazônia, realizados ao longo de 80 anos, 39 foram realizados na área de estudo, associando o fato da concentração de pesquisas nessa área, a sua proximidade da sede da cidade de Santarém, indicando como importante centro de pesquisa.

2.2 Dados e metodologia:

A imagens digitais utilizadas foram dos produtos do sensor MODIS abordo do satélite TERRA entre os anos de 2004 e 2016, variando entre os meses de junho e agosto, portanto, no período considerado de menos chuva na região conforme figura 9. Inicialmente, todas as bandas do MODIS foram empilhadas, recortadas, antes de se obter os diferentes componentes dos balanços de radiação e energia.

2.3 Dados MODIS

Os dados MODIS foram adquiridos no site do LPDAA/USGS (<https://lpdaac.usgs.gov/>) em uma interface denominada GLOVIS (*Global Visualization Viewer*), em que é possível visualizar os produtos disponíveis e então escolhê-los de acordo com seu interesse. Os produtos MODIS utilizados neste trabalho foram os seguintes:

- MOD09GQ – Surface Reflectance Daily L2G Global 250m SIN Grid;
- MOD09GA – Surface Reflectance Daily L2G Global 1km and 500m SIN Grid;
- MOD11A1 – Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid Day;

O produto MOD09GQ corresponde à reflectância de superfície nas bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo), com resolução espacial de 250 m; o produto MOD09GA contém informações sobre a reflectância de superfície nas bandas 3 a 7 (azul, verde e infravermelho médio), com resolução espacial de 500 m; e o produto MOD11A1 fornece informações sobre a temperatura da superfície (K), obtida através das bandas 31 e 32, com resolução espacial de 1 km.

Tabela 2: Dados orbitais da região da Savana Alter do Chão utilizados para aplicação do modelo SEBAL.

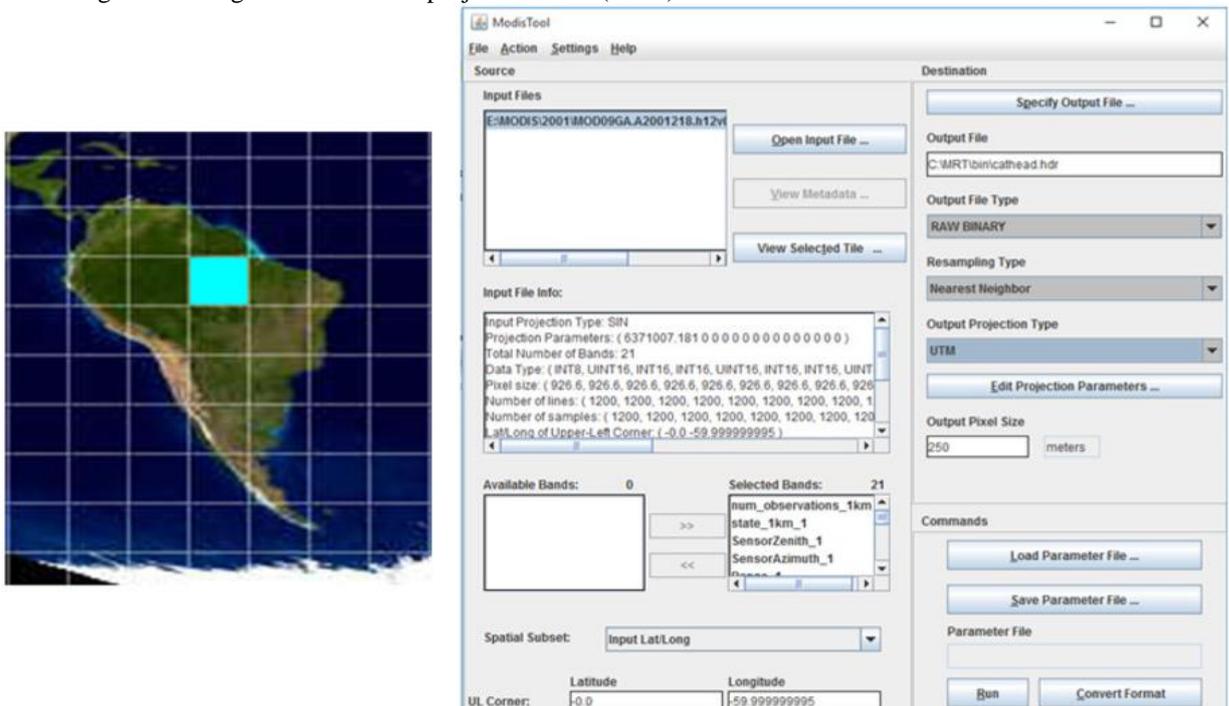
Região	Sensor/ Satélite	Data	Produto	Resolução Espacial	Órbita/Ponto Lite	Hora Local do Imageamento
Savana de Alter do Chão	MODIS/ Terra	211/2004 (29/07/2004)	MOD09GQ	250m	H12v09	≈10:31:38
			MOD09GA	500m		
			MOD11A1	1000m		
		220/2006 (08/08/2006)	MOD09GQ	250m		
			MOD09GA	500m		
			MOD11A1	1000m		
		179/210 (28/06/2010)	MOD09GQ	250m		
			MOD09GA	500m		
			MOD11A1	1000m		
		214/2012 (01/08/2012)	MOD09GQ	250m		
			MOD09GA	500m		
			MOD11A1	1000m		
231/2014 (19/08/2014)	MOD09GQ	250m				
	MOD09GA	500m				
	MOD11A1	1000m				
207/2016 (25/07/2016)	MOD09GQ	250m				
	MOD09GA	500m				
	MOD11A1	1000m				

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Os dados MODIS são disponibilizados no formato HDF (Hierarchy Data Format) em projeção Sinusoidal. Por este não ser um formato usual nos sistemas de Informação Geográfica utilizados para o processamento de imagens foi desenvolvido pelo Earth

Resources Observation System Data Center (EDC) e LPDAAC um programa de distribuição gratuita, com a finalidade de reprojeter e mosaicar dados MODIS, denominado MODIS Reprojection Tool (MRT) (Figura 3). Dessa forma, as imagens MODIS foram inicialmente tratadas no aplicativo MRT, no qual foram efetuadas operações de reprojeção e mosaicagem (quando necessário). Os dados foram reprojeterados para coordenadas do Sistema Universal de Projeção Transversa de Mercator (UTM), datum WGS84, e então convertidos para o formato GeoTiff.

Figura 10: Programa MODIS Reprojection Tool (MRT).



Fonte: Machado (2017).

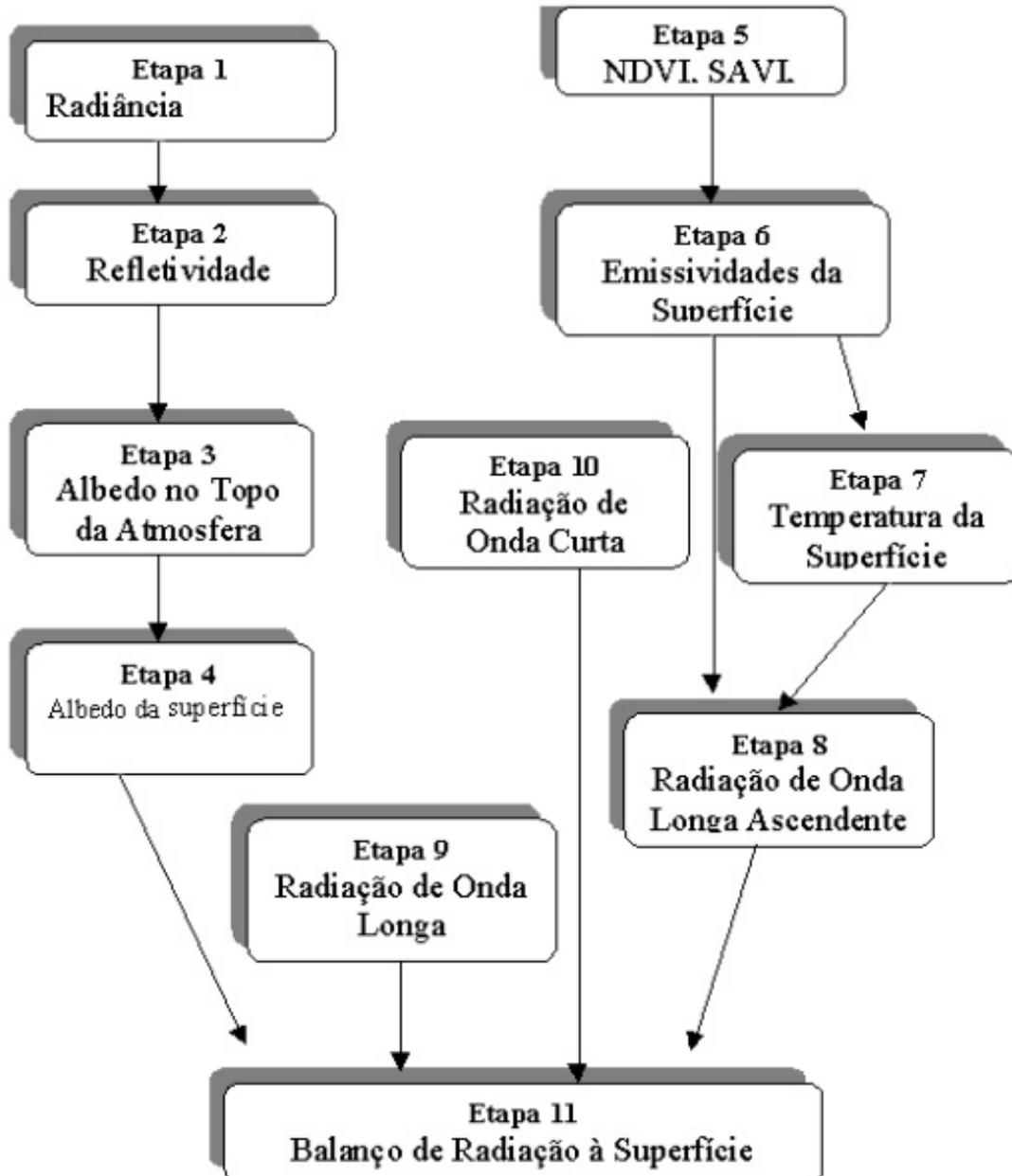
Com as imagens inicialmente tratadas e em formato GeoTiff foi efetuada, no programa software *Erdas Imagine* Versão 9.3, a reamostragem dos pixels dos produtos MOD09GA e MOD11A1 para 250 m, de modo a padronizar a resolução espacial dos resultados do SEBAL com imagens MODIS.

O processamento de imagem foi realizado por meio dos softwares *ERDAS IMAGINE* 2014, *ARCGIS* 10.2.2.2, *Qgis* 3.6 *NOOSA* e utilizado o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL), desenvolvido por Bastiaanssen (1995).

2.3.1 Etapas do processamento das imagens de satélite

Para o cálculo das componentes do balanço de radiação o SEBAL realiza diferentes etapas de processamento (Figura 10).

Figura 11: Fluxograma das etapas do processamento do balanço de radiação à superfície.



Fonte: Silva (2005).

O SEBAL foi desenvolvido inicialmente para aplicação em imagens do Landsat 5 sendo sua rotina para o compute do balanço de energia elaborada da seguinte forma: como primeira etapa é feita a calibração radiométrica, calculado a radiância espectral de cada banda, convertendo o Número digital - ND de cada pixel da imagem, em radiância espectral monocromática, que representa a energia solar refletida por unidade de área, de tempo, de

ângulo sólido e de comprimento de onda em cada pixel, segundo relação proposta por MARKHAM; BAKER (1987):

$$L_{\lambda_i} = a_i + \frac{b_i - a_i}{255} \times ND$$

Eq: (4)

L_{λ_i} representa a radiância espectral de cada banda ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$), a_i e b_i as radiâncias espectrais mínima e máxima ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$), ND é a intensidade do pixel e i corresponde as bandas 1 ao 7.

Seguindo é calculado a reflectância monocromática de cada banda ρ_{λ_i} , definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletido pela superfície e o fluxo de radiação global incidente, obtida segundo a equação (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

$$\rho_{\lambda_i} = \frac{\pi \cdot L_{\lambda_i}}{k_{\lambda_i} \cdot \cos Z \cdot d_r}$$

Eq: (5)

k_{λ_i} representa a irradiância solar espectral da banda no topo da atmosfera; Z é o ângulo zenital solar e d_r é o quadrado da razão entre a distância média Terra-Sol e a distância Terra-Sol em dado dia do ano em unidade astronômica, definida por Tasumi (2003) pela seguinte equação:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(DJ \frac{2\pi}{365}\right)$$

Eq: (6)

DJ é o dia do ano de obtenção da imagem com valores correspondentes ao dia da geração das imagens, bem como o d_r e o $\cos Z$, para os respectivos dias. O ângulo zenital foi obtido pela seguinte expressão: $\cos z = \cos(\pi/2 - E)$, em que E é o ângulo de elevação do sol, obtido no cabeçalho da imagem.

Em seguida é obtido o Albedo planetário (α_{toa}), no topo da atmosfera, isto é, o albedo não ajustado a transmissividade atmosférica, da combinação linear das reflectâncias monocromáticas dos canais reflectivos do TM – Landsat 5, pela equação:

$$\alpha_{toa} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7$$

Eq: (7)

$\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5, \rho_6, \rho_7$ são as reflectâncias monocromáticas das bandas 1; 2; 3; 4; 5 e 7.

O próximo passo é o cálculo do albedo de superfície, corrigido para os efeitos da atmosfera, pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2}$$

Eq: (8)

α_{toa} representa o albedo planetário, α_p é a radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, Bastiaansen (2000) recomenda se usar 0,03 para o SEBAL, a transmissividade atmosférica (τ_{sw}) que para as condições de céu claro é calculada pela equação (GOMES *et al.*, 2009):

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left(\frac{-0,00146 \cdot P}{K_t \cos Z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right)$$

Eq: (9)

P é a pressão atmosférica (kPa), obtida pela equação 10, e W a água precipitável na atmosfera (mm) pela equação 11, o coeficiente de turbidez K_t varia de ($0 < K_t < 1,0$), segundo Garrison e Adler (1990) para o ar limpo o K_t é 1,0 e para turbidez extrema, poeira ou ar poluído é 0,5.

$$P = 101,3 \left(\frac{T_a - 0,0065 Z}{T_a} \right)^{5,26}$$

Eq: (10)

T_a (K) é a temperatura absoluta do ar, Z é a altitude da superfície que pode ser representada através do MDE (Modelo Digital de Elevação) local em metros.

$$W = 0,14 \cdot e_a \cdot P + 2,1$$

Eq: (11)

Em que e_a a pressão atual de vapor d'água (kPa), que será calculada em função da umidade relativa do ar (UR %) medida em estação meteorológica, conforme a equação:

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100}$$

Eq: (12)

e_s é a pressão de saturação (kPa), calculada com base na temperatura do ar no instante da passagem do satélite

$$e_s = 0,61078 \exp\left(\frac{17,2694 \cdot T_a}{237,3 + T_a}\right)$$

Eq: (13)

Na fase 5 serão calculados o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* – NDVI), o Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI) e Índice de Área Foliar (IAF)

O NDVI varia de -1, em áreas quase sem vegetação, a +1 em áreas com muita vegetação, indicando a quantidade e condição de vegetação verde, partes com nuvens ou água tem valor menor que zero. O NDVI é a razão das diferenças nas refletividades para a faixa do infravermelho próximo (ρ_4) e a faixa vermelha (ρ_3) normatizada pela soma deles (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

$$\text{NDVI} = (\rho_4 - \rho_3) / (\rho_4 + \rho_3)$$

Eq: (14)

ρ_4 corresponde a banda 4 e ρ_3 corresponde a banda 3 do sensor TM Landsat 5.

O SAVI é um índice que tenta “subtrair” os efeitos do solo de fundo do NDVI para que os impactos da umidade do solo sejam reduzidos no índice. (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

$$\text{SAVI} = (1 + L) (\rho_4 - \rho_3) / (L + \rho_4 + \rho_3)$$

Eq: (15)

L é um fator de ajuste ao solo.

O IAF é definido pela razão entre a área de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. Também, é um indicador de biomassa de cada pixel da imagem e o mesmo é computado pela seguinte equação empírica (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

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

Eq: (16)

Depois é calculado a emissividade da superfície, sendo a razão entre a energia irradiada por um objeto ou superfície a uma dada temperatura e a energia irradiada por um corpo negro à mesma temperatura. No SEBAL, de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002), as emissividades ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$:

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,00331 \times IAF$$

Eq: (17)

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \times IAF$$

Eq: (18)

Para pixels com $IAF \geq 3$, $\epsilon_{NB} = \epsilon_0 = 0,98$. Para corpos de água ($NDVI < 0$) os tem - se = $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, conforme Allen, Tasumi e Trezza (2002).

Seguimos para o cálculo da temperatura na superfície terrestre (T_s), onde utilizamos a radiância espectral da banda termal $L\lambda 6$ e a emissividade ϵ_{NB} obtida no cálculo do IAF, pela seguinte equação dada em Kelvin (K):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{R_c} + 1\right)}$$

Eq: (19)

Segundo Allen, Tasumi e Trezza (2002) $K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,56 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ são as constantes de calibração da banda termal do sensor TM Landsat 5.

Em seguida calculamos a Radiação de Onda Longa Emitida ou Radiação infravermelha da Superfície ($R_{L\uparrow}$), a Radiação de Onda Curta Incidente ($R_{s\downarrow}$), a Radiação de Onda Longa Incidente ($R_{L\downarrow}$) e o Saldo de Radiação (R_n), todas expressas em W m^{-2} :

A $R_{L\uparrow}$ foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4$$

Eq: (20)

Em que ϵ_0 é a emissividade de cada pixel; σ a constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); T_s é a temperatura absoluta da superfície (K).

A $R_{s\downarrow}$ foi calculada para cada pixel, de acordo com Allen, Tasumi e Trezza (2002):

$$R_{s\downarrow} = S \cos Z \text{ dr } \tau_{sw}$$

Eq: (21)

Em que o S é a constante solar (1367 W m^{-2}), Z é ângulo zenital solar, dr é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica, obtida com modelo digital de elevação do SRTM.

A $R_{L\downarrow}$ pode ser obtido através da equação de Stefan-Boltzman, conforme a expressão:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_F^4 \quad \text{Eq: (22)}$$

ε_a é a emissividade atmosférica obtida, por $\varepsilon_a = 0,85(-\ln(T_{sw}))^{0,09}$ e T_F (K) a temperatura absoluta da superfície no pixel frio, conforme Allen, Tasumi e Trezza (2002) e Tasumi (2003). A temperatura do ar próximo a superfície é considerada igual à temperatura da superfície no pixel frio, uma vez que, nesse pixel, o calor sensível é também considerado nulo.

O R_n é obtido através da seguinte equação (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; SILVA; LOPES; AZEVEDO, 2005).

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad \text{Eq: (23)}$$

Para cada pixel se determinou o α é o albedo corrigido, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida e o ε_o é a emissividade.

Após o cálculo das componentes de radiação, e com o saldo de radiação determinado, são calculados os Fluxo de calor no solo (G), Fluxo de Calor Sensível (H), Fluxo de Calor Latente (LE) e Evapotranspiração, nessa ordem.

Para G a equação empírica seguinte, segundo Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad \text{Eq: (24)}$$

Tem-se T_s como temperatura da superfície (para esse caso é expressa em graus Celsius ($^{\circ}\text{C}$)), $NDVI$ é o índice de vegetação da diferença normalizada e R_n é o saldo de radiação. Para corpos de água, o $NDVI < 0$ considerou-se $G = 0,3R_n$.

O H é a etapa mais importante e que requer mais atenção, pois para o computo correto são necessárias algumas suposições, calculada pela equação:

$$H = \frac{\rho C_p dT}{r_{ah}}$$

Eq: (25)

ρ é a massa específica do ar úmido ($1,15 \text{ kg m}^{-3}$), C_p é o calor específico do ar ($1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura próximo à superfície (K) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}).

Os valores de dT e r_{ah} são desconhecidos, pois precisam dos dados de velocidade do vento e de temperatura do ar em todos os pixels da imagem, nesse ponto em que entra a necessidade de suposições, envolvendo um processo iterativo entre a resistência aerodinâmica da superfície, estimada a partir de um registro de velocidade de vento, e a localização na imagem de pontos chamados de pixels-âncora, que refletem duas condições extremas de fluxo de calor: o pixel frio deve se localizar em uma área irrigada de cultivo na qual se assumirá que o fluxo de calor sensível é nulo, e o de calor latente é máximo e o pixel quente deve ser selecionado sobre uma área de solo exposto, onde não há umidade disponível para a ocorrência de evapotranspiração. (SANTOS, 2010).

A priori precisa-se dos valores de coeficiente de rugosidade local (z_{om}) (m), calculado em uma função da altura média da vegetação (h) na estação meteorológica fora de 0,15m, que pode ser obtido através da equação sugerida por Allen, Tasumi e Trezza (2002):

$$z_{om} = 0,12h$$

Eq: (26)

Cabe frisar que necessita da velocidade de fricção u_* (m s^{-1}), que é calculada pelo perfil logarítmico do vento para a condição de estabilidade neutra (BASTIAANSSEN *et al.*, 1998; ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002):

$$u_* = \frac{K \cdot u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)}$$

Eq: (27)

k é a constante de Von Karman (0,41); u_x a velocidade do vento (m s^{-1}) medida na estação meteorológica; z_x a altura em que foi tomado o valor da velocidade do vento que fora 10 m de altura e z_{om} o coeficiente de rugosidade local.

Pode-se estimar a velocidade do vento a uma altura (z) de 100 m (u_{100} , m s^{-1}), a chamada de “blending height” (altura de mistura), com base em z_{om} e u_* , assumindo os efeitos da rugosidade da superfície desprezíveis.

$$u_{100} = u_* \cdot \frac{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}{k}$$

Eq: (28)

z_{om} é o comprimento da rugosidade no pixel da estação meteorológica e u^* é a velocidade de fricção na estação meteorológica ($m\ s^{-1}$). Considerando que a 100 m a velocidade do vento deixaria de ser afetada pela rugosidade da superfície, considera-se que u_{100} é constante para toda a imagem. Calcula-se, então, a velocidade de fricção para todos os pixels, através da equação:

$$u_* = \frac{k \cdot u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right)}$$

Eq: (29)

O z_{om} em cada pixel é obtido em função do SAVI (Bastiaanssen, 2000):

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 \cdot \text{SAVI})$$

Eq: (30)

A resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} ($s\ m^{-1}$), ainda considerando a estabilidade neutra da atmosfera, pode ser computada inicialmente, para cada pixel, através da seguinte expressão (MACHADO, 2017):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{K \cdot u_*}$$

Eq: (31)

z_1 e z_2 são as alturas, medidas em metros acima da superfície, as quais foram consideradas neste estudo como sendo, $Z_1 = 0,1\ m$ e $Z_2 = 2,0\ m$ (BEZERRA; SILVA; FERREIRA, 2008).

O SEBAL, através de uma relação linear entre dT e T_s (temperatura da superfície) fornece a diferença de temperatura próxima à superfície dT ($^{\circ}C$) para cada pixel foi dada pelo, pela equação:

$$dT = b + a T_s$$

Eq: (32)

a e b serão obtidos através dos pixels-âncora, quente e frio, o pixel “frio” será selecionado sob uma superfície de água, presumindo a máxima quantia de energia disponível sendo consumida para evapotranspiração, considerando que:

$$LE_{frio} = R_n - G$$

Eq: (33)

Já o pixel “quente” será selecionado área seca ou área onde se encontram campos sem vegetação, onde exista pouca evaporação ou evapotranspiração, evitando área impermeabilizada e extremamente quentes, por exemplo, asfaltos, telhados. Considerando o fluxo de calor latente nulo quente $LE = 0$ e o fluxo de calor sensível H_{quente} ($W m^{-2}$) é dado por:

$$H_{quente} = R_n - G = \frac{\rho \cdot c_p \cdot (a + bT_s)}{r_{ah}}$$

Eq: (34)

a e b são constantes de calibração da diferença de temperatura; T_s a temperatura da superfície ($^{\circ}C$). Logo se tem um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o cálculo de a e b.

Devido os valores de H de cada pixel mascaram os valores de entrada no processo iterativo, no qual existe um aquecimento da superfície por efeitos turbulentos que afetam as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, sendo necessária aplicação da teoria da similaridade de Monin-Obukhov, que identifica a condição de estabilidade da atmosfera, dada por:

$$L = -\frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{g \cdot k \cdot H}$$

Eq: (35)

g é a constante gravitacional ($9,81 m s^{-2}$).

Os valores de L vão definir as condições de estabilidade da atmosfera, assim se $L < 0 \rightarrow$ Atmosfera instável; se $L > 0 \rightarrow$ Atmosfera estável e se $L = 0 \rightarrow$ Atmosfera neutra. Essas condições vão definir os cálculos de correção de estabilidade atmosférica para o transporte de calor e momentum, que são ψ_m e ψ_h , respectivamente, auxiliando na correção da velocidade de fricção (u^*) e da resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}), para que possamos continuar o processo iterativo, para isso utilizaremos as seguintes equações para aplicarmos os fatores de correção de velocidade de atrito e resistência aerodinâmica, a depender das seguintes condições:

Para $L > 0$ (condição de estabilidade):

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

Eq: (36)

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

Eq: (37)

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16 \frac{100}{L}\right)^{0,25}$$

Eq: (38)

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

Eq: (39)

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

Eq: (40)

$$\psi_{m(200m)} = 2 \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2} \right) + \ln \left(\frac{1 + x_{(200m)}^2}{2} \right) - 2 \arctg(x_{(200m)}) + 0,5\pi$$

Eq: (41)

Para $L > 0$ (condição de instabilidade):

$$\psi_{h(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L} \right)$$

Eq: (42)

$$\psi_{h(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L} \right)$$

Eq: (43)

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L} \right)$$

Eq: (44)

Para $L = 0$ (condição neutra):

$$\psi_m = 0 \text{ e } \psi_h = 0$$

Eq: (45)

Após esse procedimento, obteve-se o valor da velocidade de fricção corrigida para cada pixels pela seguinte equação:

$$u_* = \frac{k u_{100}}{\ln\left(\frac{100}{z_{om}}\right) - \psi_m(100)}$$

Eq: (46)

O u_{100} é a velocidade do vento a 100 m (m s^{-1}), k é a constante de Von Karman, Z_{om} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_m(100)$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100 m.

Assim, com dados corrigidos de u^* , pode-se computar o valor corrigido da resistência aerodinâmica ao transporte de calor r_{ah} (s m^{-1}) pela equação (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; BASTIAANSSEN, 1995):

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_h(z_2) + \psi_h(z_1)}{u_* \times k}$$

Eq: (47)

z_2 e z_1 valem 2,0 e 0,1 m, respectivamente, e $\psi_h(z_2)$ e $\psi_h(z_1)$ são as correções pelas condições de estabilidade para o transporte de calor sensível a 2,0 e 0,1 m, respectivamente. Dessa forma os cálculos da função da diferença de temperatura (dT) serão retomados, repetindo-se os cálculos até que se obtenha a estabilidade nos valores sucessivos de dT e r_{ah} .

Assim, chega-se ao cálculo do fluxo de calor latente que será estimado como um termo residual do balanço de energia, conforme equação:

$$LE = Rn - H - G$$

Eq: (48)

Por fim o cálculo da Evapotranspiração ET(mm/hr) que é pela razão entre o fluxo de calor latente (LE) e o calor latente de vaporização da água ($\lambda = 2,45 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), multiplicada

por 3600, que é um fator de conversão de valor instantâneo para valor horário (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; MACHADO, 2017).

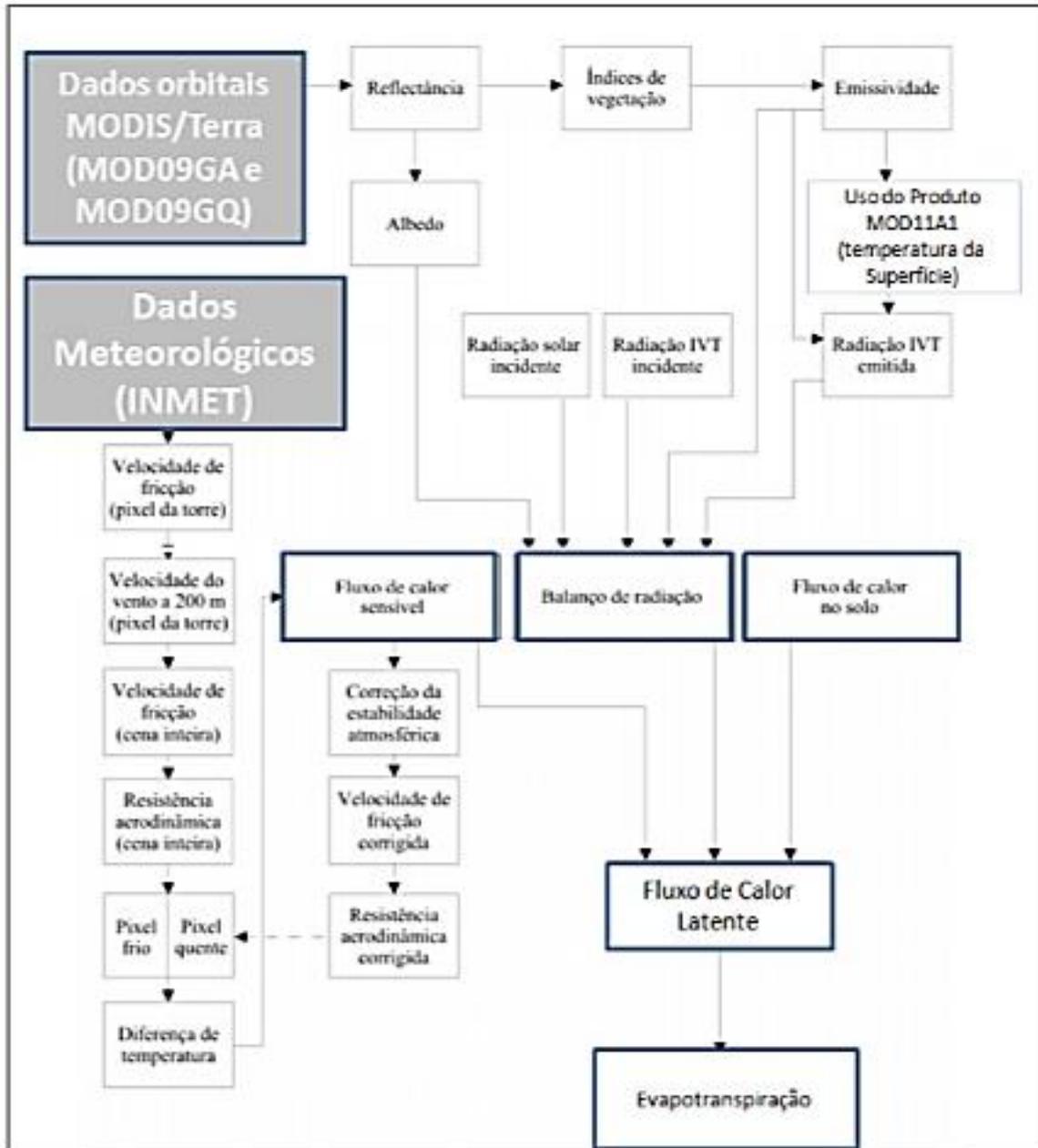
$$ET = \frac{LE}{\lambda} 3600$$

Eq: (49)

2.3.2 Algoritmo SEBAL para dados do satélite TERRA – MODIS

Para o cálculo do balanço de radiação, Energia e ET à superfície, foram desenvolvidos modelos através da ferramenta *Model Maker* do *software* ERDAS *Imagine* 2014 destinados às tarefas descritas no desenvolvimento do algoritmo. Para propiciar uma melhor compreensão das etapas no processamento do SEBAL, utilizando-se produtos MODIS, é apresentado, na Figura 3, um fluxograma generalizado das rotinas computacionais necessárias à estimativas balanço de radiação e energia.

Figura 12: Fluxograma com as etapas do processamento do Balanço de Radiação, Energia e ET à Superfície adaptados às imagens MODIS.



Fonte: Machado (2017).

Os produtos MOD09GA, MOD09GQ e MOD11A1 já possuem correção dos efeitos atmosféricos, nos quais são feitos por meio de um complexo algoritmo interno utilizado pelo sensor MODIS. Sendo assim, o primeiro passo é a obtenção do albedo de superfície. Inicialmente, de acordo com cabeçalho de informação que vem junto com as imagens, deve-se ajustar o número digital dos pixels ao multiplicá-lo por um fator de escala de 0,0001 para o produto de reflectância (MOD09GA e MOD09GQ) e 0,02 para o produto MOD11A1. Esta e as etapas seguinte foram feitas na ferramenta “*Model Maker*” do Software “*Erdas Imagine*

2014”. Em seguida, o albedo de superfície (α) foi calculado ao aplicar a equação de Tasumi Allen e Trezza (2008).

$$\alpha = \sum (\rho_{s,b} + W_b) \text{ n } b=1$$

Eq. 50

Onde W_b representa o coeficiente de ponderação que significa a fração da radiação solar que ocorre num domínio espectral representada por uma banda específica (Tabela 3); n é o número de bandas correspondente e $\rho_{s,b}$ é a reflectância espectral à superfície, obtida do produto MOD09GA.

Tabela 3 – Coeficiente de ponderação para imagens MODIS

Coeficiente	ρ_1	ρ_2	ρ_3	ρ_4	ρ_5	ρ_6	ρ_7
W_b	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

Fonte: Tasumi, Allen e Trezza (2008).

Nas etapas seguintes são utilizadas as mesmas equações aplicadas as imagens TM – Landsat 5, com exceção da equação de temperatura da superfície, pois no MODIS essa temperatura (também chamada de LST) já foi obtida como um produto (MOD11A1). A LST foi utilizada no SEBAL para o cálculo de $RL\uparrow$, G e H.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Parâmetros biofísicos

Nesse capítulo veremos os resultados estimados pelo SEBAL para NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), albedo e temperatura da superfície. Esses são parâmetros biofísicos utilizados no monitoramento ambiental, auxiliares na identificação de uso e cobertura do solo servindo como indicadores de degradação terrestre e de mudança climática.

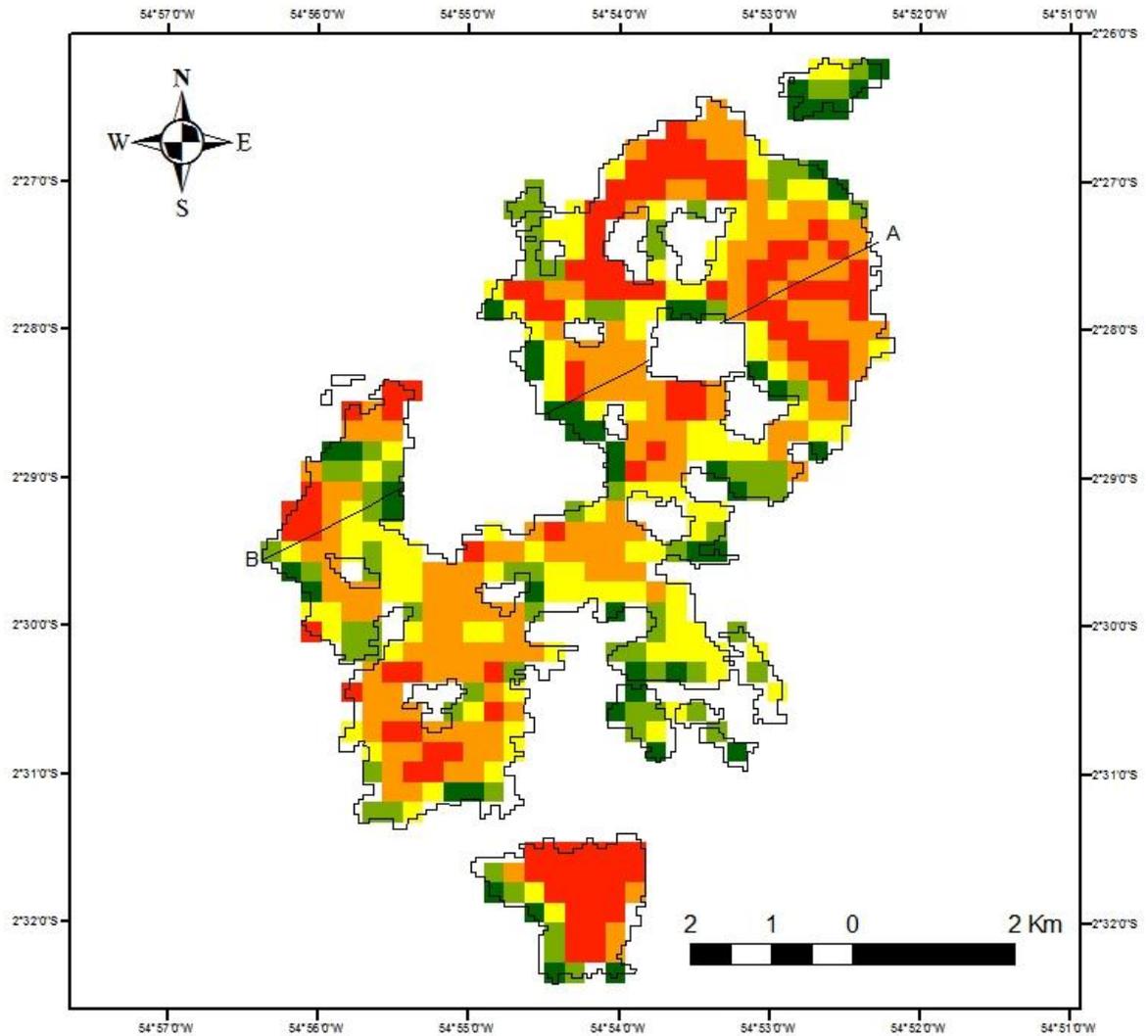
3.1.1 NDVI

Como indicador da presença de vegetação verde na área de Savana, estimamos pelo SEBAL o índice de vegetação por diferença normatizada ou NDVI do inglês Normalized Difference Vegetation Index. Os índices de vegetação espectral, em sua maioria, podem ser generalizados para mostrar uma derivação da reflectância da superfície em relação ao comprimento de onda, nesse caso, em função das propriedades ópticas de folhas e partículas do solo. Portanto, o NDVI, se torna uma medida de abundância de clorofila e absorção de energia. (MYNENI *et al.*, 1997).

A figura 13 mostra a carta com valores médios de NDVI para os anos estudados entre 2004 a 2016. Observamos valores com intervalo de 0,484 a 0,836, para um total de 494 pixels em toda área estudada. A maior quantidade de pixels (156) com valores variando de 0,574 a 0,626 está representada pela segunda classe na cor laranja, seguida por 112 pixels, variando de 0,627 a 0,685 representados na cor amarela na terceira classe.

A classe representada pela cor vermelha indica os menores valores de NDVI, podendo ser encontradas nas maiores áreas contínuas de Savana (S1 e S2), indicando menor absorção de energia nessas áreas, conforme a carta de médias de NDVI. A média dos pixels da cena é $0,634 \pm 0,074$. Santos *et al.* (2014) para área de floresta em Rondônia obteve valor médio de $0,87 \pm 0,02$, observamos uma diminuição na ordem de $\approx 0,24\%$ em relação a floresta. Machado (2017) também em área de florestas na Amazônia encontrado valor de 0,863, para área de savana amazônica o NDVI foi $0,705 \pm 0,1$ corroborado com os resultados desta dissertação. CARVALHO JÚNIOR *et al.* (2008), identificou por sensoriamento remoto empregando assinaturas temporais, o NDVI a três tipos de savanas tropicais no Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, a savana de Alter do Chão apresentou valores médios aproximados aos observados no Cerrado Denso por 0,62, os valores médio para campo e cerrado foram de 0,35 e 0,4, respectivamente, todos referentes ao período seco na região.

Figura 13: Carta de média de NDVI dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



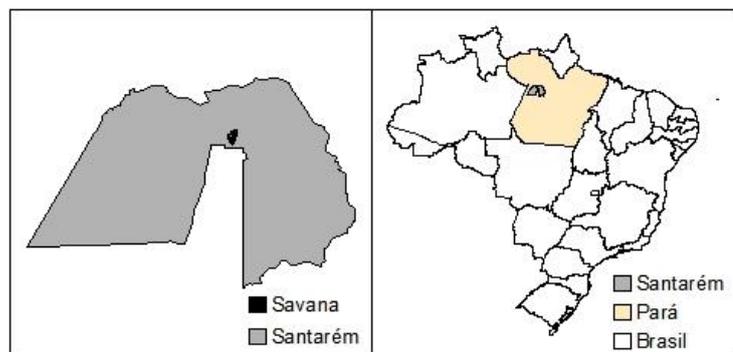
Carta de média de NDVI entre os anos de 2004 à 2016.

Legenda:

□ Savana de Alter do Chão

NDVI

- 0,484 - 0,573
- 0,574 - 0,626
- 0,627 - 0,685
- 0,686 - 0,749
- 0,75 - 0,836

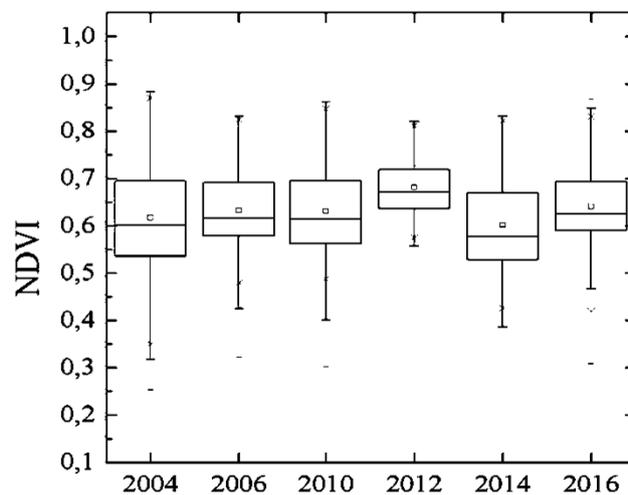


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

O comportamento médio dos pixels para cada ano indicou pouca variação, entre $0,681 \pm 0,058$ em 2012 e menor em 2014 com $0,602 \pm 0,099$. Conforme gráfico de box plot a representação da caixa dos 50% dos dados variaram entre 0,528 em 2014 e 0,718 em 2012. ALVES; LOVERDE-OLIVEIRA (2020) estudando o comportamento temporal do NDVI, entre os anos de 2010 a 2012, associou valores entre 0,56 a 0,76 a Savana Florestada e 0,25 a 0,56 - Savana Gramíneo - Lenhosa e Savana Parque. O ano de 2004 apresentou maior amplitude de dados da caixa, indicando uma maior variabilidade de pixels.

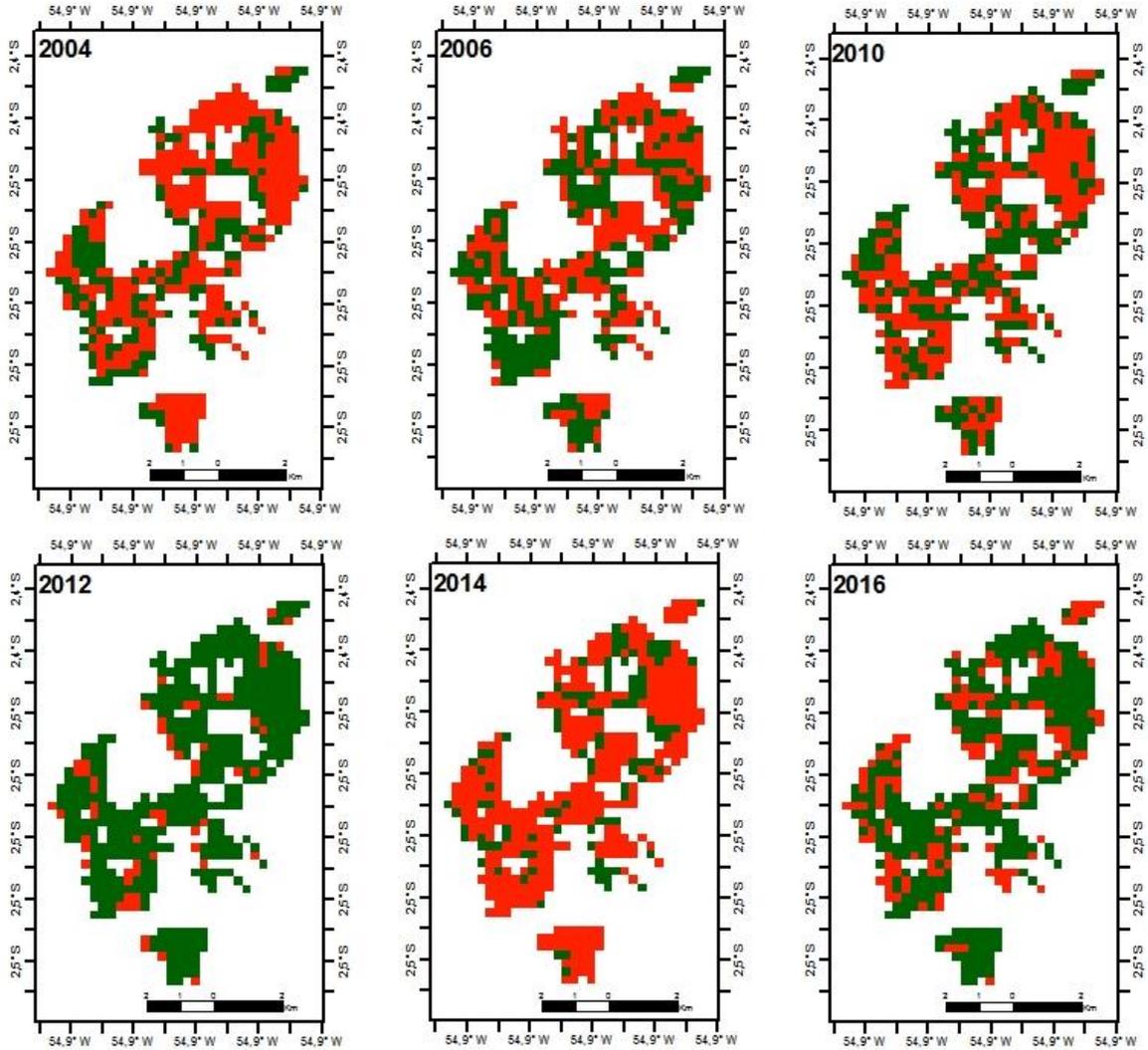
Figura 14: Boxplot para NDVI para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Pela carta de flutuações podemos verificar que no ano 2012 apresenta a maior média e uma menor amplitude de dados, assim, mais pixels com valores altos mantiveram este ano acima da média. O menor índice no ano de 2014 fez com que a maior parte dos pixels ficasse abaixo da média. DA COSTA CAVALCANTE *et al.* (2020) analisando médias entre os anos de 2013 a 2018 em outra área de Savana Amazônica também obtiveram um valor mínimo de NDVI no ano de 2014. Nos anos de 2006 e 2010 observou-se uma boa distribuição com a média destes anos se apresentando próximo a média geral. GAMARRA *et al.* (2016) observou uma heterogeneidade do habitat no cerrado sentido restrito com NDVI médio variaram de $0,468 \pm 0,102$ a $0,661 \pm 0,155$ no ano de 2010, justificando esta diversidade devido ao habitat apresentar diferentes densidades e altura das árvores, ou seja, maior heterogeneidade horizontal. Pelos valores de NDVI foi possível identificar e quantificar a distribuição espacial de cobertura verde presente na área da Savana durante o período.

Figura 15:Carta de flutuações de NDVI entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de NDVI entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

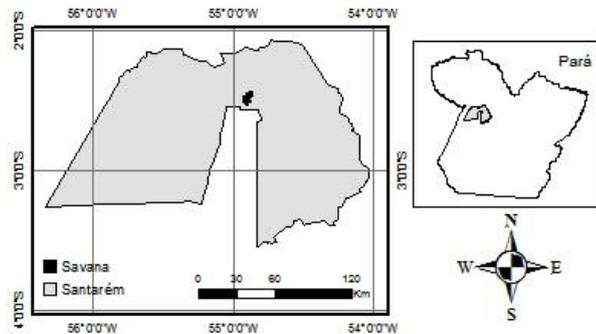
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

NDVI

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.1.2 Albedo

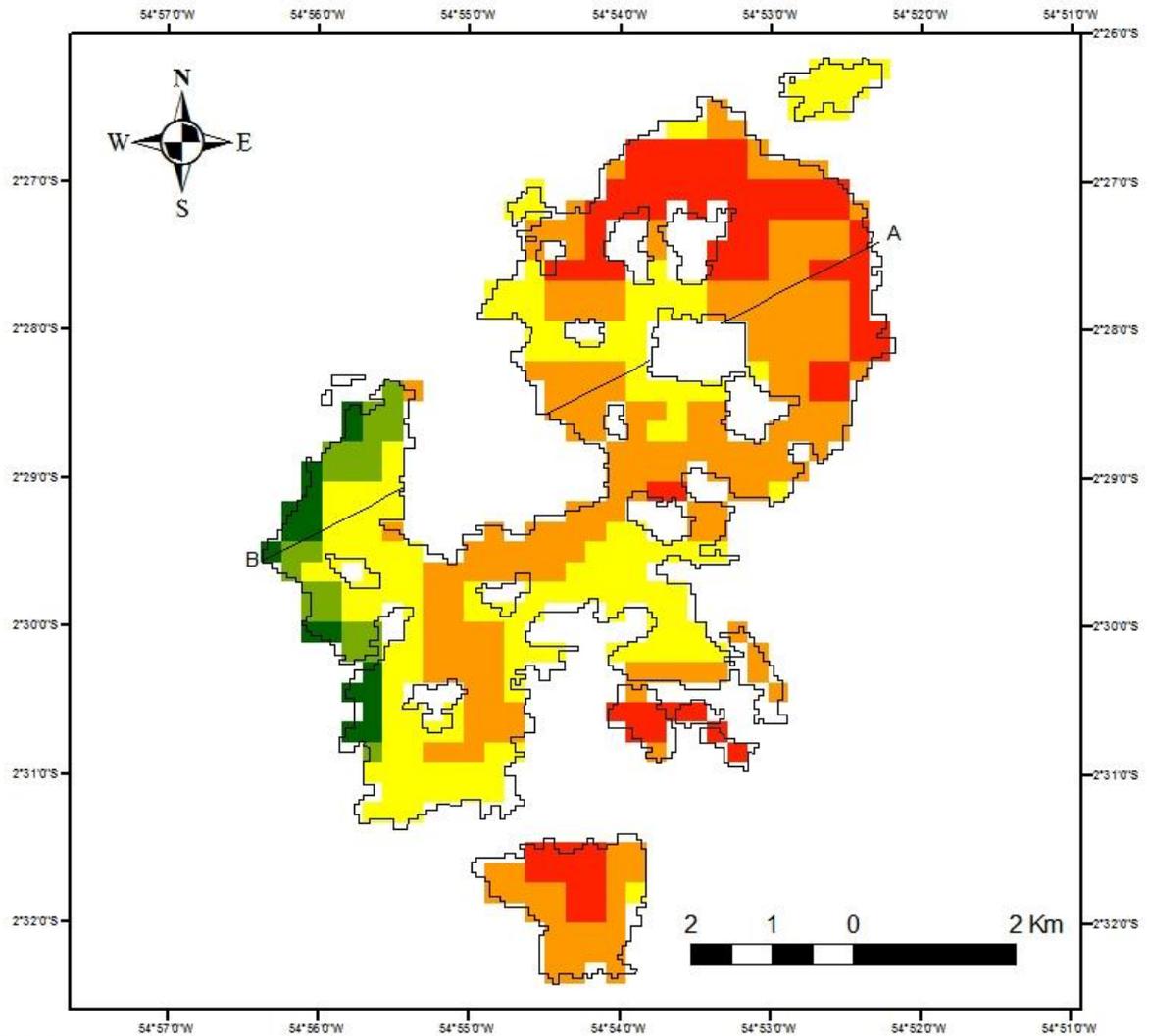
O albedo ou coeficiente de reflexão de uma superfície é a fração da radiação eletromagnética incidente que é refletida, trata-se de uma grandeza adimensional que pode ser expressa em porcentagem, pela climatologia o albedo define o valor médio de fração da radiação solar incidente que é refletida pela terra (SANTOS, 2016).

Foram analisados 494 pixels na cena, com resolução espacial de 250 metros, onde encontramos valores compreendidos entre 0,056 e 0,155, observando a predominância de valores variando de 0,135 a 0,142, compreendendo 208 pixels, representando 42 por cento da área e na cor laranja, esses valores puderam ser observados agrupados nas áreas mais contínuas de savana (S1 e S2), bem como os valores mais elevados representados em vermelho na carta, indicando maior reflexão da superfície nessas.

O valor médio para o albedo encontrado na Savana de Alter do Chão foi de $0,133 \pm 0,014$, esse mesmo valor de 0,133 foi citado por Caiazza *et al.* (2014) para cerrado em estudo de impactos climáticos das mudanças no albedo da superfície devido à mudança no uso da terra.

Liberato (2011) encontrou no sudoeste da Amazônia Brasileira em área de floresta albedo de 0,10, 0,11 e 0,12, e Oliveira e Moraes (2013), valores entre de $\approx 0,10$ e 0,14, para floresta ombrófila em Roraima, dessa forma, observamos aumento para albedo da savana Amazônica. HOFFMANN; JACKSON (2000) utilizando o modelo de circulação geral do Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica (NCAR) CCM3, juntamente com o Modelo de Superfície Terrestre do NCAR, simularam cenários de savana em regiões de savana tropical obtendo um albedo médio de 0,157.

Figura 16: Carta de média de albedo dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Legenda:

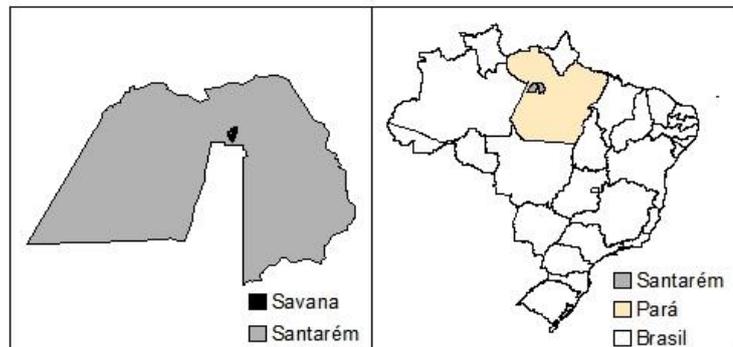
Savana de Alter do Chão

Albedo

(%)

- 0,056 - 0,093
- 0,094 - 0,118
- 0,119 - 0,134
- 0,135 - 0,142
- 0,143 - 0,155

Carta de média de Albedo entre os anos de 2004 à 2016.



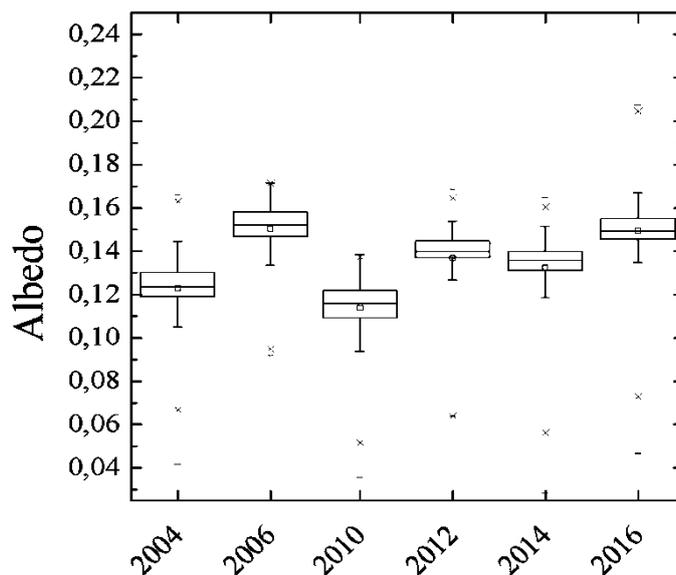
Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Podemos observar amplitude baixa da caixa dos 50% do dados, variando entre 0,109 em 2010 a 0,158 em 2006. O ano que apresentou maior amplitude foi em 2010 com valores baixos indicando que neste ano houve uma menor capacidade de reflexão de ondas. Os valores de albedo apresentaram maior comportamento médio dos pixels variando entre $0,150 \pm 0,014$ em 2006 e menor em 2010 com $0,114 \pm 0,013$. Pavão *et al.* (2015) no sudoeste da Amazônia encontrou valores médios 0,13 para campo limpo e campo sujo em 2010, com valores variando entre 0,11 e 0,18.

A maior capacidade de reflexão foi indicado para 2006 com menor amplitude e maior valor de média. Foram observados uma outlier inferiores para todos os anos com pico mínimo de 0,029 em 2014.

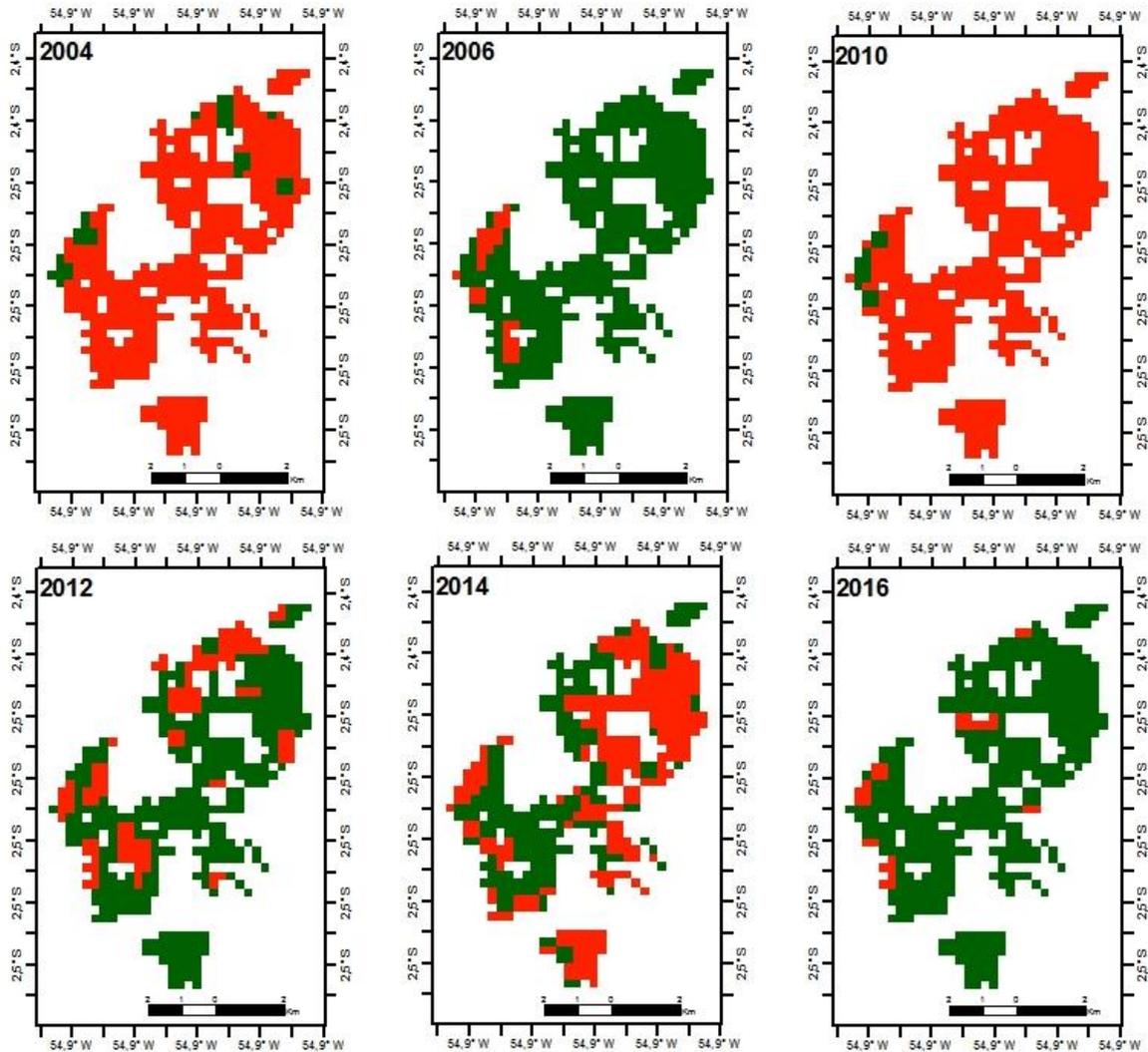
Figura 17: Boxplot para Albedo para os anos de 2004, 2006, 2008, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

A flutuação do albedo entre os anos corroborou as médias anuais, sendo observado nos anos de 2004 e 2010, uma acentuada predominância de valores abaixo da média, já para os anos de 2006 e 2016, observou-se a predominância de valores acima da média, Braga *et al.* (2018) com imagens do sensor MODIS/TERRA para três anos, utilizando algoritmos de Liang e Tatsumi estimaram médias de albedo para o cerrado no Amapá nas datas 13/08/2002, 02/09/2006 e 09/09/2012, obtendo os valores 0,142, 0,162 e 0,163 para Liang e 0,138, 0,157 e 0,160 para Tatsumi. Para os anos de 2012 e 2014, houve uma melhor distribuição, sendo no primeiro mais valores acima e no segundo mais valores abaixo da média.

Figura 18: Carta de flutuações de albedo entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Albedo entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

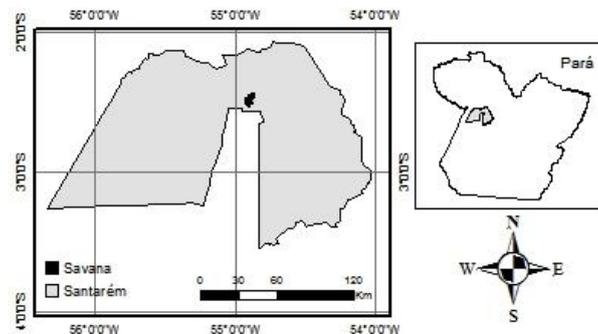
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Albedo

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

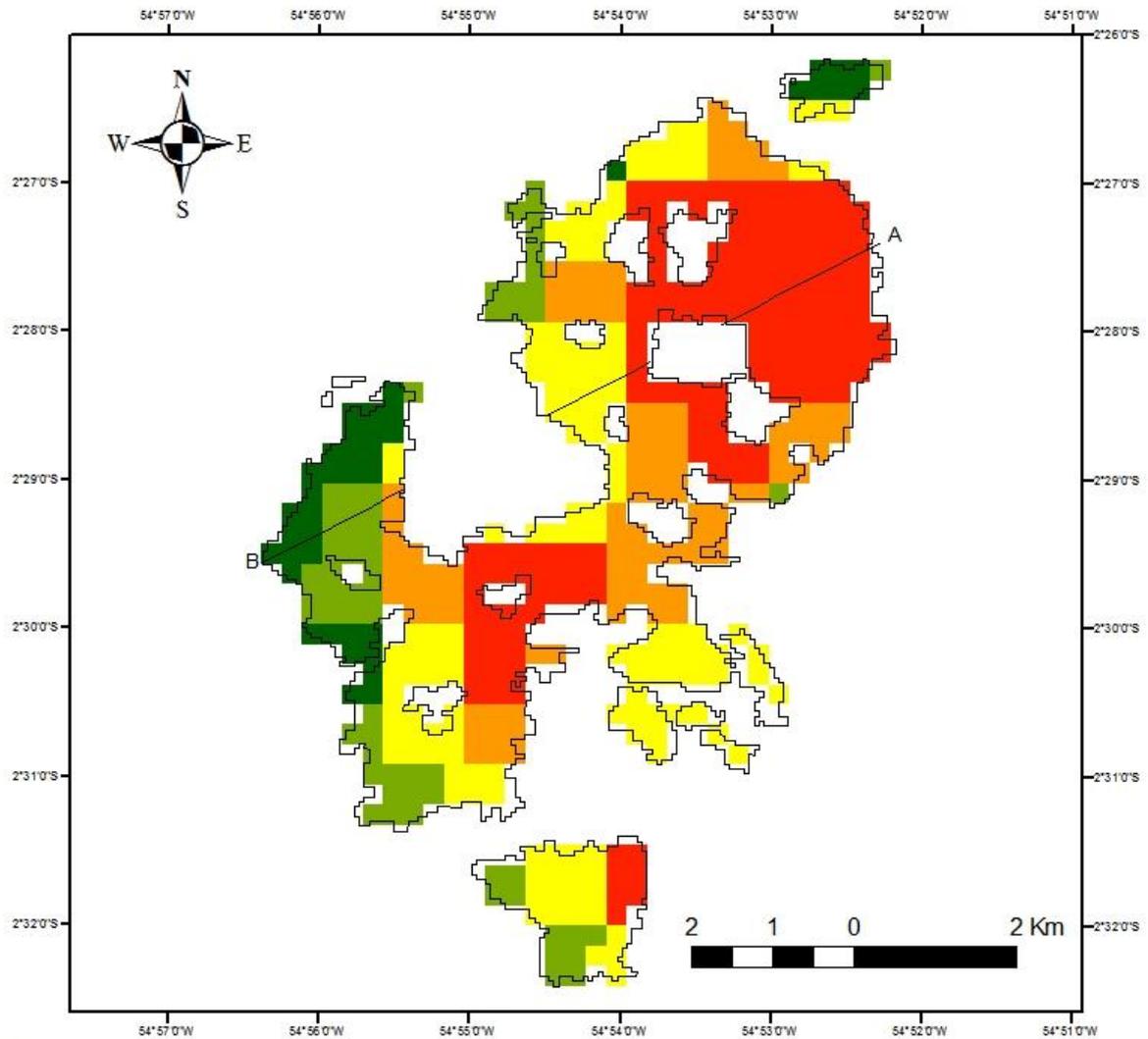
3.1.3 Temperatura da superfície (C°)

A temperatura de superfície está envolvida no balanço de energia, evaporação e transpiração da vegetação, bem como em processos de desertificação; o que a torna adequada para uso como indicador de degradação terrestre e de mudança climática (DE OLIVEIRA *et al.*, 2012).

Foram analisados 494 pixels na cena, com resolução espacial de 250 metros, na carta de média geral, para todos os anos observamos a predominância de valores intermediários dentre a classificação de cores variando de 33,06 - 34,1, compreendendo 145 pixels, representados na carta e pela cor vermelha, observando um agrupados dos valores mais elevados na área mais continua da savana localizada a região nordeste (S1).

A Savana de Alter do Chão apresentou um valor médio de temperatura de superfície igual a $32,24 \pm 1,08$. Esse valor é condizente com o encontrado por Machado (2017) de $31,8 \pm 1,65$, sendo mais elevado do que os valores encontrados por ele em área de floresta de $28,84 \pm 0,62$, , diferença de $3,4 \text{ C}^\circ$ maior na savana, esse aumento da temperatura foi previsto em Nobre, Sellers e Shukla (1991) onde afirmou um aumento de 2,5 na substituição de floresta por pastagem. Assim podemos inferir maiores valores de temperatura de superfícies de Savana, pois apresentam menor densidade de vegetação, que resulta na elevação, pois a energia disponível ao ambiente é utilizada prioritariamente para aquecimento do solo e do ar adjacente à superfície (PAVÃO *et al.*, 2015).

Figura 19: Carta de média de Temperatura de superfície dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Legenda:

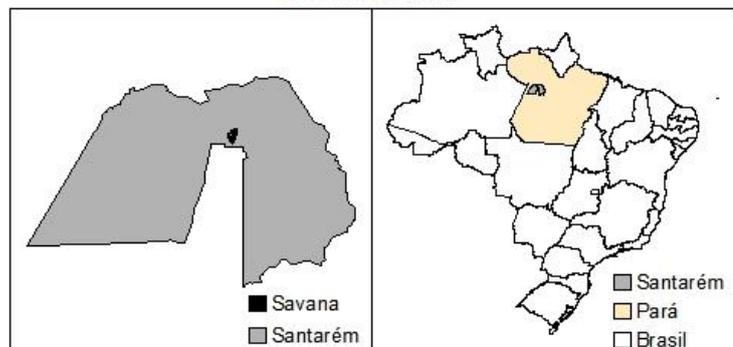
Savana de Alter do Chão

Temperatura da superfície

(°C)

- 29,6 - 30,56
- 30,57 - 31,34
- 31,35 - 32,26
- 32,27 - 33,05
- 33,06 - 34,1

Carta de média de Temperatura de superfície (C°) entre os anos de 2004 à 2016.

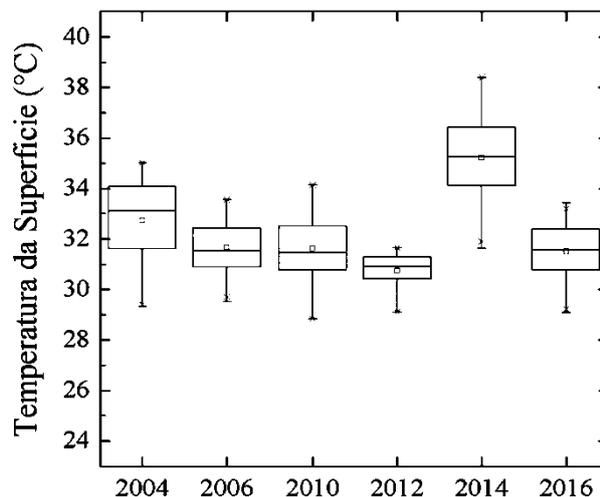


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Conforme gráfico de boxplot o comportamento da média dos pixels para cada ano variou de $30,75 \pm 0,67$ em 2012 a $35,23 \pm 1,50$ em 2014, este último mostrou padrão diferente dos outros anos, demonstrando temperatura superior a 31 C° em todos os pixels e amplitude de dados da caixa entre 34,13 e 36,43 uma diferença de $2,3\text{ C}^\circ$, este ainda foi o único ano em que a mínima esteve acima de 30 C° , este ano contribuiu para elevar os valores de média. DA COSTA CAVALCANTE *et al.* (2020) nos anos de 2012, 2014 e 2016 encontrou médias de 29,48, 29,48 e 29,6, respectivamente, para T_{sup} em outras áreas de Savana Amazônica e Floresta Secundária. A amplitude de dados da caixa dos dados variou entre 30,41 em 2012 e 36,43 em 2014, havendo no ano de 2004 maior amplitude de dados e 2012 a menor variação com menor valor de média, neste ano não houve muita variação de pixel para pixel.

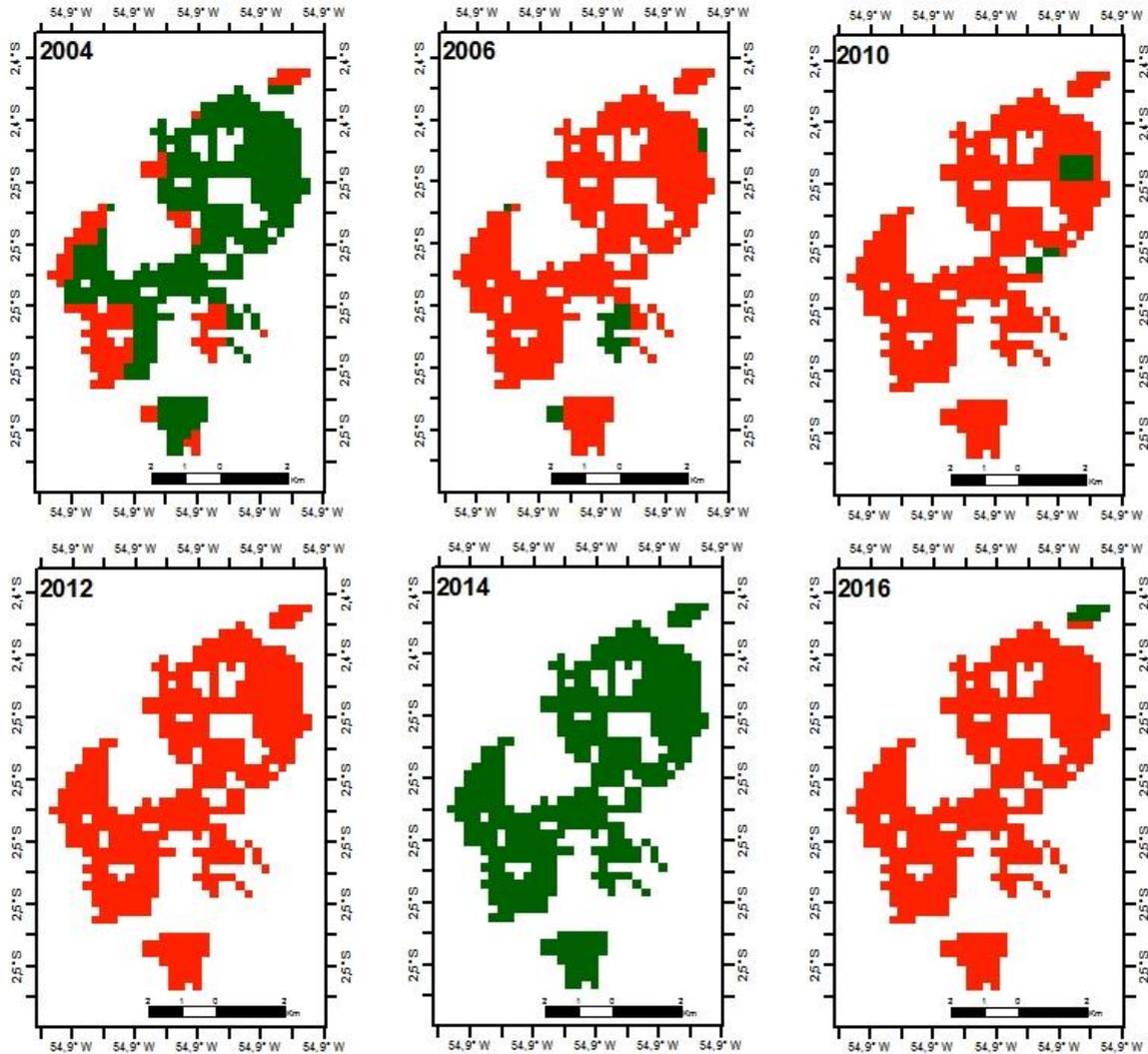
Figura 20: Boxplot para temperatura de superfície para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Os dois anos com média mais alta, 2004 e 2014, mantiveram seus valores de t_{sup} predominantemente acima da média, sendo que em 2014 todos os pixels da cena estiveram acima, Santos, Júnior e Ferreira (2011) no bioma cerrado para um período de 2003 a 2008 observou no ano de 2004 o ano com maiores temperaturas. Em 2010 apesar da predominância de valores baixos, apresentando o menor valor encontrado de $28,83$, observamos nesse a presença de um agrupamento de pixels acima da média em um ponto (S1) onde se encontra uma área contínua de vegetação savana. Pavão *et al.* (2015) encontrou média para valores de T_{sup} em campo limpo $28,6^\circ\text{C}$ e $28,2^\circ\text{C}$ 2009 e 2010, respectivamente, e para campo sujo média 28°C para os dois anos.

Figura 21: Carta de flutuações de Temperatura da superfície entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Temperatura de superfície (C°) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

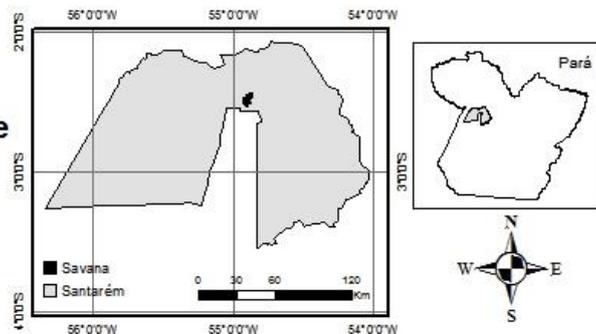
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Temperatura de superfície

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.2 Saldos de radiação

O saldo de radiação é composto pela soma da diferença entre radiação de onda curta e onda longa que chega à superfície, a essa diferença damos o nome de saldo de onda curta (S^*) e saldo de onda longa (L^*). Chegando assim ao saldo total de radiação disponível no ambiente disponível para a realização de fenômenos biogeoquímicos na superfície.

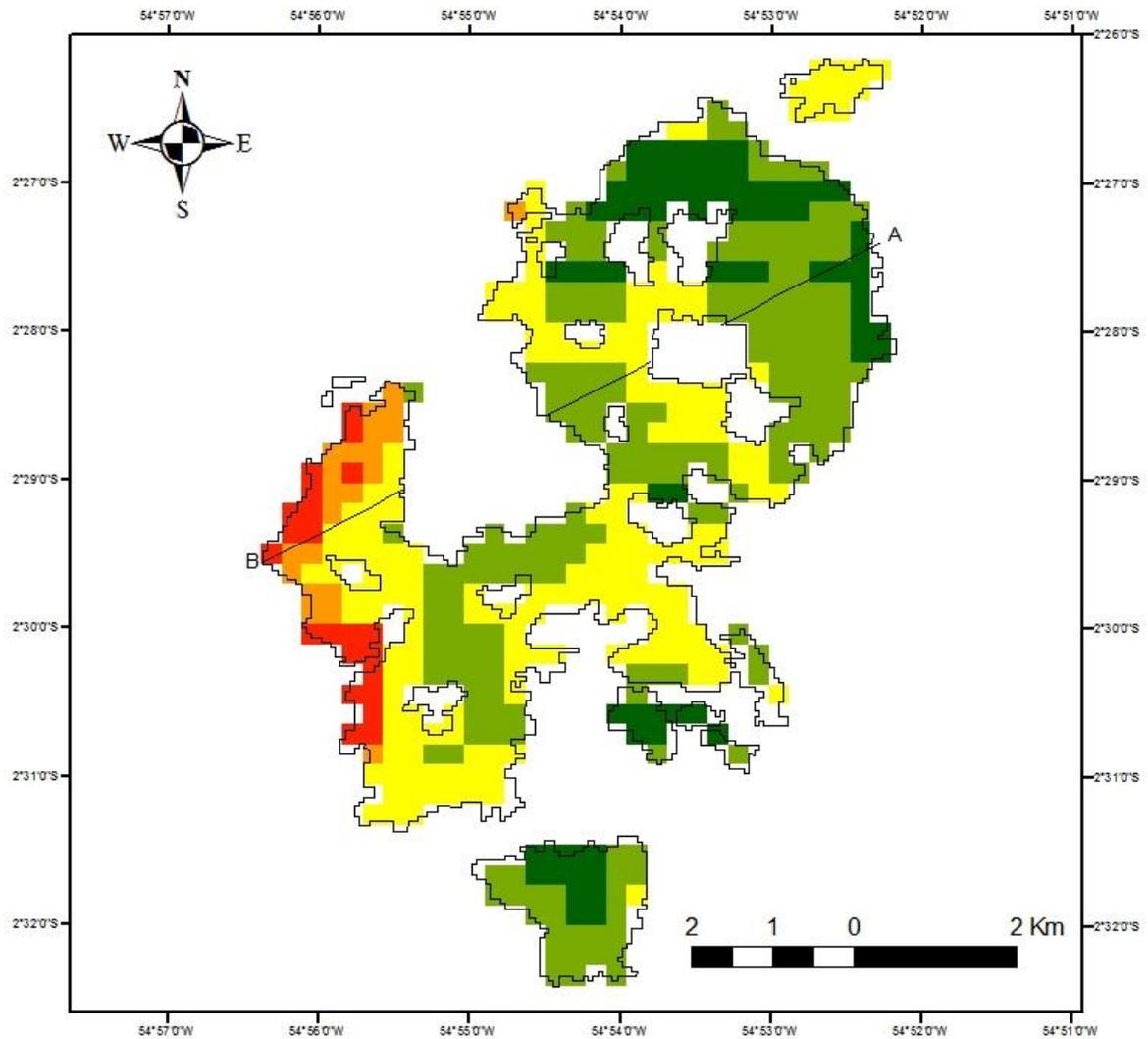
Nesse capítulo faremos uma caracterização dos saldos de radiação, tais como: saldo de onda curta (S^*), saldo de onda longa (L^*) e o Saldo de radiação (RN).

3.2.1 Saldo de onda curta (S^*)

O saldo de onda curta está associado ao parâmetro biofísico albedo, que em sua definição é a razão entre os fluxos de radiação solar refletido e incidente, a radiação de onda curta incidente corresponde a radiação solar direta e difusa que atinge que a superfície terrestre, o albedo constitui um parâmetro importante no estudo de mudanças climáticas, desertificação, queimadas e impactos ambientais (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002; SILVA; LOPES; AZEVEDO, 2005).

No saldo de radiação de onda curta foi obtido média $846,76 \pm 13,52 \text{ W.m}^{-2}$, sobre 494 pixels, com valores entre 825,52 e 922,05. Amanajás *et al.* (2013) estimando saldo de radiação em uma área de cerrado amazônico no Amapá, verificou diminuição de valores de S^* no cerrado em relação a floresta sendo mais radiação de onda curta é devolvida no cerrado do que na floresta, associando que em áreas mais vegetadas o albedo é menor. Observamos uma predominância de valores compreendidos entre 838,02 e 845,21, com 204 pixels, representada pela cor verde claro na carta de média do saldo de onda curta. Uma predominância desses valores mais baixos foram encontrados nas áreas S1 e S2, na região a oeste e sudoeste da savana Alter do Chão podemos encontrar agrupamento com valores mais altos de saldo de onda curta.

Figura 22: Carta de média de saldo de onda curta dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



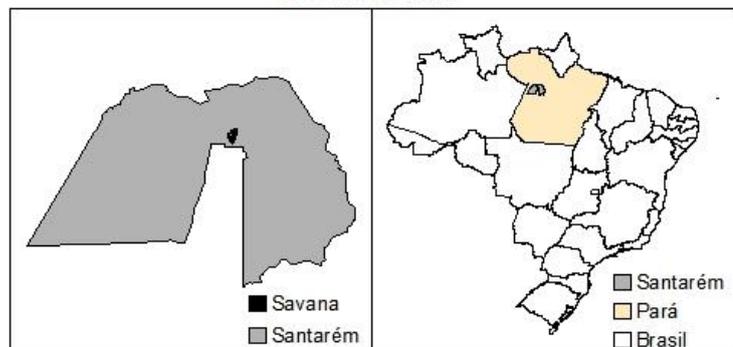
Legenda:

Savana de Alter do Chão

**Saldo de onda curta (S^*)
($W.m^{-2}$)**



Carta de média de Saldo de onda curta (S^*) entre os anos de 2004 à 2016.

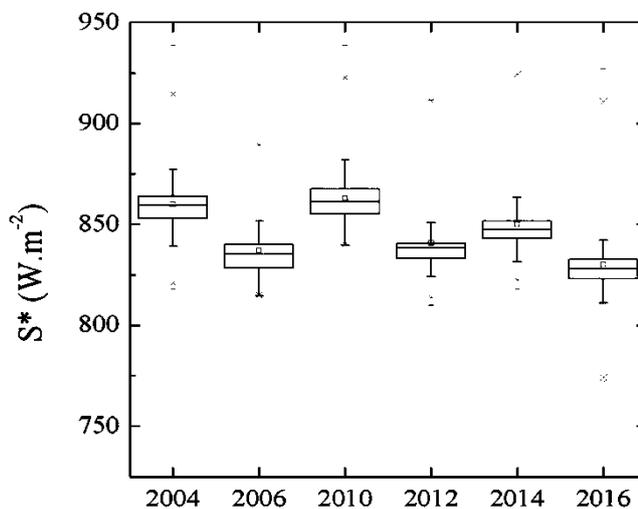


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Referente as médias anuais, observamos os anos de 2004 e 2010 foram os anos com maior média e grande amplitude nos dados, sendo em 2010 a máxima com $862,966 \pm 12,94$. O ano 2016 foi o que apresentou menor valor médio de $830,164 \pm 19,813$, a maior parte dos pixels manteve valores abaixo de média. A amplitude de dados variou entre 863, 197 em 2016 e 867,512 em 2010, dessa forma, não houve muita variação dos dados das caixa para cada ano, De Araújo *et al.* (2019), escutando localizadades do bioma Amazônico e Cerrado, comparando com periodo seco e chuvoso, verificaram também que os valores do saldo de radiação de ondas curtas demonstraram um comportamento semelhante.

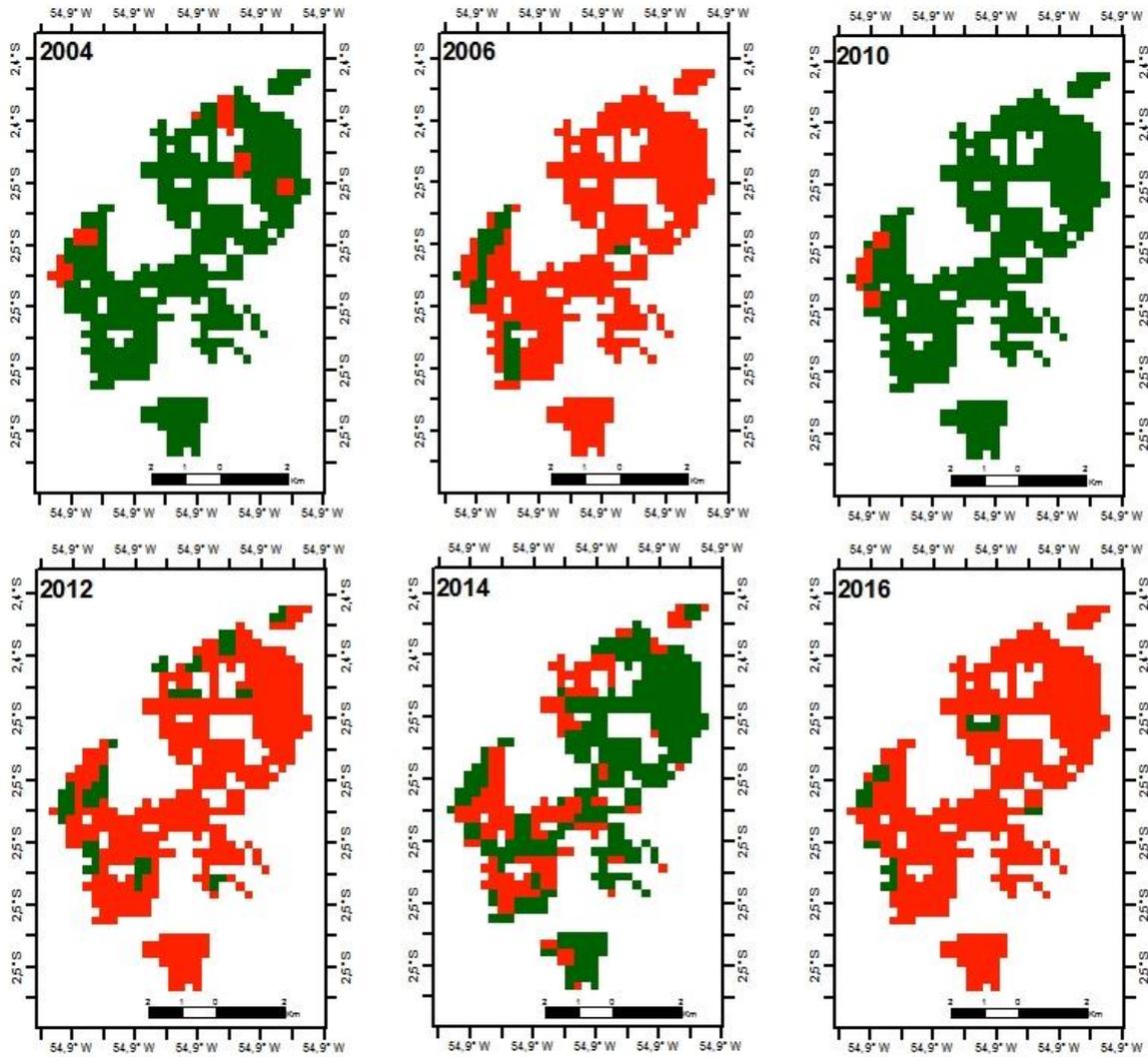
Figura 23: Boxplot para saldo de onda curta para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Essa tendência se mostrou para a flutuação mostrando que nos dois anos de media máxima os valores se mantiveram acima da média, observamos ainda o ano de 2014 com tendência positiva mas com uma boa presença de pixels abaixo da média para o lado oeste da savana, os anos de 2006, 2012 e 2016 mantiveram uma tendência abaixo da média com a presença de pixels altos, observamos a presença de agrupamentos de pixels acima da média para a região oeste da cena (figura 24).

Figura 24: Carta de flutuações de saldo de onda curta entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Saldo de onda curta (S^*) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

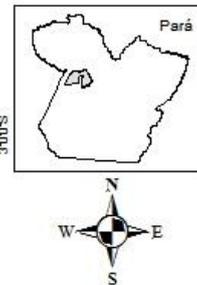
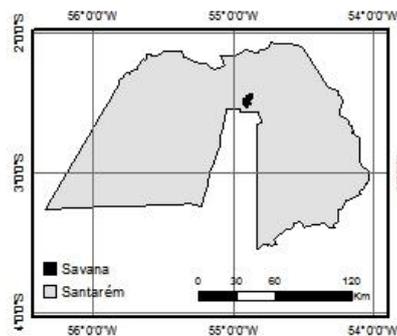
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Saldo de onda curta (S^*)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

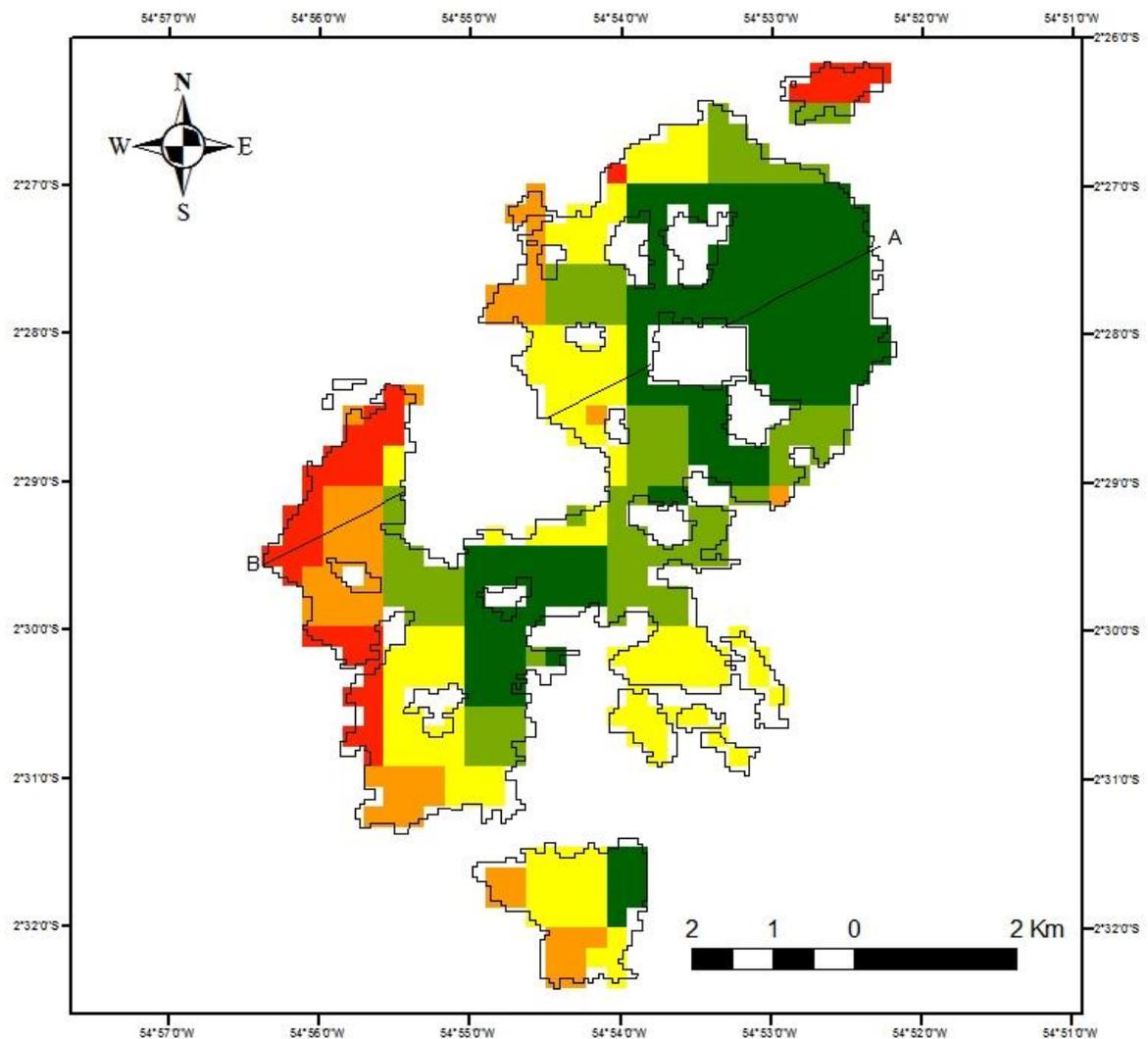
3.2.2 Saldo de onda longa (L^*)

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra. A maior parte da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera recebe a denominação de radiação de onda longa. A radiação de onda longa proveniente da atmosfera é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser obtida, isso porque os instrumentos usados para medição emitem radiação de comprimento de onda e intensidade comparável aos da suposta medida, formas eficientes de estimá-la baseiam-se em observações de variáveis mais facilmente medidas, por diferença e/ou resíduos, através da equação do balanço de radiação, estimadas por várias equações. Na Amazônia praticamente não existem medidas regulares desta radiação, apesar de ser uma variável importante no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera e engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água (AGUIAR *et al.*, 2011; GALVÃO; FISCH, 2000; VILANI *et al.*, 2010).

Para o saldo de radiação de onda longa os valores estimados foram negativos compreendidos entre -145,38 e -117,06, obtendo como média $-133,67 \pm 6,78$, sobre 494 pixels. Observamos uma predominância de valores compreendidos entre -145,38 e -138,47, com 150 pixels, representado na primeira classe pela cor verde escura, sendo 30 por cento da cena. Galvão e Fisch (2000) observaram que o balanço de onda longa em área de pastagem na Amazônia, se apresentou positivo apenas em um intervalo entre 16 e 20, horas, horário local, e negativo no restante do dia, associando estes valores negativos a profundidade e aquecimento da camada limite atmosférica.

Observamos uma predominância de valores mais baixos, e um aumento no sentido leste para oeste em direção ao rio e mata ciliar, sendo que na borda oeste são encontrados pixels de classes dos valores mais altos.

Figura 25: Carta de média de saldo de onda longa dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



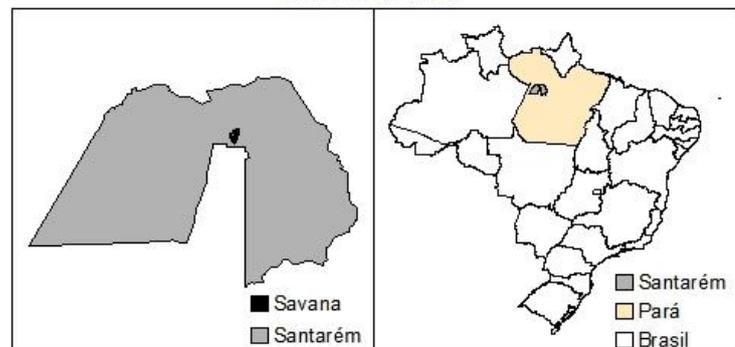
Legenda:

Savana de Alter do Chão

**Saldo de onda longa (L^*)
($W.m^{-2}$)**

	-145,38 - -138,47
	-138,46 - -133,34
	-133,33 - -128,1
	-128,09 - -123,31
	-123,3 - -117,06

Carta de média de Saldo de onda longa (L^*) entre os anos de 2004 à 2016.

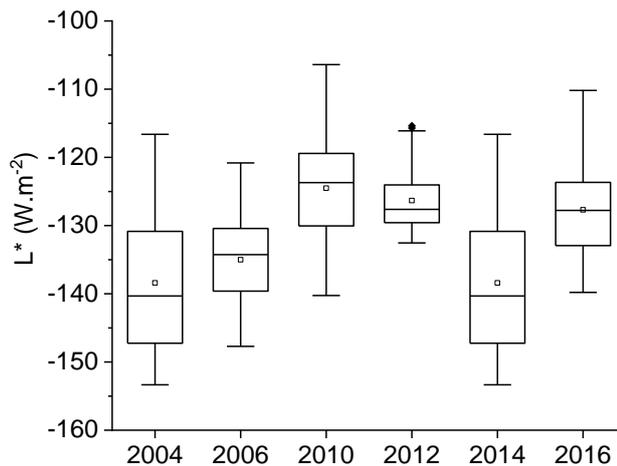


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

A análise do comportamento da média do sado de onda longa para cada ano, conforme gráfico de boxplot, mostra que os valores negativos em toda a série. O comportamento médio dos pixels para cada ano indicou uma variação entre $-124,51 \pm 7,518$ em 2010 e $-149,758 \pm 9,684$ em 2014. Conforme gráfico da representação do box houve valores mínimos entre -171,844 em 2014 e máximo -106,404 em 2010.

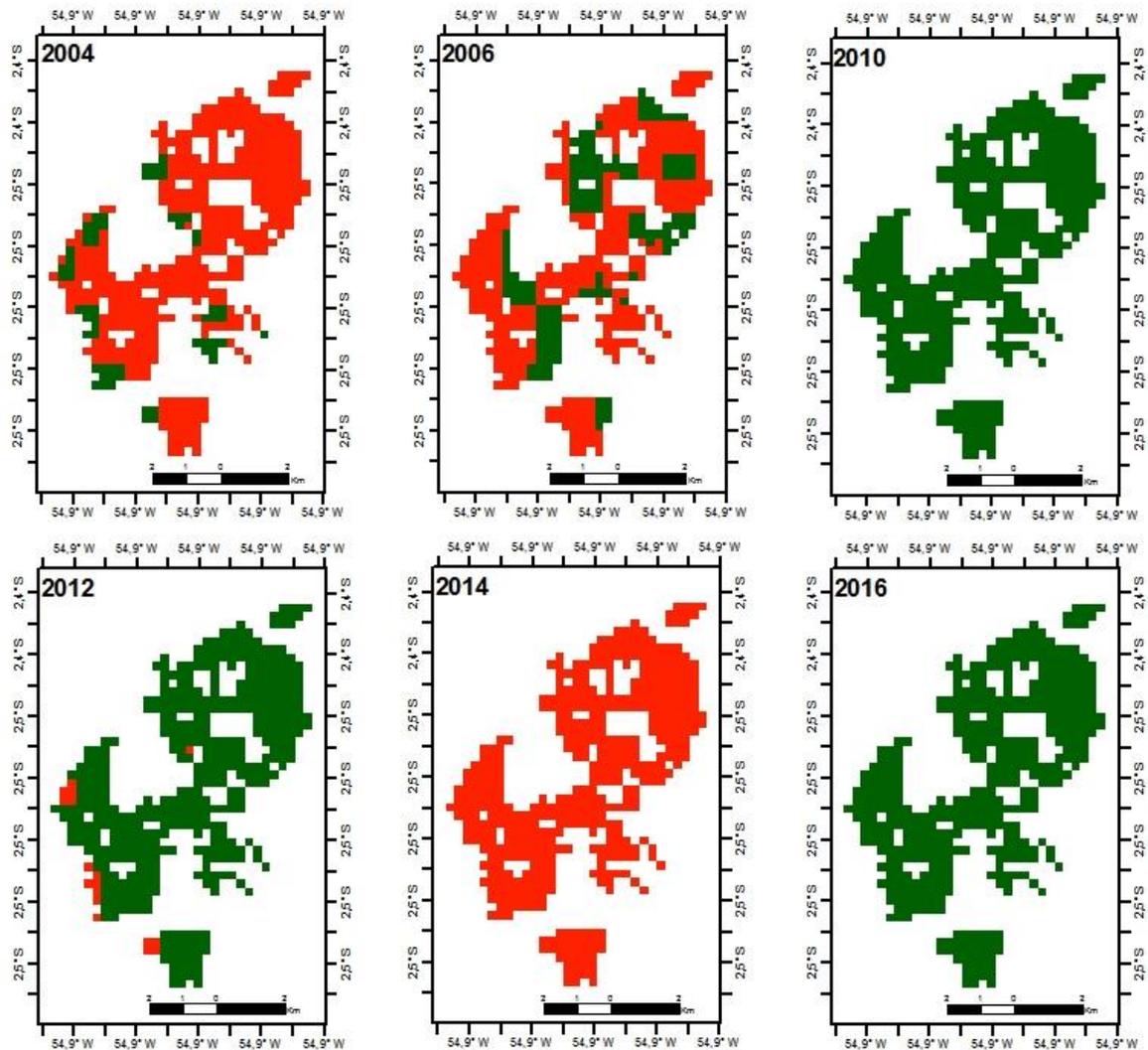
Figura 26: Boxplot para saldo de onda longa para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Os anos de 2004 e 2014 apresentaram maior amplitude de dados da caixa, indicando uma maior variabilidade de pixels. Bem como em 2012 os valores tiveram uma amplitude baixa de todos os valores deste ano com média de -126,330. Devido à dificuldade de medições para radiação de onda longa, mesmo essa medida sendo em florestas tropicais fundamental para a manutenção da biodiversidade, através dos processos de interceptação, transferência e absorção da radiação solar tanto acima quanto abaixo do dossel das árvores, na Amazônia não são comuns registro (AGUIAR *et al.*, 2009; AGUIAR *et al.*, 2011; DOS SANTOS *et al.*, 2020; JÚNIOR *et al.*, 2019).

Figura 27: Carta de flutuações de saldo de onda longa entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Saldo de onda longa (L^*) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

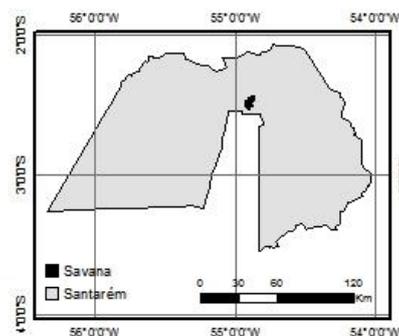
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Saldo de onda longa (L^*)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.2.3 Saldo de radiação (RN)

O Saldo de Radiação tem relação direta com radiações de ondas curtas e longas incidentes e refletidas, ele é o resultado da soma dos saldos de onda curta e saldo de onda longa. Partindo do princípio de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele, pode-se dizer que o saldo de radiação líquida (Rn), será partido em: calor sensível (H), calor latente (LE), parte será o fluxo de calor no solo (G), parte ficará armazenada na biomassa e no dossel e outra parcela será utilizada no processo de fotossíntese (ANDRADE *et al.*, 2009).

O saldo de radiação apresentou valor médio de $703,02 \pm 16,18 \text{ W.m}^{-2}$, para 499 pixels de resolução espacial de 250 metros, em relação a média houve um aumento de $\approx 1,33\%$ no valor do saldo de radiação em relação a floresta ombrófila que foi de $693,68 \pm 0,43$ estimado por Machado (2017).

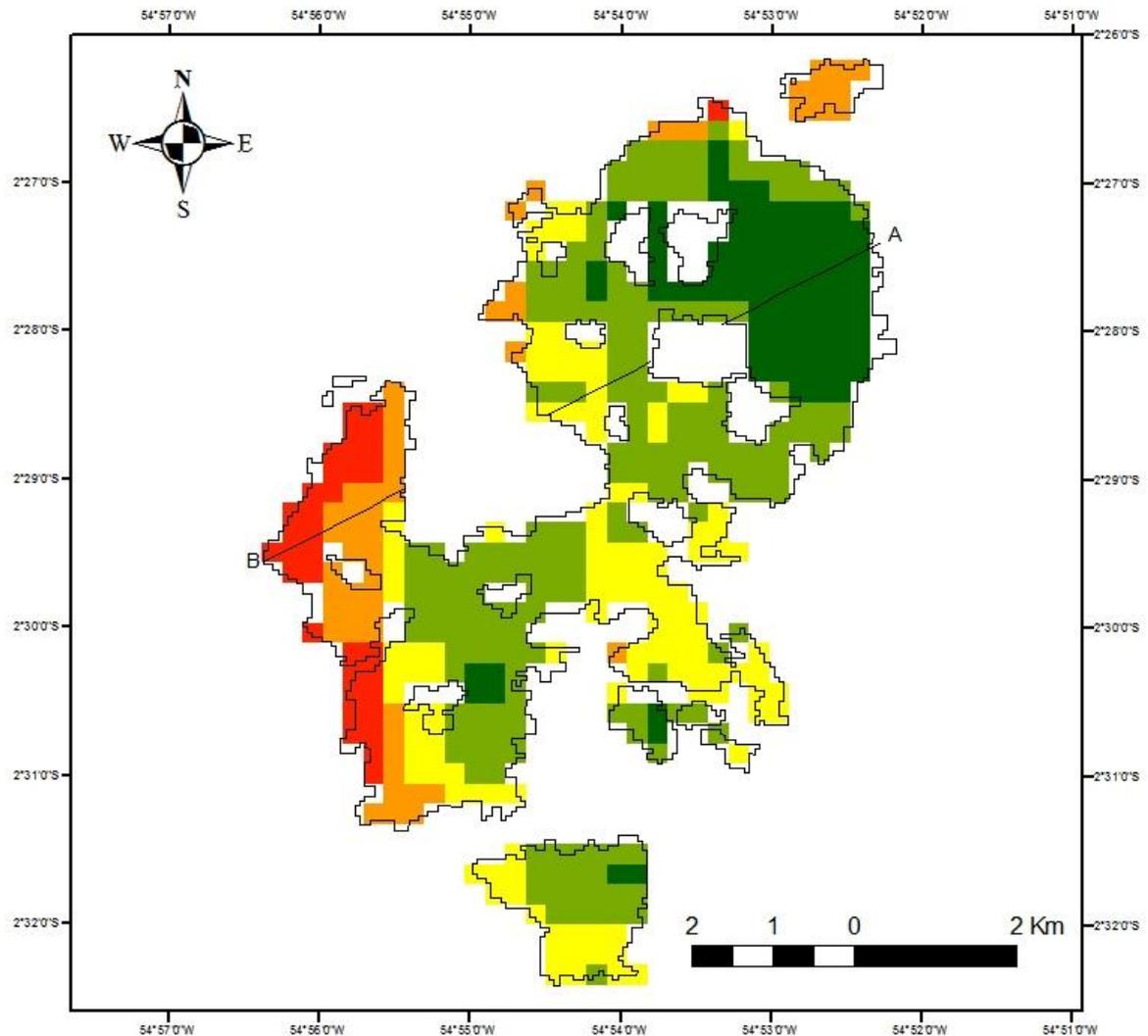
Foi possível observar uma predominância de valores mais baixos, na segunda classe representada pela cor verde claro, 207 pixels apresentaram valores entre 692,02 e 700,85, equivalendo a 41% da área, esse puderam ser encontrados na área S2.

Observamos um agrupamento dos valores baixos de RN sobre a área S1, observando um aumento conforme a proximidade do margem do rio e sua mata ciliar, sendo está uma característica apresentada pelos S*, L* e RN.

Fausto *et al.* (2013), fizeram medições de saldo de radiação em área de condição de cerrado no Mato Grosso, para período seco e período chuvoso em 2009, aplicando o SEBAL sob imagens Landsat5, com horário de passagem as 9:45, obtendo valores de 422,16 na seca e 613,41 no período chuvoso.

Essa mesma característica pode ser vista em Gomes *et al.* (2009), aplicando o SEBAL/METRIC a imagens Landsat5 em uma área de Cerrado em São Paulo em 2005, obtendo para os meses de fevereiro 638,0 e julho 374,3, associando o maior valor no mês de fevereiro à ocorrência de chuvas próximo ao dia da passagem do satélite, estes resultados foram validados por medidas de torres micrometeorológica, com valores de 640,6 e 352,1, com erros relativos (%) de 0,4 e 6,3, respectivamente.

Figura 28: Carta de média de saldo de radiação dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



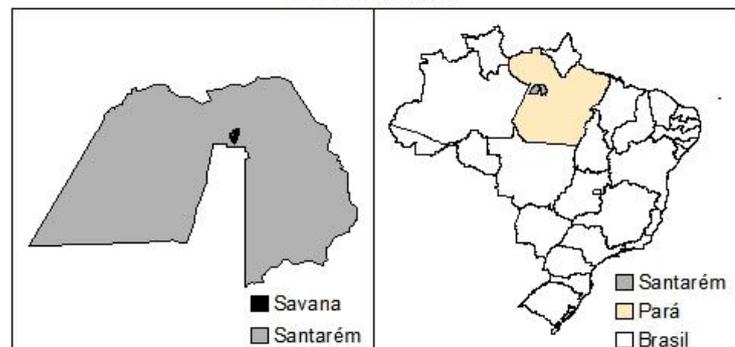
Legenda:

Savana de Alter do Chão

**Saldo de radiação (RN)
(W.m⁻²)**

678,76 - 692,01
 692,02 - 700,85
 700,86 - 710,49
 710,5 - 733,38
 733,39 - 781,17

Carta de média de Saldo de radiação (RN) entre os anos de 2004 à 2016.

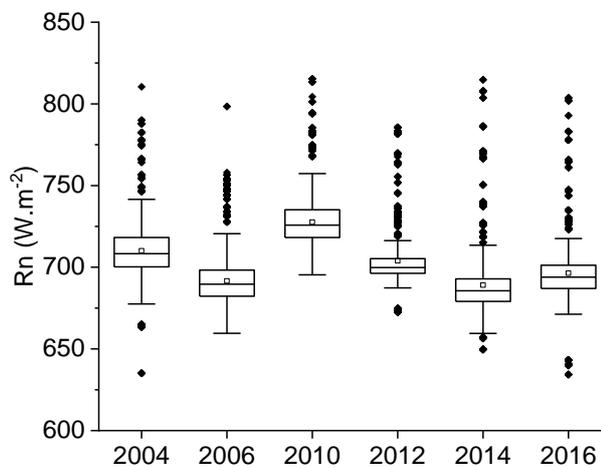


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Segundo o gráfico boxplot o valor máximo médio alcançado para ao saldo de radiação foi em 2010 com $727,604 \pm 16,281$ e mínimo de $689,091 \pm 19,575$ em 2014. Valores máximos e mínimos de 375,6 a 731,3 e 471,393 a 773,11, respectivamente, foram medidos e estimados pelo SEBAL por Costa Júnior, Dos Santos e Do Vale Silva, (2017) em 2005 para área de cerrado, já em cerrado stricto sensu Ivo *et al.* (2020) estimou medias de $503,2 \pm 9,5$ em período chuvoso e seco $447,2 \pm 18,5$ W.m^{-2} . Os anos estudados estiveram com valores acima de 634,244, e amplitude do box variando entre 679,055 e 735,212 W.m^{-2} .

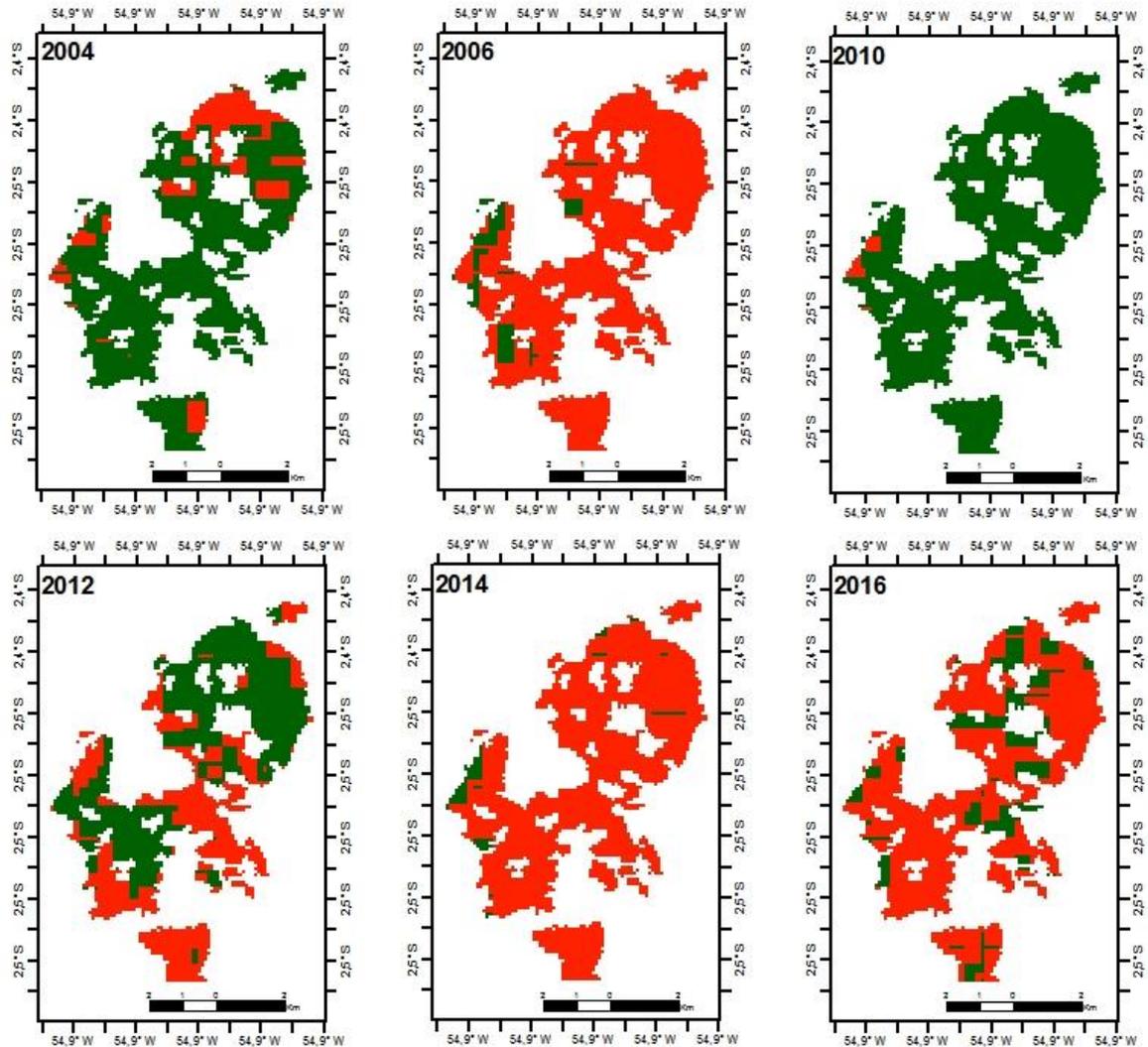
Figura 29: Boxplot para saldo de radiação para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Podemos ver pela carta de flutuações que para os anos de 2006 e 2014 com médias mais baixas 691,586 e 689,091, respectivamente, mantiveram uma maior quantidade os pixels abaixo da média geral. Leite *et al.* (2020) encontrou valor médio de $671,84 \pm 7,86$ W.m^{-2} aplicando o SEBAL a produtos do satélite Landsat8 (OLI/TIRS) entre os anos de 2015 a 2019 em áreas de Cerrado. Em 2010 com maior média podemos observar a maior representação de pixels acima da média. O restante dos nos apresentaram uma melhor distribuição de valores abaixo e acima.

Figura 30: Carta de flutuações de saldo de radiação entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Saldo de Radiação (RN) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

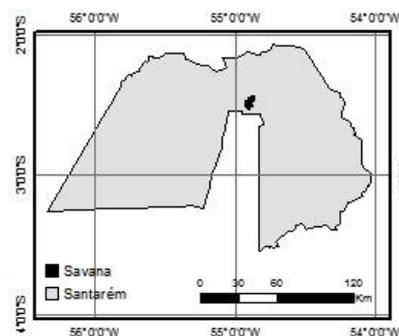
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Saldo de Radiação (RN)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Observamos uma tendência de variação nas cartas de médias de nordeste para noroeste, desta forma, extraímos uma amostra traçando uma reta de um ponto A para B para cada variável, de forma que a linha abrangesse amostras das mais variadas classes, com esses dados realizamos teste de correlação de Pearson e obtivemos uma correlação significativa.

No gráfico de variabilidade espacial (figura 31), podemos observar uma tendência de aumento ou diminuição de valores dependendo da variável. Para albedo, e temperatura de superfície observou-se um decaimento, essas variáveis mostraram uma correlação forte positiva de 0,8181 conforme tabela 4, a relação entre essas variáveis é relatada por trabalhos nos mais diversos ambientes (ANGELINI *et al.*, 2015; IVO *et al.*, 2020; LEITE; BRITO, 2012; LEITE *et al.*, 2020; PAVÃO *et al.* 2015). Nos primeiros metros onde observamos áreas contínuas de savana (S1) os valores para Albedo e Tsup estão mais altos e conforme a proximidade do rio os valores diminuem, isso ocorre de forma inversa para NDVI e para S*, L*, RN. Esses resultados podem estar relacionados a disponibilidade de água no ambiente pois a presença de água na superfície pode modifica as características óticas e termodinâmicas da superfície bem como da dinâmica da vegetação (FAUSTO *et al.*, 2016; IVO *et al.*, 2018; IVO *et al.*, 2020). Os saldos de radiação na savana tendem a devolver mais energia para a atmosfera pela maior capacidade de reflexão do solo mais exposto, como resultado de um NDVI menor para a vegetação de porte baixo e do espaçamento das árvores no lugar, dessa forma, como o NDVI aumenta a média que se aproxima da mata ciliar e do rio, os saldos de radiação também tendem a aumentar.

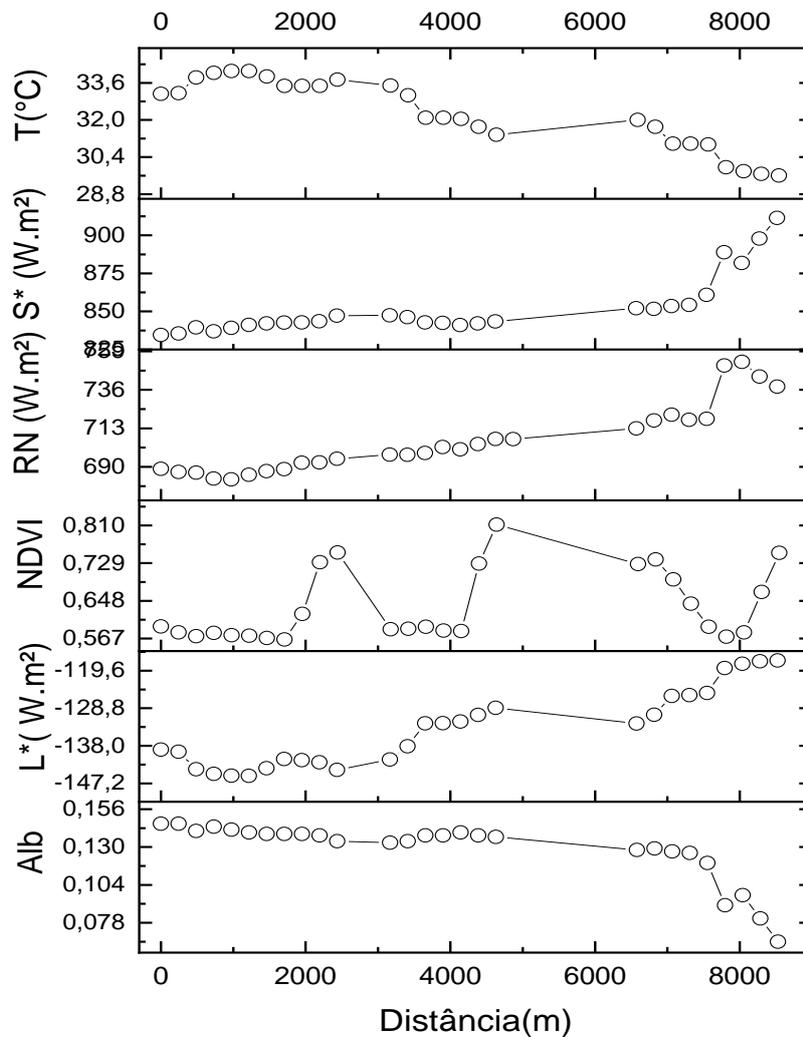
A correlação de NDVI foi positiva para RN, L*, S*, já para Tsup e albedo foi negativa. O RN mostrou naturalmente uma correlação forte positiva S*, L* e forte negativa para albedo e Tsup. Assim notamos o NDVI e RN reagindo de forma inversa ao albedo e Tsup, corroborando com os resultados encontrados por Ivo *et al.* (2020), Leite *et al.* (2020) e Fausto *et al.* (2016). O L* apresentou uma correlação muito forte negativa com destaque para a Tsup que teve valor de -0,99932, a temperatura responde inversamente com os maiores ou menores valores de saldo de onda longa, indicando que a onda longa incidente sobre a superfície está sendo bem absorvida para aquecer esta, conforme tabela 4.

Tabela 4: Teste de correlação de Pearson entre NDVI, RN, L*, S*, Tsup, Albedo.

		NDVI	L*	S*	RN	Albedo	Tsup
Correlação de Pearson de	NDVI	1	0,28811	0,21615	0,25281	-0,21763	-0,31843
Correlação de Pearson de	L*	0,28811	1	0,81481	0,94537	-0,81822	-0,99932
Correlação de Pearson de	S*	0,21615	0,81481	1	0,88784	-0,99971	-0,81485
Correlação de Pearson de	RN	0,25281	0,94537	0,88784	1	-0,88774	-0,94591
Correlação de Pearson de	Albedo	-0,21763	-0,81822	-0,99971	-0,88774	1	0,8181
Correlação de Pearson de	Tsup	-0,31843	-0,99932	-0,81485	-0,94591	0,8181	1

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Figura 31: Variabilidade espacial de amostras para Albedo, Temperatura de superfície, S*, L*, RN e NDVI.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.3 Balanço de energia

Neste capítulo iremos discorrer sobre as componentes do balanço de energia afim de caracterizar essas componentes dentro da savana de Alter do Chão, e identificando como é particionado o uso da energia disponível.

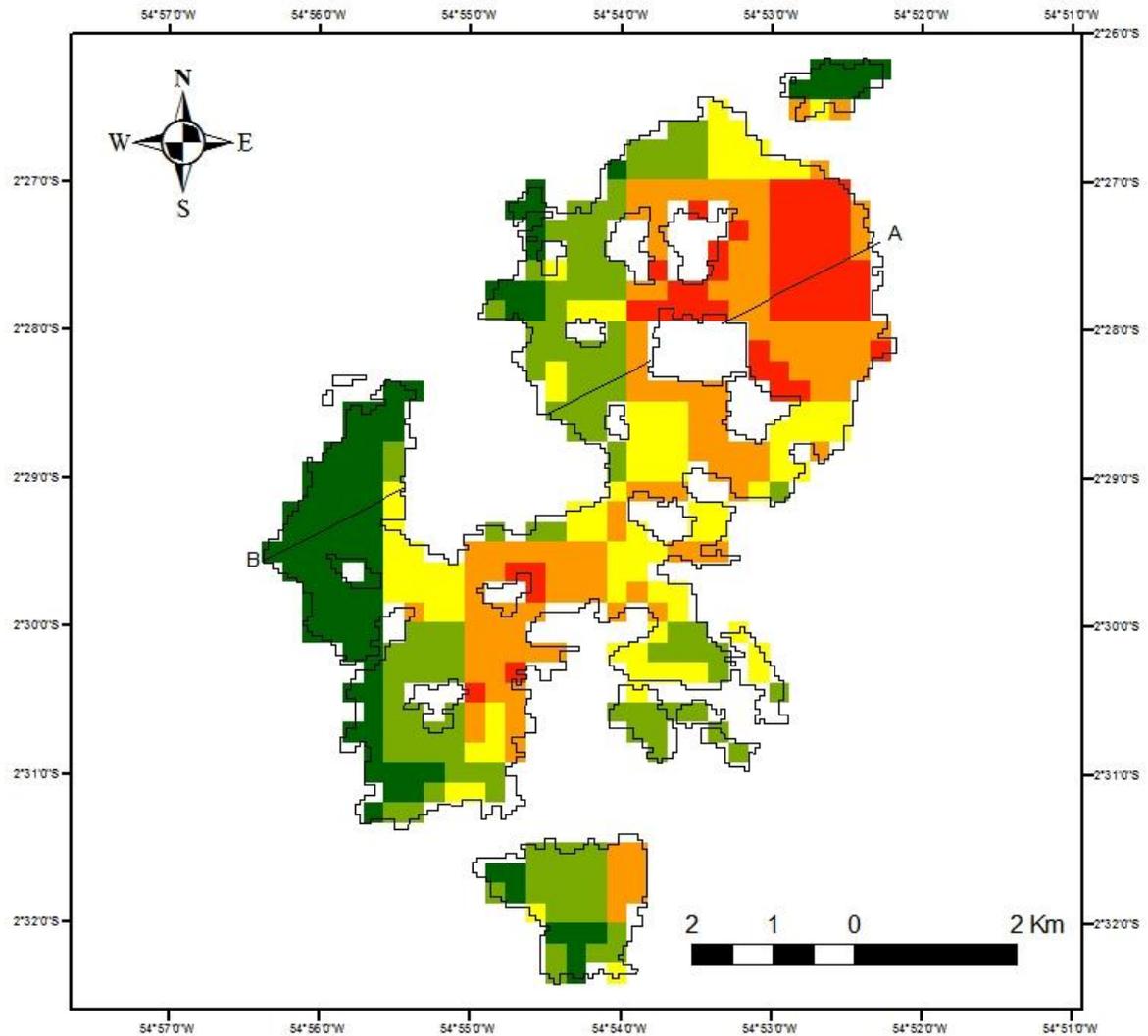
3.3.1 Fluxo de calor sensível (H)

Para o fluxo de calos sensível (H) observamos variação entre 94,77 e 339,33 W.m⁻² com predominância de valores entre de 164,1 nas classes 2 representadas na cor verde claro, apresentando a quantidade de 106 pixels, cerca de 26% dos 493 pixels analisados na cena (Figura 31).

A média dos pixels para H foi W.m⁻² com desvio padrão de $\pm 55,97$, correspondendo a cerca de 31,5 % do balanço de energia, este valor se apresenta menor que o encontrado para o calor latente e superior ao calor no solo, H esteve muito superior a 101,58 W.m⁻² encontrado por Machado (2017) para a floresta, Andrade *et al.*(2009) e Aguiar *et al.* (2006) também verificaram um aumento do calor latente comparando áreas de floresta ombrófila aberta e uma área de floresta de transição entre Amazônia e Cerrado, associando esse aumento a menor disponibilidade de agua no período seco da região. Costa (2019) verificou um aumento do calor latente da Savana de Alter do Chão em relação a floresta, indicativo que a maior exposição da superfície à radiação solar, proporcionada pela savana devido à menor densidade e porte da vegetação, seria responsável por liberar grande parte da energia na forma de aquecimento do ar.

Angelini *et al.* (2017) verificou em áreas de cerrado (Cerradão e *stricto sensu*) no sul do Estado de Mato Grosso que estimativas de calor sensível se mantiveram como valores intermediários referentes aos outros componentes de energia. Ruhoff *et al.* (2009) , estimou em área de cerrado *stricto sensu*, média H de 149 W.m⁻², variando entre 65 e 231 W.m⁻², enquanto a média observada foi de 195 W.m⁻², variando entre 78 e 292 W.m⁻².

Figura 32: Carta de média de fluxo de calor sensível dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Legenda:

Savana de Alter do Chão

**Fluxo de calor sensível (H)
(W.m⁻²)**

94,77 - 164,09

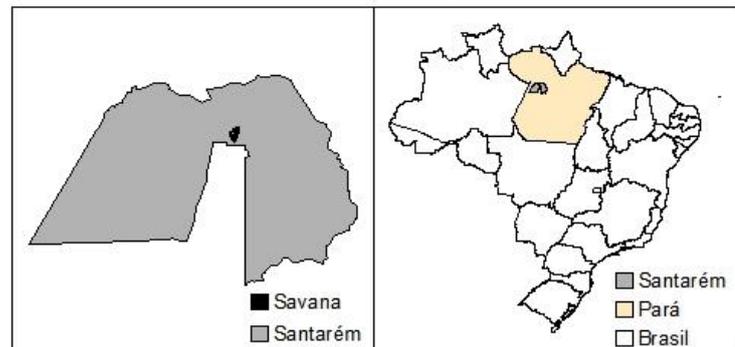
164,1 - 211,27

211,28 - 249,79

249,8 - 287,34

287,35 - 339,33

Carta de média de Fluxo de calor sensível (H) entre os anos de 2004 à 2016.



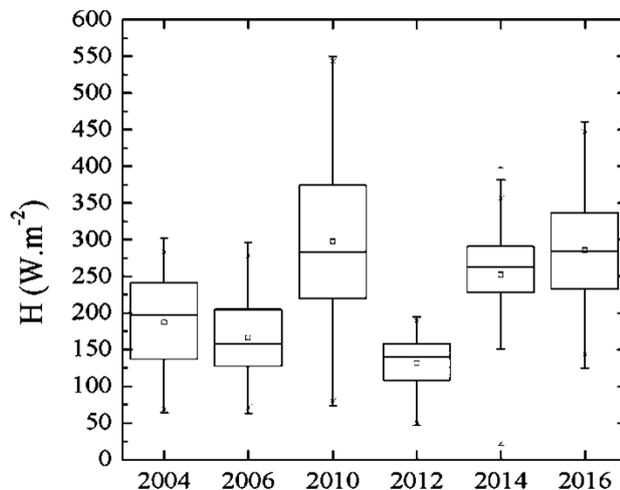
Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Conforme gráfico de boxplot, podemos observamos maior média de $297,40 \pm 109,51$ em 2010, bem como maior amplitude de dados, em 2012, no ano seguinte, foi estimada a menor média de $131,03 \pm 36,22$, uma diferença na ordem de 166,37, a maior diferença de ano para anos. Esses valores mais baixos foram aproximados a 123,81 encontrados por Martins e Galvani (2020), já em Da Silva e Bezerra (2006) encontrou valores de até 200,3 em área de Caatinga. Os dados dos seis anos apresentaram uma amplitude para caixas entre 107,87 e 374,22.

Em 2012 com menor amplitude, observamos um agrupamento de pixels com valores mais baixos, isso indica uma menor participação no balanço de energia neste ano, da mesma forma que em 2010 observamos uma maior distribuição dos dados, indicando pixels dispersos que representam a quantidade de energia utilizada para o aquecer o ar, com amplitude da caixa entre 219,61 e 374,22, valor semelhante aos medidos por De Paiva e Cavalcante (2011) em área de Caatinga com máximas variando entre 350 e 400 W.m^{-2} próximo as 12:00h.

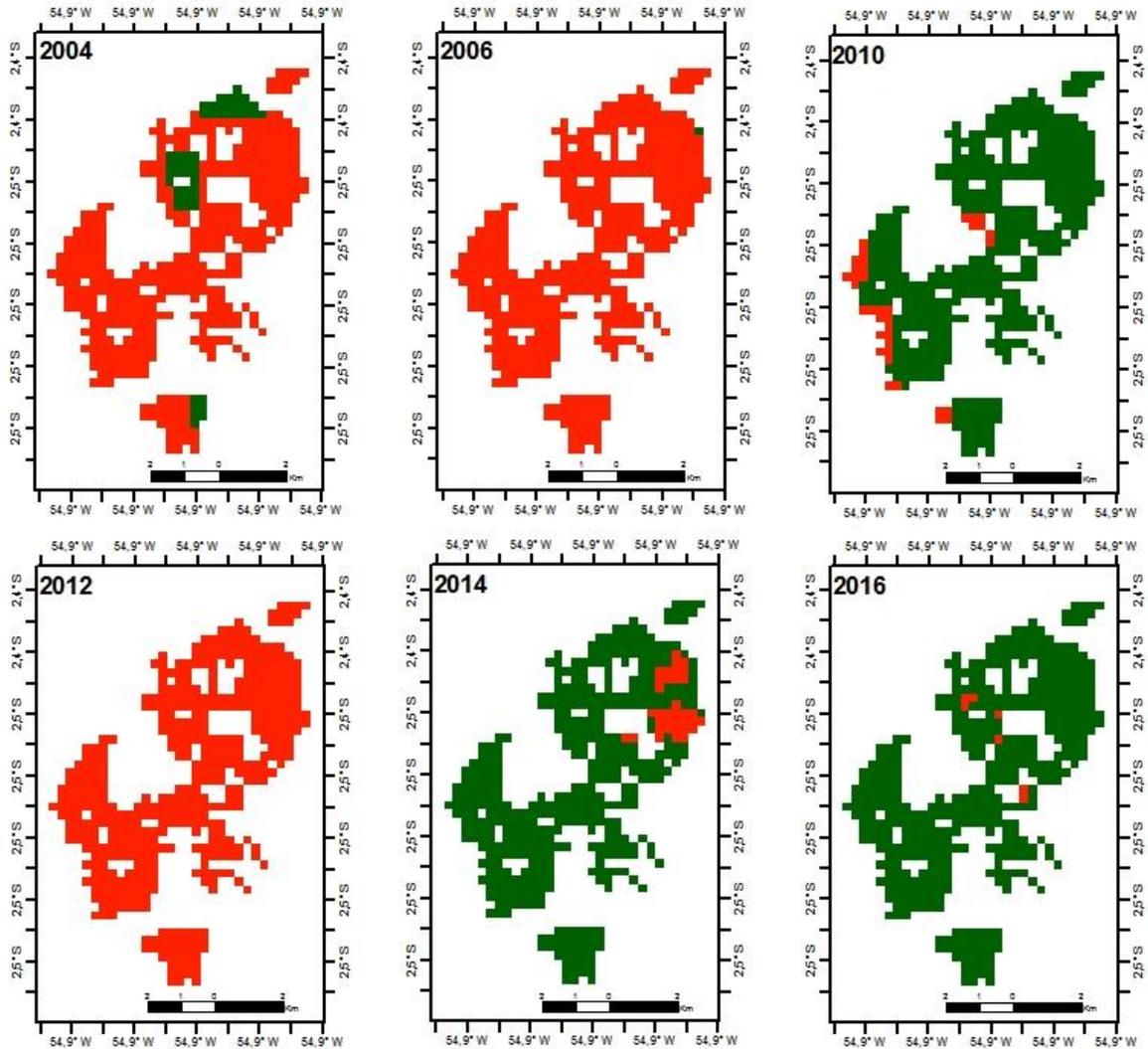
Figura 33: Boxplot para fluxo de calor sensível para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

A carta de flutuação para os anos (figura 33), mostra que o ano de 2004 e 2006 mantiveram em sua maioria valores abaixo da média, apresentando alguns pixels acima. O ano de 2012 foi o único ano que apresentou todos os valores de pixels abaixo da média, este dentre os anos analisados apresentou também o menor média. Costa Júnior, Dos Santos e Do Vale Silva, (2017) fez uma medição de 131,6 em agosto de 2005 em área de Cerrado, sendo este valor igual a média encontrada em agosto de 2012 neste presente trabalho. Nos anos de 2014 e 2016, houve uma predominância de valores acima da média, com a presença de alguns pouco pixels abaixo da média.

Figura 34: Carta de flutuações de fluxo de calor sensível entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Fluxo de calor sensível (H) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

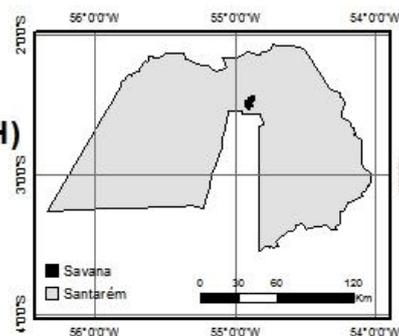
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Fluxo de calor sensível (H)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.3.2 Fluxo de calor latente (LE)

No fluxo de calor latente, conforme figura 34, foi observada uma predominância de valores na classe 3 representada pela cor amarela, com 140 pixels compreendidos entre 382,025 e 442,208, seguida pela primeira classe de cor verde escura, com 133 pixels entre 255,874 e 329,179.

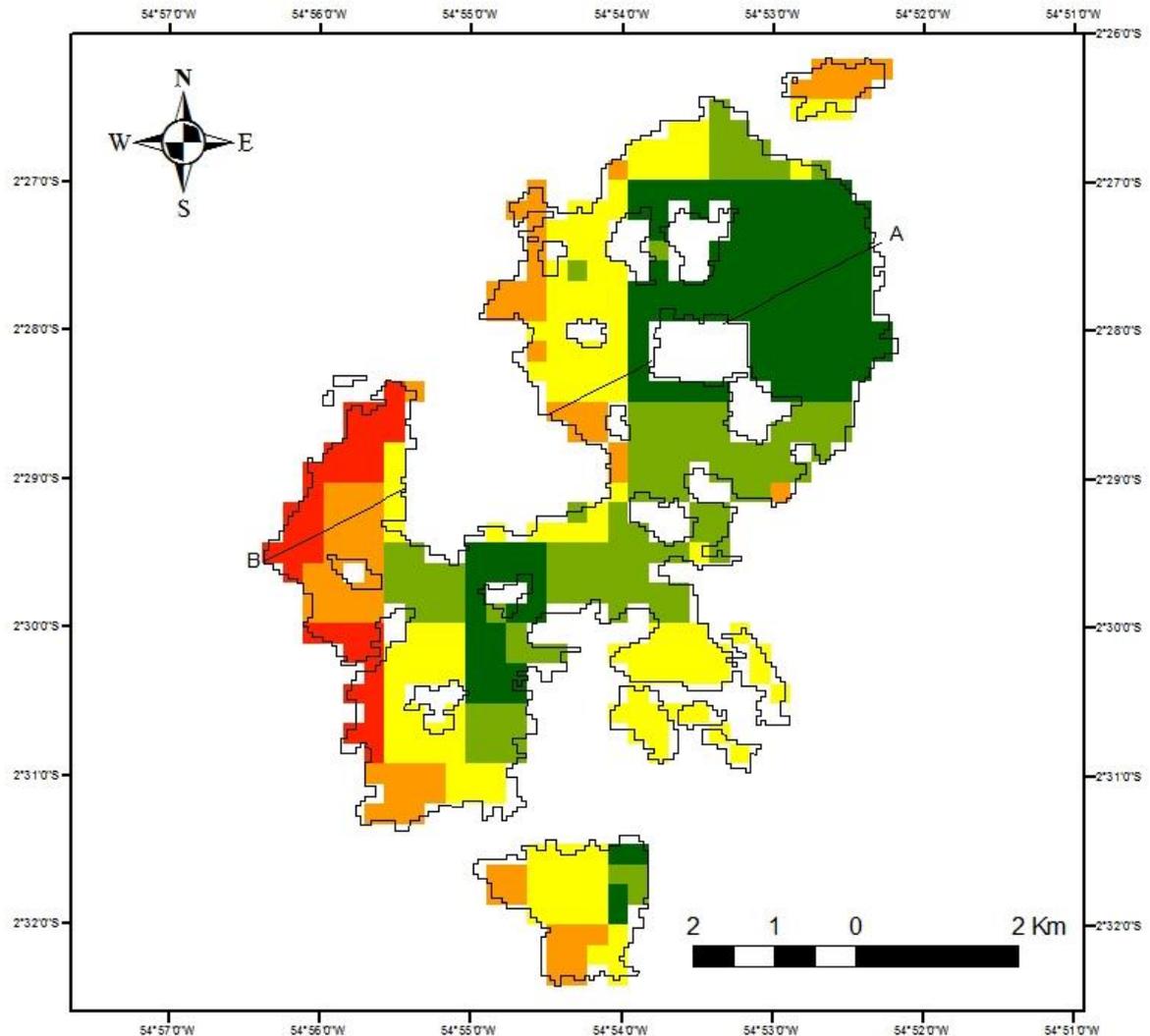
Um agrupamento de pixels da classe de menor valor se apresentou em uma área contínua de savana (S1) na região nordeste, da mesma forma um agrupamento de valores mais altos se apresentou as margens do rio Tapajós, na região oeste da área de estudo.

O valor médio para os seis anos foi de $390,011 \pm 74,966$, representando cerca de 55,6 % do balanço de energia, observamos queda do LE em relação a floresta ombrófila, onde o valor médio encontrado por Machado (2017) foi de $584,93 \text{ W.m}^{-2}$, havendo uma redução de cerca de 33% da energia, corroborando com a previsão de Nobre, Sellers e Shukla (1991), onde inferiu que a substituição da floresta reduziria as taxas de evapotranspiração em 30%, refletindo em redução de 25% de precipitação.

Para Angelini (2017) o LE em área de cerrado *stricto sensu* representou cerca de 58,4 no período chuvoso e 47,0 no período seco. Ruhoff *et al.* (2009) em outra área de cerrado *stricto sensu* estimou pelo SEBAL valores variando entre 298 e 518 W.m^{-2} e observou medidas variando entre 102 e 491 W.m^{-2} .

Apesar da diminuição do valor de LE em relação a floresta, esta ainda é a partição mais significativa no balanço de energia, mesmo no período seco, essa característica se assemelha ao particionamento de energia de regiões de floresta, onde a maior parte é usada no calor latente, seguidos de calor sensível e calor no solo (Priante Filho *et al.*, 2004; Arruda *et al.*, 2006; Andrade *et al.*, 2009).

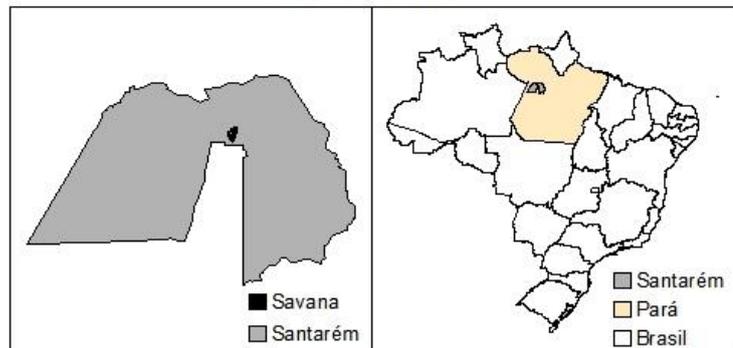
Figura 35: Carta de média de fluxo de calor latente dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.

**Legenda:**

Savana de Alter do Chão

**Fluxo de calor latente (LE)
(W.m⁻²)**

	255,784 - 329,179
	329,18 - 382,024
	382,025 - 442,208
	442,209 - 514,135
	514,136 - 630,099

Carta de média de Fluxo de calor latente (LE) entre os anos de 2004 à 2016.

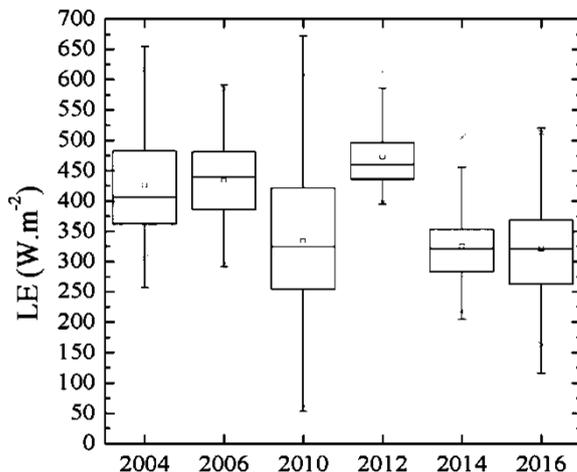
Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

A figura 35 mostra o valor médio mínimo de $320,184 \pm 79,029$ estimado em 2016, observamos média maior de $472,246 \pm 51,08$ em 2012, ano em que observamos menor amplitude dos dados, entre 435,571 e 495,492, havendo uma concentração de valores altos, significando uma maior porcentagem do balanço de energia sendo utilizado para o calor latente neste ano, estes valores são condizentes aos 372,09 encontrados em área de Cerrado/Cerradão por Martins e Galvani (2020) e valores de até 447,2 medidos e 592,3 estimados por Costa Júnior, Dos Santos e Do Vale Silva (2017).

Em 2010, podemos observar uma amplitude elevada de valores representados pela caixa, compreendidos entre 253,751 e 420,959, assim, como no fluxo de calor sensível, em 2010 houve uma maior dispersão de dados na faixa de valores, observando nesse ano uma aproximação dos valores de H e LE.

Figura 36: Boxplot para fluxo de calor latente para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



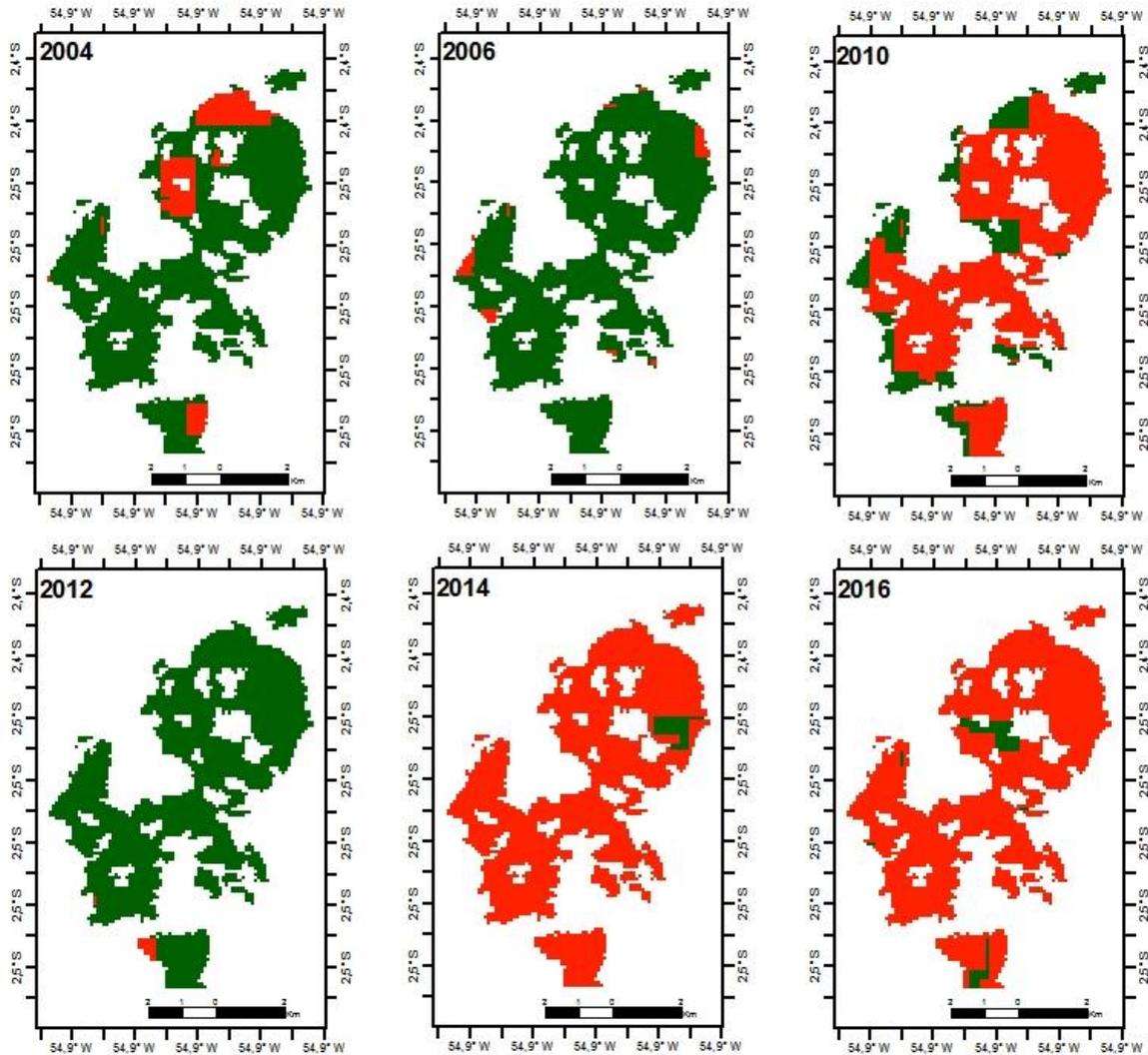
Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Na carta de flutuações (figura 36) o comportamento dos pixels para 2004 e 2006 apresentaram valores mais altos, mantendo os anos acima da média, o ano de 2010 com média $334,007 \pm 123,561$, apresentou a distribuição mais equilibrada, observando um aumento dos valores na área próximas as bordas da savana, 2012 houve o pico máximo médio refletindo em uma representação da maior parte dos pixels da savana acima da média. Os anos de 2014 e 2016 apresentaram as médias mais baixas, dessa forma, na carta de flutuação os pixels desses anos se mantiveram em sua maioria abaixo da média.

Os resultados deste trabalho se mostraram acima de valores encontrados em outras áreas semelhantes como em região de transição Amazônia-Cerrado de 115 W/m^2 por De Araújo *et*

al. (2019) e $100 \pm 18 \text{ W/m}^2$ por Andrade *et al.* (2009) ou por Veloso, Da Silva e Pereira (2020) de $117,83 \text{ W/m}^2$ a $169,54 \text{ Wm}^{-2}$ no verão do Bioma Cerrado.

Figura 37: Carta de flutuações de fluxo de calor latente entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Fluxo de calor latente (LE) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

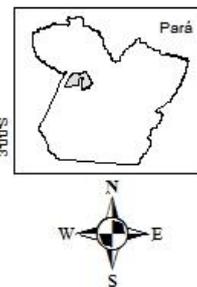
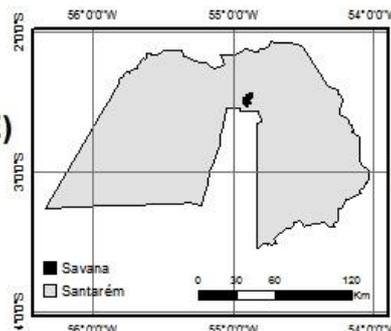
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Fluxo de calor latente (LE)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



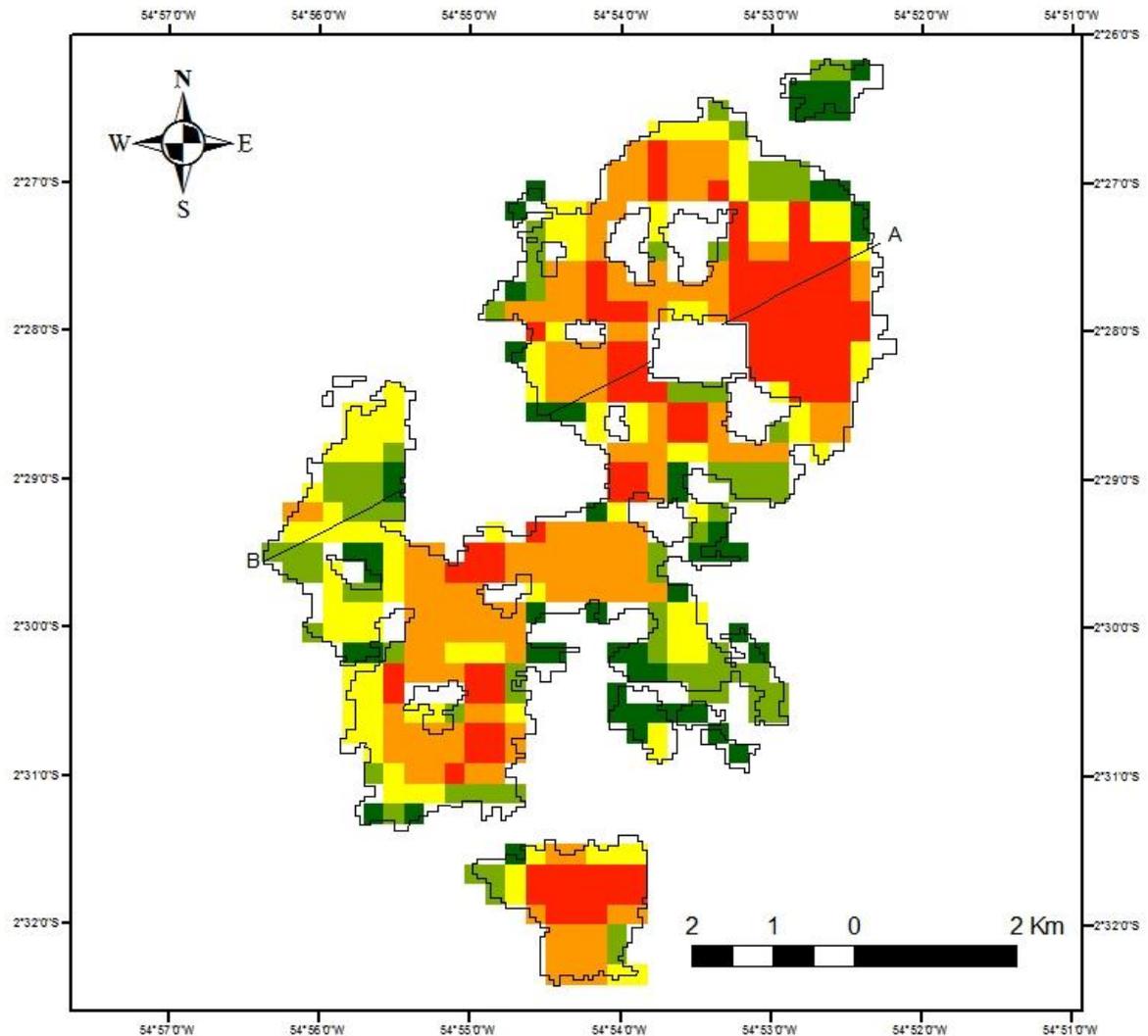
Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

3.3.3 Fluxo de calor no solo (G)

Na carta de média de fluxo de calor no solo para os anos de 2004 a 2016, foram analisados 497 pixels de resolução espacial de 250 m, com variação de valores máximos e mínimos de 56,06 e 102,29 W.m⁻² e média de 89,78 ± 9,59. A área estudada apresentou aumento de valores em relação aos estimados em área de floresta, Furlan, Ballester e Andrade (2011), em uma cena de 06/2010 encontrou valores abaixo de 40 W.m⁻² para área de floresta, observando que a medida que a vegetação diminui, representada por NDVI, o fluxo de calor no solo aumenta. Ruhoff *et al.* (2009), estimou fluxos de calor no solo variando entre 28 e 69 W.m⁻², em área de cerrado stricto sensu, nas estações chuvosa e seca, respectivamente, no estado de São Paulo.

Observamos predominância de valores mais altos entre 92,33 e 97,39, com 147 pixels, representados na carta pela classe 4 na cor laranja. Nas áreas contínuas de savana (S1 e S2) foram agrupados os valores de maior classe, que variaram entre 97,4 e 102,29 representados na cor vermelho.

Figura 38: Carta de média de fluxo de calor no solo dos anos 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.



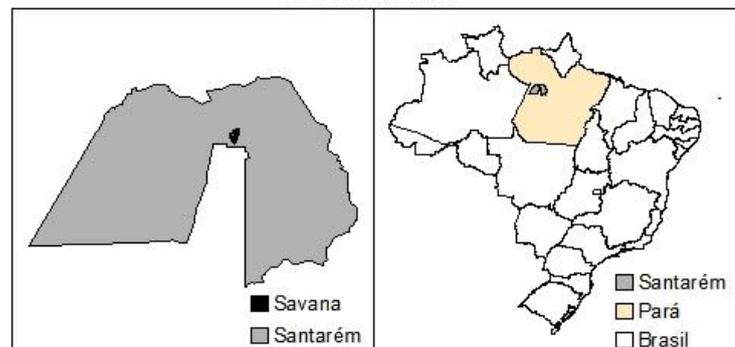
Legenda:

Savana de Alter do Chão

**Fluxo de calor no solo (G)
(W.m⁻²)**

56,06 - 75,28
 75,29 - 85,25
 85,26 - 92,32
 92,33 - 97,39
 97,4 - 102,29

Carta de média de Fluxo de calor no solo (G) entre os anos de 2004 à 2016.

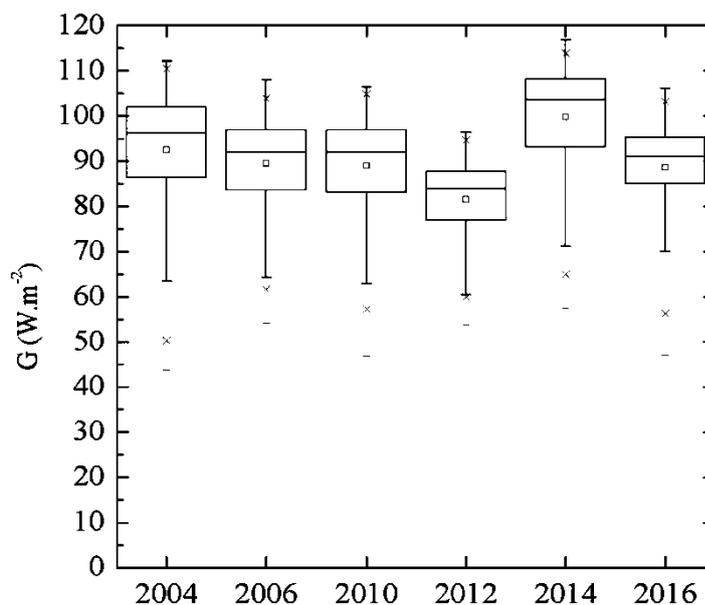


Convenções Cartográficas
 Projeção UTM - Universal Transversal Mercator
 Datum - WGS84 / ZONA 21S
 Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

O gráfico de caixa de G os anos apresentaram uma tendência de variação de médias entre 76, 81 em 2012 e 108,23 em 2014, esses valores corroboram com os resultados de Martins e Galvani (2020) e Veloso, Da Silva e Pereira (2020) que encontraram médias de 80,84 e 91,19, respectivamente, para regiões de cerrado. De Oliveira *et al.* (2006) em áreas de Caatinga encontrou médias máximas de 88 no início da estação seca, 116 no final da estação seca e 77 $W.m^{-2}$ na estação chuvosa.

O ano que apresentou a maior amplitude de dados foi 2004, entre 86,32 e 101,92 $W.m^{-2}$, e em 2014 houve a maior média de 99,72, esse dois anos apresentaram uma boa quantidade de pixels para o 3 quartil, com valores mais altos, indicando maior contribuição para o balanço de energia.

Figura 39: Boxplot para fluxo de calor no solo para os anos de 2004, 2006, 2010, 2012, 2014 e 2016.

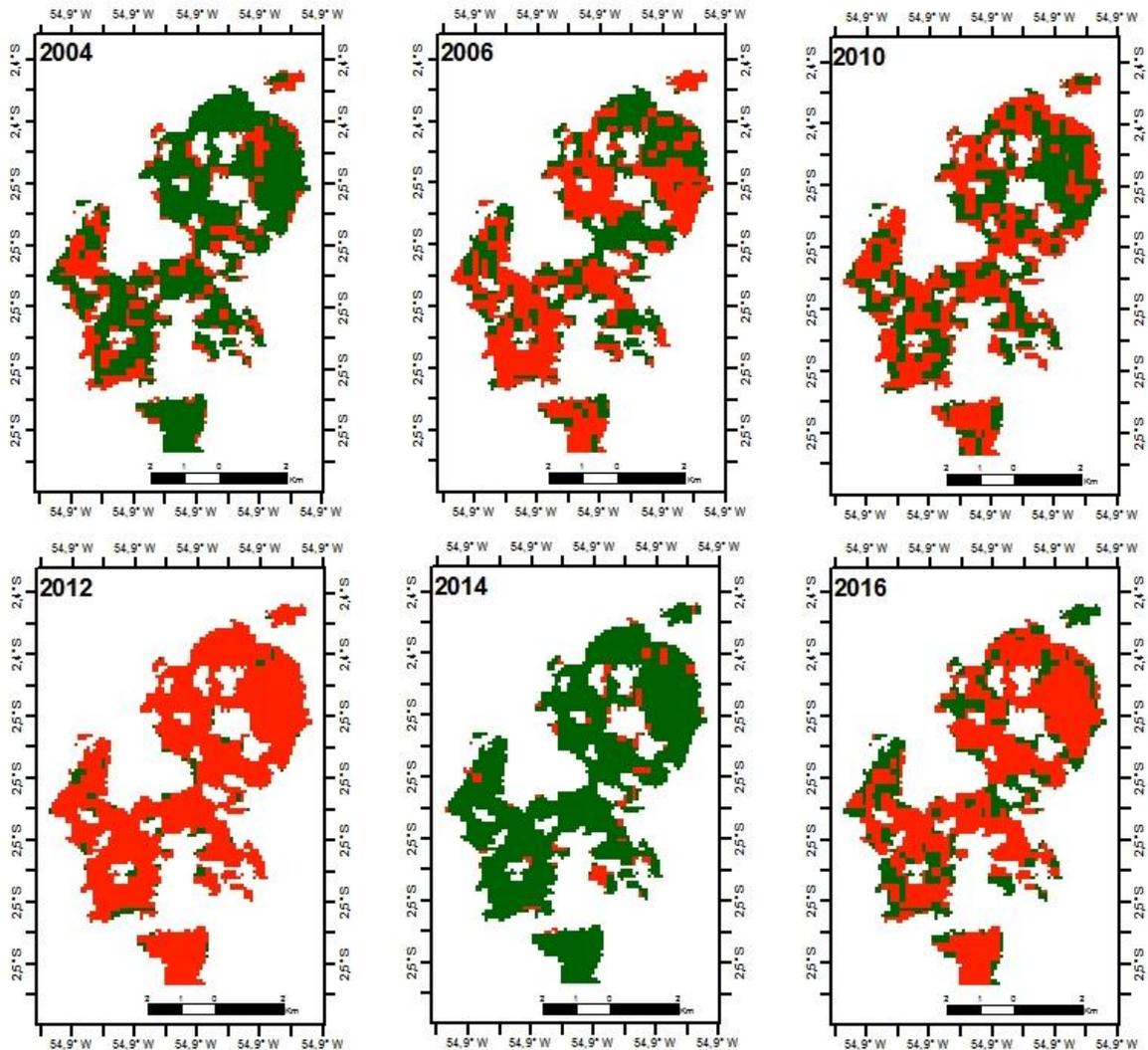


Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Essa tendência pode ser vista também no gráfico de flutuações, onde no ano de 2012 que com o valor mais baixo de média dos pixels para este ano apresentou uma quantidade significativa abaixo da média, bem como em 2014 por apresentar a maior média os pixels se mantiveram com valores acima.

Em estudo na mesma savana de Alter do Chão, Costa (2019) realizou medidas para fluxo de calor no solo em 2018, encontrando valores de 4 $W.m^{-2}$ para média diária, mínima de - 21 $W.m^{-2}$ no início da manhã e máximo de 56 $W.m^{-2}$ às 15 horas.

Figura 40: Carta de flutuações de fluxo de calor no solo entre os anos de 2004 a 2016.



Carta de flutuações de Fluxo de calor no solo (G) entre os anos de 2004 à 2016.

Projeção UTM

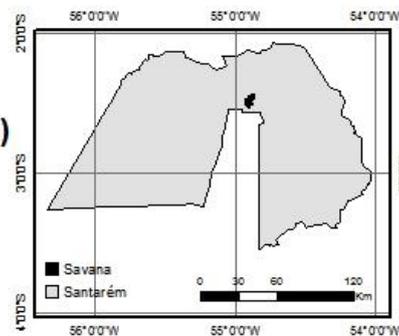
Datum - WGS84/ZONA 21S

Elaborado por Carlos Manoel Rocha Melo

Legenda:

Fluxo de calor no solo (G)

- Abaixo da média
- Igual à média
- Acima da média



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

O gráfico de variabilidade espacial do ponto A para B, podemos ver o comportamento onde quanto menor o NDVI, temos mais radiação incidente ao solo, assim também mais temos perda de energia por reflexão de onda curtas e longas, resultando em menor RN, inferimos ainda existência de uma condição relativamente mais árida que resulta em mais energia usada para aquecer o ar e o solo, demonstrando a preferência do H e G em detrimento ao LE, essa característica foi observada por Santos, Fontana e Alves (2010) onde valores mais elevados de calor sensível foram encontrados em áreas dotadas de menores coberturas vegetativas.

Observamos que conforme o NDVI aumenta a vegetação tende a fornecer mais água ao ambiente, culminando em um aumento de energia para aquecer esta, com aumento de LE, assim, floresta densa no entorno da Savana de Alter do Chão, bem como a presença de rios e o regime de chuva, podem ser considerados fatores fundamentais para que o LE se mantenha como maior partição no balanço de energia.

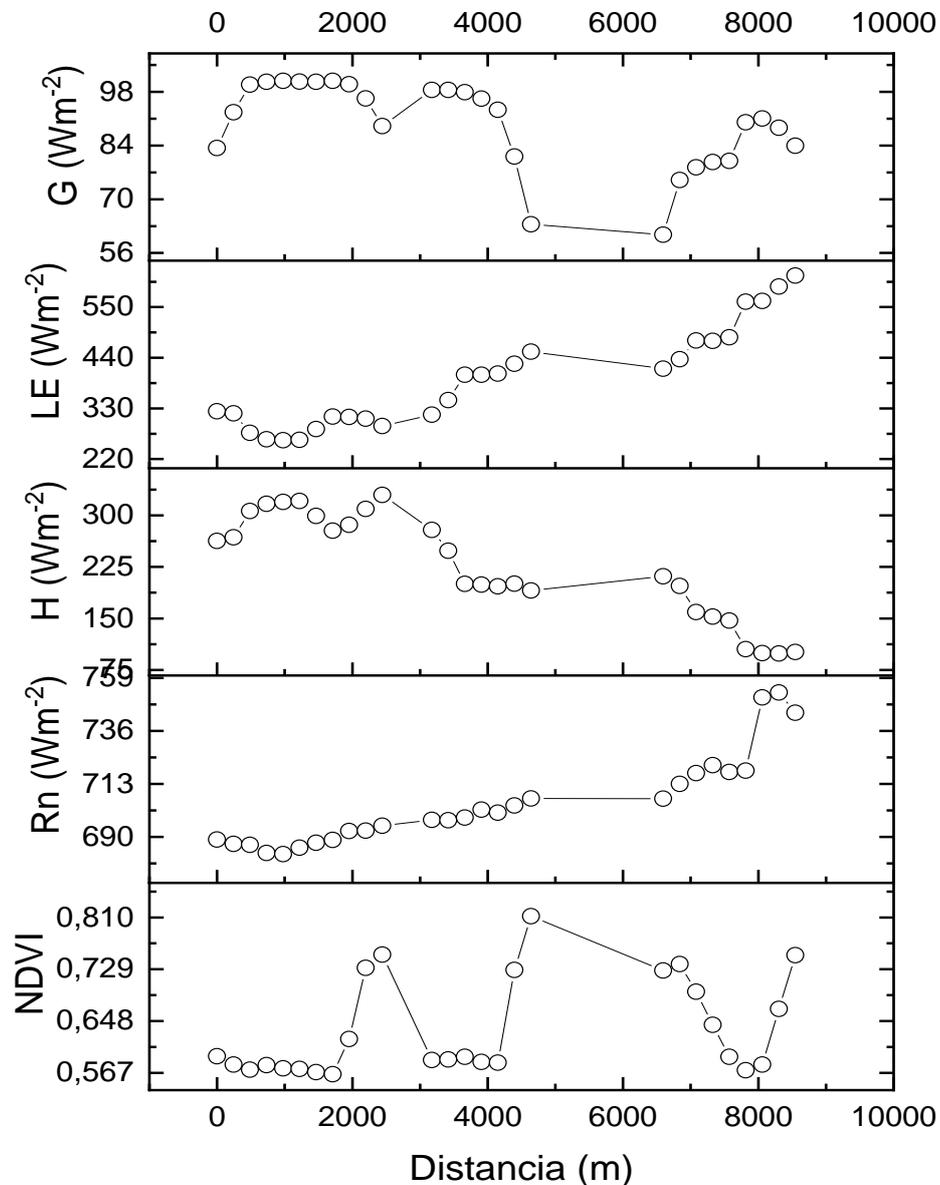
Pelo teste de correlação de Pearson o LE apresenta coeficiente negativo para H e G, e positiva para NDVI e RN, com destaque para uma correlação forte negativa de -0,90649 em relação a H e uma forte positiva de 0,94439 para RN. Assim temos a variação de NDVI interferindo diretamente no RN e LE e indiretamente para H e G conforme figura 41, podemos observar que a energia disponível na Savana é convertida prioritariamente para o fluxo de calor latente, demonstrando a importância da vegetação e da disponibilidade de água no ambiente assim como observado em áreas de vegetação similar por Angelini *et al.* (2017), Ferreira *et al.* (2013), Hayashi *et al.* (2002), Martins e Galvani (2020) e Veloso, Da Silva e Pereira (2020).

Tabela 5: Teste de correlação de Pearson ente NDVI, RN, H, LE e G.

		NDVI	RN	H	LE	G
Correlação de Pearson	NDVI	1	0,31476	-0,21435	0,33039	-0,71596
Correlação de Pearson	RN	0,31476	1	-0,90649	0,94439	-0,42452
Correlação de Pearson	H	-0,21435	-0,90649	1	-0,98332	0,5011
Correlação de Pearson	LE	0,33039	0,94439	-0,98332	1	-0,52101
Correlação de Pearson	G	-0,71596	-0,42452	0,5011	-0,52101	1

Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Figura 41: Variabilidade espacial de amostras para NDVI, RN, H, G e LE.

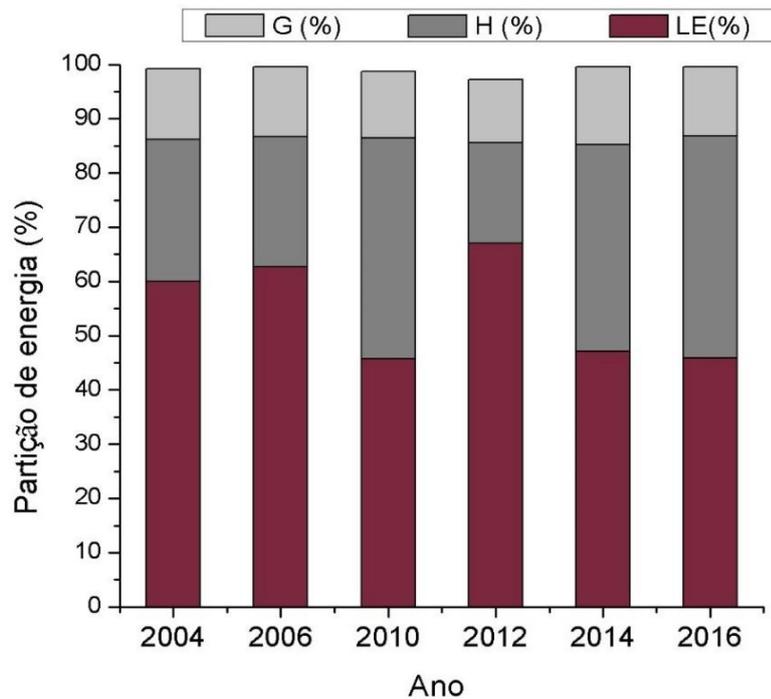


Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

O particionamento da energia disponível estimados pelo SEBAL se mostrou coerente, representados em porcentagem os valores se mostraram eficientes para o fechamento do balanço de energia próximos a 100%, sendo que a média de RN foi igual a $703,02 \pm 16,18$ $W.m^{-2}$ e a soma das médias de LE, H e G foi $700,91$ $W.m^{-2}$. As características do balanço de energia na Savana Alter do Chão mostraram que a maior parte da energia disponível no ambiente é para o fluxo de calor latente, este é responsável por pelo menos 45% do balanço de energia em cada ano da série, chegando a contribuir com até 67,03 % em 2012. O H mesmo

sendo maior na savana do que na floresta este ainda é o segundo em porcentagem. O fluxo de calor no solo representou a menor participação no balanço, com porcentagem menor que 14,46, porém este mostrou ser importante para o fechamento, conforme verificamos na figura 41.

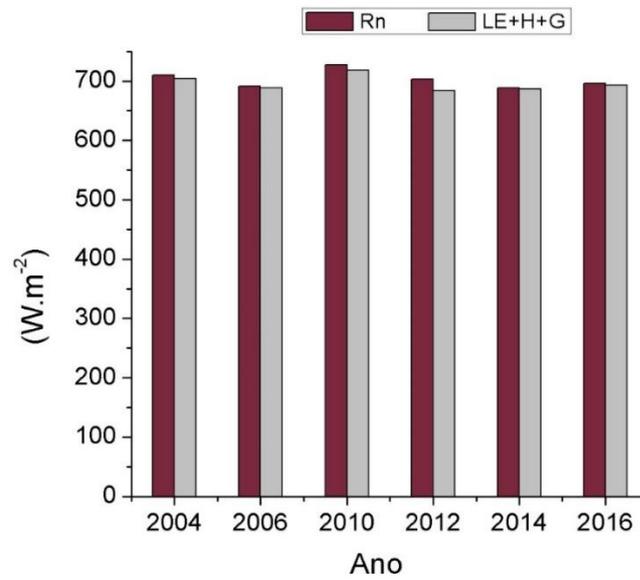
Figura 42: Fechamento das componentes do balanço de energia LE +H+G (%).



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

O fechamento do balanço de energia (LE +H+G) mostrou uma boa concordância com o RN, conforme a figura 42, apresentando em média um resíduo de $7,17 \text{ W.m}^{-2}$. O ano que apresentou balanço mais coerente foi 2014, neste ano apresentando um resíduo de $2,55 \text{ W.m}^{-2}$, o melhor resultado para fechamento e saldo de radiação.

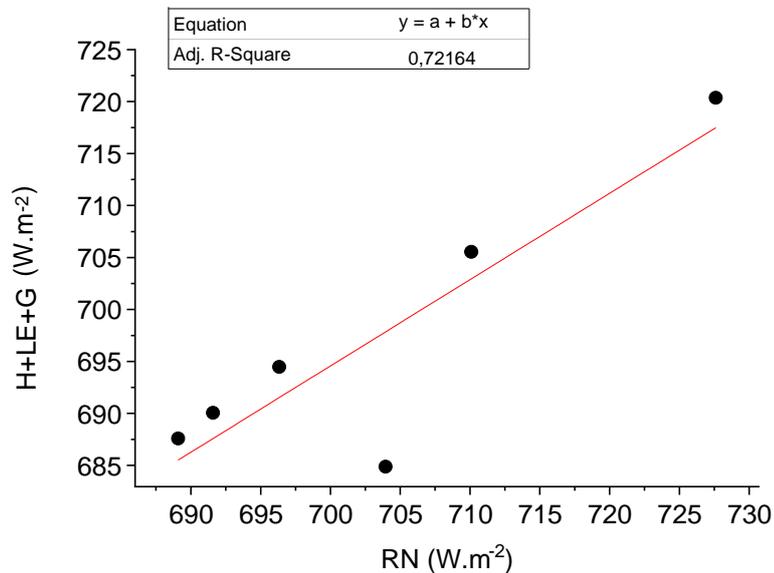
Figura 43: Balanço de energia LE +H+G (W.m^{-2}) e Saldo de radiação (RN)



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

Podemos verificar a concordância dessa tendência pela análise de regressão linear entre os valores médios do Balanço de energia e o Saldo de radiação para cada ano na savana Alter do Chão, onde o valor de R^2 é igual a 0,72164.

Figura 44: Regressão linear entre balanço de energia (LE+H+G) e o Saldo de Radiação.



Fonte: Elaborado pelo próprio Autor.

4. CONCLUSÕES

As técnicas de sensoriamento remoto se mostraram uma ferramenta bastante eficiente e eficaz para a estimativa das variáveis climáticas, uma vez que apresentaram resultados comparáveis aos já registrados em outros estudos aplicados em áreas com similaridade a vegetação de Savana e sem que fosse necessário a utilização de maiores gastos financeiros e físicos em atividades de campos *in loco*, haja visto ainda que são bastante escassas as informações sobre as áreas vegetações Savânicas da Amazônia, as estimativas geradas poderão servir para a construção dos histórico de dados na região.

Nos resultados encontrado, o NDVI apresentou média de $0,634 \pm 0,074$ semelhante ao encontrados em outras áreas de Savana florestada, com variação entre 0,484 e 0,836, havendo uma tendência de maiores valores próximos a borda da savana e menores para áreas contínuas de savana, mostrou-se com menor índice em relação a florestas ombrófila, assim, o NDVI como uma medida de abundância de clorofila e absorção de energia, mostra uma diminuição da vegetação verde e conseqüentemente na absorção da energia na Savana.

O albedo médio estimado foi $0,133 \pm 0,014$, com amplitude entre 0,056 e 0,155, condizente com valores encontrados em outras regiões de savana tropical, na porção próxima oeste onde a savana faz limite com o rio foram encontrados valores mais baixos, já os valores mais altos foram encontrados em área contínuas de savana, entre 0,13 e 0,15, indicando que as características de superfície de Savana possuem uma maior capacidade de reflexão, um maior albedo, assim, mais da radiação solar incidente é refletida.

O terceiro parâmetro biofísico, a temperatura de superfície média estimada na Savana Alter do Chão foi de 32,24, esse valor se mostra elevado quando comparado a área de floresta ombrófila próxima, isso por que as áreas de savana apresentam menor densidade de cobertura vegetal, assim mais radiação chega ao solo, sendo a energia disponível utilizada prioritariamente para aquece o solo e o ar próximo a ele.

Observamos uma redução no saldo de radiação na área da Savana Alter do chão, devido a uma maior refletividade de radiação pela superfície, o que diminuiu os saldo de onda curta, que apresentou valor médio de 846,76, observando que nas áreas prioritariamente compostas por savana, o maio de albedo resultou uma maior refletividade dessas ondas. Da mesma forma ouve uma maior refletividade de radiação de onda longa, assim maior emissão de calor para a atmosfera e, os valores obtidos para esta variável foram negativos, com média $-133,67 \pm 6,78$.

Em relação aos fluxos de energia, observamos uma predominância para o fluxo de calor latente, sendo a variável que mais contribuiu para o balanço energético, podemos atribuir este

fato a grande disponibilidade de água da região, pela proximidade com o rio, com a floresta ombrófila, bem como a umidade e ao regime de chuva, fatores característicos na região, quando comparado à área de floresta a Savana Alter do Chão apresenta uma diminuição do LE, ainda assim contribui com 55,6 % para o balanço de energia.

Já o fluxo de calor sensível a média estimada foi de $221 \pm 53,38$, correspondendo a cerca de 31,5 % do balanço de energia, apresentando aumento quando comparado a área adjacentes de floresta, apresentando uma maior condição de aridez, na Savana de Alter do Chão.

O fluxo de calor no solo foi a variável do balanço energético com menor valor estimado com média de $83,34 \pm 7,83$, porém, representou um aumento mais significativo em comparação a medidas de solo para área de floresta próximo, característica que pode ser associada a maior quantidade de radiação incidente direta ao solo que a savana proporciona, o G representou cerca de 12,9 % do balanço de energia.

Quanto ao fechamento do balanço de energia, concluímos que o mesmo apresentou coerência junto ao saldo de radiação, todos os anos apresentaram uma proximidade dos valores, com média resíduo de $7,17 \text{ W.m}^{-2}$ e um R^2 de 0,72164, mostrando coerência nos cálculos, assim as técnicas de sensoriamento remoto mostraram resultados satisfatórios, se apresentando como uma opção de ferramenta para estudos das variáveis climáticas.

Para pesquisa futuras, é sugerido a inclusão de análise de mais imagens, aumentando as amostras, podendo ser feita com dados anuais, bem como a inclusão de imagens para o período chuvoso da região, aproveitando satélites de baixa a resolução temporal. Sugerimos também a inclusão de imagens com melhor resolução espacial, capazes de identificar melhor alvos menores, dessa forma tornando mais precisa a identificação da área de savana, eliminando possíveis efeitos de borda que possam interferir nos resultados. A inclusão de pesquisas de sensoriamento remoto em área da savana incluindo uma validação por instrumentos, se torna fundamental pra que possamos contribuir para um melhor entendimento sobre as savanas amazônicas, aproveitando que a Savana de Alter do Chão se encontra de fácil acesso e com mais pesquisadores com interesse no local.

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. **Amazônia**: do discurso à práxis. – 2.ed. -São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2004, 319p.
- ABSY, M. L. Dados sobre as mudanças do clima e da vegetação da Amazônia durante o Quaternário. **Acta Amazonica**, v. 10, n. 4, p. 929-930, 1980.
- 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.
- AGUIAR, L. J. G., COSTA, J. M. N., FISCHER, G. R., & AGUIAR, R. G. Estimativa da Radiação de Onda Longa Atmosférica em uma área de pastagem em Rondônia. *In*: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 16, 2009, Belo Horizonte – MG, **Anais**: mudanças climáticas, recursos hídricos e energia para uma agricultura sustentável [recurso eletrônico]. Belo Horizonte, MG:SB Agro, 2009. 5 p.
- AGUIAR, L. J. G.; COSTA, J. M. N. D.; FISCHER, G. R.; AGUIAR, R. G.; COSTA, A. C. L. D.; FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 215-224, 2011.
- ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL** – Advanced Training and User's Manual – Idaho Implementation, version 1.0, 2002, 97p.
- ALVES, G. B. M.; LOVERDE-OLIVEIRA, S. M. Uso do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) para Análise da Distribuição e Vigor da Vegetação no Pantanal Norte. **Geografia** (Londrina), v. 29, n. 1, p. 175-190, 2020.
- AHRENS, C. D. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. 10.ed. Cengage Learning: Boston, 2013.
- AMANAJÁS, J. C.; BRAGA, C. C.; ALCÂNTARA, C. R.; SOUSA, L.; OLIVEIRA, G. B. Estimativa do saldo de radiação à superfície em área de cerrado amazônico utilizando imagem Landsat 5–TM. *In*: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16, 2013, Foz do Iguaçu, **Anais ...** São José dos Campos: INPE, 2013, pp. 1712-1718.
- ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O. D. **Sensor MODIS**: uma abordagem geral. São José dos Campos: INPE, 2003, 58p.
- ANDRADE, N. L. R. D., AGUIAR, R. G., SANCHES, L., ALVES, É. C. R. D. F., & NOGUEIRA, J. D. 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.

ANGELINI, L. P., SILVA, P. C. B. S., FAUSTO, M. A., MACHADO, N. G., & BIUDES, M. S. Balanço de energia nas condições de mudanças de uso do solo na Região Sul do Estado de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 353-363, 2017.

ANGELINI, L. P., FAUSTO, M. A., MÜTZENBERG, D. D. S., NASSARDEN, D. C. S., DANELICHEN, V. D. M., MARQUES, H. O., MACHADO, N. G., NOGUEIRA, J. S. & BIUDES, M. S. Relação entre albedo e temperatura da superfície estimados por sensoriamento remoto na área urbana de Cuiabá, Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 17, 2015, Pessoa-PB, **Anais ...**, São José dos Campos: INPE, 2015 p. 1892-1898.

ARRUDA, J. C.; JORGE, A.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J. S.; ALMEIDA FILHO, E. Q.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; VOURLITIS, G. L. Aplicação de três metodologias para estimar o fluxo de calor latente em floresta de transição. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 21-28, 2006.

ARYA, S. P. **Air Pollution Meteorology and Dispersion**, 2 ed., San Diego, California, USA, Academic Press. p.420, 2001.

BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain – a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates**. 1995. 273f. Ph. D. Thesis. Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands. 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) I. **Formulation. Journal of Hydrology**, v. 212, p.198–212, 1998a.

BASTIAANSSEN, W.G.M., PELGRUM, H.;WANG, J.;MA, Y.;MORENO, J.F.; ROERINK, G.J.; van der Wal, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2 Validation. **Journal of Hydrology**. v. 212, p. 213-229, 1998b.

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

BATISTELLA, M., ALVES, D., ARTAXO, P., BUSTAMANTE, M., KELLER, M., LUIZÃO, F., MARENGO, J. A., MARTINELLI, L. & NOBRE, C. A. Plano Científico LBA2—Programa de pesquisas sobre interações biosfera-atmosfera na Amazônia, 2007, 23p.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B.; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando se imagens digitais TM Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 305 317, 2008.

BRAGA, C. C., AMANAJÁS, J. C., ALCÂNTARA, C. R., & DANTAS, M. P. Avaliação do albedo nos diferentes tipos de cobertura do cerrado do Amapá-Brasil com imagens MODIS. **Territorium**, n. 25 (I), p. 129-134, 2018.

BUCKERIDGE, M. S.; AIDAR, M. P. M.; MARTINEZ, C. A.; SILVA, E. A. Respostas de plantas às mudanças climáticas globais. In: BUCKERIDGE, M. S. (Org). **Biologia & mudanças climáticas no Brasil**. São Carlos: Rima, v. 1, p. 75-90, 2008.

CAIAZZO, F., MALINA, R., STAPLES, M. D., WOLFE, P. J., YIM, S. H., & BARRETT, S. R. Quantifying the climate impacts of albedo changes due to biofuel production: a comparison with biogeochemical effects. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 2, p. 024015, 2014.

CARVALHO, W. D.; MUSTIN, K. The highly threatened and little known Amazonian savannahs. **Nature Ecology & Evolution**, v. 1, n. 0100, 2017.

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

CARNEIRO-FILHO, A. Cerrados Amazônicos: fósseis vivos? Algumas Reflexões. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 63-68, 1993.

CÂNDIDO, L.A.; MANZI, A.O.; TOTA, J.; DA SILVA, P.R.T.; DA SILVA, F.S.M.; DOS SANTOS, R.N.N.; CORREIA, F.W.S. O Clima atual e futuro da Amazônia nos cenários do IPCC: A questão da savanização. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 44-47, 2007.

COSTA, A.C. **Fluxos de energia e CO₂ em uma savana tropical no leste da Amazônia**. 2019. 55f. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, 2019.

COSTA, A.C.L.; SILVA JUNIOR, J.D.A.; CUNHA, A.C.; FEITOSA, J.R.P.; PORTELA, B.T.T.; SILVA, G.G.C.; COSTA, R.F. Índices de conforto térmico e suas variações sazonais em cidades de diferentes dimensões na Região Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.6, n. 03, 478-487, 2013.

COSTA JÚNIOR, V. G.; DOS SANTOS, C. A. C.; DO VALE SILVA, T. L. Balanço de energia à superfície em áreas heterogêneas através de algoritmos de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 2, p. 454-467, 2017.

DA COSTA CAVALCANTE, J.; ALMEIDA, C. A.; CASTELO, T. B.. ANÁLISE DE NDVI E TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE UTILIZANDO A PLATAFORMA DO GOOGLE EARTH ENGINE EM ÁREA DE SAVANA AMAZÔNICA E FLORESTA SECUNDÁRIA, NO MUNICÍPIO DE VIGIA-PA. **Revista de Geociências do Nordeste**, v. 6, n. 1, p. 64-70, 2020.

DA SILVA, B. B., BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM-. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

DAVIDSON, E. A.; DE ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M.; COE, M. T.; DEFRIES, R.S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W. ; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA C. M. e WOFYSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.

DE ARAÚJO, M. L. S., SANTOS, J. R. N., FEITOSA, F. E. C. S., DOS SANTOS, J. S., SILVA, V. A. R., ALMEIDA, J. L., RIBEIRO, C. V. , SILVA, F. B. Caracterização Espaço-Temporal Dos Componentes Do Balanço De Radiação E Calor Na Região De Transição Amazônia-Cerrado. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 24, 2019.

DE OLIVEIRA, M. B. L., SANTOS, A. J., MANZI, A. O., ALVALÁ, R. D. S., CORREIA, M. D. F., & DE MOURA, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3b, p.378-386, 2006.

DE OLIVEIRA, L. M. M. D., MONTENEGRO, S. M. G. L., ANTONINO, A. C. D., SILVA, B. B. D., MACHADO, C. C. C., & GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 47, n.9, p.1209-1217, 2012.

DE OLIVEIRA, L.M.M., MONTENEGRO, S.M.G.L., SILVA, B.B.D., ANTONINO, A.C., DE MOURA, A.E.S.S. Evapotranspiração real em bacia hidrográfica do Nordeste brasileiro por meio do SEBAL e produtos MODIS. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 18, n. 10, p.1039–1046, 2014.

DORNELLES, K. A. **Absortância solar de superfícies opacas: métodos de determinação e base de dados para tintas latex acrílica e PVA**. 2008. 160f. Tese de Doutorado. Programa de pós-graduação em engenharia civil. Universidade estadual de campinas, 2008.

DOS SANTOS, M. F., QUERINO, C. A. S., DA SILVA JUNIOR, J. R., CARNEIRO, R. G., JÚNIOR, J. M. L., & MOURA, M. A. L. Variabilidade estacional do balanço de ondas longas em um ecossistema de mata atlântica no estado de Alagoas-Brasil. **Caminhos de Geografia**. Uberlândia-MG. v. 21, n. 75, p. 201–213, 2020.

EMBRAPA TERRITORIAL. Satélites de Monitoramento. Campinas, 2018. Disponível em: < <https://www.embrapa.br/satelites-de-monitoramento> >. Acesso em: 30 jan. 2020.

FADINI, R. F., FISCHER, E., CASTRO, S. J., ARAUJO, A. C., ORNELAS, J. F., & DE SOUZA, P. R. Bat and bee pollination in *Psittacanthus* mistletoes, a genus regarded as exclusively hummingbird-pollinated. **Ecology**, v. 99, n. 5, pp.1239-1241, 2018.

FARIA, A. S.; LIMA, A. P.; MAGNUSSON, W. E. The effects of fire on behaviour and relative abundance of three lizard species in an Amazonian savanna. **Journal of Tropical Ecology**, v. 20, n. 5, p. 591-594, 2004.

FAUSTO, M. A.; ANGELINI, L.P.; MARQUES, H.O.; SILVA FILHO, A.; MACHADO, N.G.; BIUDES, M.S. Impacto da alteração do uso do solo no saldo de radiação no Cerrado do sul de Mato Grosso. **Revista Ambiente & Água**, v. 11, n. 2, p. 350-361 2016.

- FAUSTO, M.A.; MACHADO, N.G. ; DANELICHEN, V. H. M. ; NOGUEIRA, J. S. ; BIUDES, M. S. . Avaliação dos índices de Vegetação em uma área em condições de Cerrado usando técnicas do sensoriamento Remoto. *In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia*, 18 e Reunião Latino-Americana de Agrometeorologia, 7, 2013, Belém, PA. **Anais ... Belém:UFPA**, 2013.
- FEARNSIDE, P. M.. Global warming in Amazonia: impacts and mitigation. **Acta Amazonica**, v. 39, n. 4, p. 1003-1011, 2009.
- FEARNSIDE, P. M.. Savana onde havia mata. **Revista Página 22**, Rio de Janeiro, Edição 08 p. 58 - 61, 2007.
- FEARNSIDE, P.M.. Avança Brasil: Environmental and social consequences of Brazil's planned infrastructure in Amazonia. **Environmental management**, v. 31, n. 6, p. 748-763, 2002.
- FLORENZANO, T. G. **Iniciação em sensoriamento remoto**. Imagens de satélite para estudos ambientais. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007, 101p.
- FROTA, J.G.; SANTOS-JR, A.P.; CHALKIDIS, H.M. & GUEDES, A.G.. As serpentes da região do baixo rio Amazonas, oeste do Estado do Pará, Brasil (Squamata). **Biociências**, v. 13, n. 2, p. 211-220, 2005.
- FURLAN, D. N., BALLESTER, M. V. R., & ANDRADE, R. G. (2011). Estimativa dos valores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo em diferentes condições antrópicas na bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. In *Embrapa Territorial-Artigo em anais de congresso (ALICE)*. *In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p.6301 - 6308.
- GALVÃO, J. A. C.; FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 8, n. 1, p. 1-10, 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, p. 225-241, 1990.
- GAMARRA, R. M., TEIXEIRA-GAMARRA, M. C., CARRIJO, M. G. G., PARANHOS FILHO, A. C. Uso do NDVI na análise da estrutura da vegetação e efetividade da proteção de Unidade de Conservação no Cerrado. **Raega-O Espaço Geográfico em Análise**, v. 37, p. 307-332, 2016.
- GOMES, L. C. F.; SANTOS, C. A. C.; ALMEIDA, H. A. Balanço de energia à superfície para a cidade de Patos-PB usando técnicas de sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 6, n. 1, p. 015-028, 2013.

GOMES, H. B., DA SILVA, B. B., CAVALCANTI, E. P., e DA ROCHA, H. R. Balanço de radiação em diferentes biomas no estado de São Paulo mediante imagens Landsat 5. **Geociências** (São Paulo), v. 28, n. 2, p. 153-164, 2009.

IVO, I. O., BIUDES, M. S., MACHADO, N. G., SANTOS, L. O. F. D., & PEDREIRA JUNIOR, A. L. Parâmetros Biofísicos de Diferentes Tipos de Cobertura do Solo em uma área de Cerrado no Sul de Mato Grosso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. 1, p. 111-122, 2020.

HAFFER, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v. 165, n. 3889, p. 131-137, 1969.

HAYASHI, M. M. S., CAMPELO JÚNIOR, J. H., PRIANTE FILHO, N., NOGUEIRA, J., & VOURLITIS, G. L. Balanço de energia da *Crotalaria juncea* L. no período seco e no período úmido do ano, em condições de Cerrado. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 10, n. 2, p. 197-205, 2002.

HOFFMANN, W. A. Fire and population dynamics of woody plants in a Neotropical savanna: Matrix model projections. **Ecology**, v. 80, n.4, pp. 1354–1369, 1999.

HOFFMANN, W. A., & JACKSON, R. B. Vegetation–climate feedbacks in the conversion of tropical savanna to grassland. **Journal of Climate**, v. 13, n 9, 1593-1602, 2000.

HUNTLEY, B. J.; WALKER, B. H. Ecology of Tropical Savannas. Ecological Studies, v. 42, 1 ed. Nova York: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1982, *E-Book*.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2 ed., (revista e atualizada). Rio de Janeiro: IBGE, 2012, p. 274.

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

JÚNIOR, J. M. L., MOURA, M. A. L., QUERINO, C. A. S., DOS SANTOS, M. F., e DE CARVALHO, A. L. Estimativa do balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas. **Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais**, v. 10, n. 2, p. 155-168, 2019.

LEITE, M. R. & BRITO, J. L. S. Sensoriamento remoto aplicado à análise temporal da relação uso da terra/temperatura e albedo de superfície na bacia do Rio Vieira no norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 10, n. 1, 2012.

LEITE, M. E., DA SILVA, L. A. P., VELOSO, G. A., E DE MAGALHÃES FILHO, R. COMPORTAMENTO E INFLUÊNCIA DO ALBEDO E TEMPERATURA DE SUPERFÍCIE NO BALANÇO DE RADIAÇÃO EM ÁREAS DE CERRADO. **Caminhos de Geografia**, v. 21, n. 73, p. 131-147, 2020.

LEUZINGER, M. D.; SILVA, S. T. O princípio da participação e a criação e gestão das áreas protegidas na perspectiva do direito ambiental global. *Revista de Direito Internacional, Brasília*, v. 14, n. 3, p. 134-146, 2017.

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

LOUZADA, J.; LIMA, A. P.; MATAVELLI, R.; ZAMBALDI, L.; BARLOW, J. Community structure of dung beetles in Amazonian savannas: role of fire disturbance, vegetation and landscape structure. *Landscape ecology*, v. 25, n. 4, p. 631-641, 2010.

LOVEJOY, TE, & NOBRE, C. 2018. Ponto de inflexão da Amazon, *Science Advances*, v. 4, n. 2, 2018.

MACHADO, W. B. **FLUXO DE ENERGIA E EVAPOTRANSPIRAÇÃO REGIONAL NA ÁREA DE INFLUÊNCIA DA BR-163, OESTE DO PARÁ**. 2017. 127f. Tese de doutorado. Programa de Pós Graduação em Sociedade, Natureza e Desenvolvimento. Universidade Federal do Oeste do Pará, 2017.

MAGNUSSON, W. E., SANAIOTTI, T. M., LIMA, A. P., MARTINELLI, L. A., VICTÓRIA, R. L., DE ARAÚJO, M. C., & ALBERNAZ, A. L. A comparison of $\delta^{13}C$ ratios of surface soils in savannas and forests in Amazonia. *Journal of Biogeography*, v. 29, n. 7, p. 857-863, 2002.

MAGNUSSON, W. E.; LIMA, A. P.; ALBERNAZ, A. L. K., SANAIOTTI, T. M.; e GUILLAUMET, J. L. Composição florística e cobertura vegetal das savanas na região de Alter do Chão, Santarém – PA. *Revista Brasileira de Botânica*, v. 31, n. 1, p. 165-177, 2008.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; CHOU, S. C.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; ALVES, L. M.; OBREGÓN, G. O.; SOARES, W. R.; BETTS, R.; KAY, G.; GUAZZELLI, A. C. Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil: Análise Conjunta Brasil-reino unido sobre os impactos das mudanças Climáticas e do desmatamento na Amazônia. São José dos Campos: INPE, 2011. Projeto colaborativo realizado pelo Centro de Ciência do Sistema; Terrestre (CCST) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE); do Brasil e o Met Office Hadley Centre (MOHC) do Reino Unido. IBI: <8JMKD3MGP7W/3DJGBBE>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/02.19.13.05-PRP). Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP7W/3DJGBBE>>.

MARTINS E SOUZA FILHO, P. W., PARADELLA, W. R., SOUZA JÚNIOR, C., VALERIANO, D. D. M., & MIRANDA, F. P. D. Sensoriamento remoto e recursos naturais da Amazônia. *Ciência e Cultura*, v. 58, n. 3, p. 37-41, 2006.

MARTINS, A. P., GALVANI, E. Relação entre uso e cobertura da terra e parâmetros biofísicos no Cerrado Brasileiro. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 40, p. 148-162, 2020.

MENEZES, S. J. M. C., SEDIYAMA, G.C.; SOARES, V.P., CLERIANI, J.M., ANDRADE, R. G. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM. **Revista Árvore**, v.35, n.3, p.649-657, 2011.

MOREIRA, Elvis Bergue Mariz. **Balanço de energia e evapotranspiração na cidade do Recife-PE por sensoriamento remoto**. 2014. 152f. Tese de doutorado. Programa de pós-graduação em Geografia. Universidade Federal de Pernambuco, 2014.

MYNENI, R. B., RAMAKRISHNA, R., NEMANI, R., & RUNNING, S. W. Estimation of global leaf area index and absorbed par using radiative transfer models. **IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING**, v. 35, n.6, p.1380-1393, 1997.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 22-27, 2007.

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

NOVO, E. M. L. M. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. 4° ed. São Paulo: Edgard Blücher, 2010, 363p.

OLIVEIRA, D. V. P. **Ecofisiologia de vegetação savânica como indicador para estudos de interação biosfera atmosfera na Amazônia. Estudo de caso Vila de Ponta de Pedras, Pará**. 2013. 85f. Dissertação de Mestrado em Ciências. Área de Concentração: Processos de interação da biosfera e atmosfera - Programa de Pós-Graduação em Recursos Naturais da Amazônia. Universidade Federal do Oeste do Pará – UFOPA, 2013.

OLIVEIRA, D. V. P; DE OLIVEIRA, P. C . Convergence of physiological responses in woody plants in an Amazonian savanna. **Brazilian Journal of Botany**, v. 42, n. 3, p. 575-579, 2019.

OLIVEIRA, G. D., & MORAES, E. C. Validação do balanço de radiação obtido a partir de dados MODIS/TERRA na Amazônia com medidas de superfície do LBA. **Acta Amazonica**, v. 43, n. 3, p. 353-363, 2013.

DE PAIVA, S. C.; CAVALCANTI, E. P. Fluxos de Calor Latente e Sensível à Superfície em Caatinga: Estudo Observacional e de Simulação com o BRAMS no Início do Período de Secas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 4, p. 677-691, 2011.

PAVÃO, V. M., QUERINO, C. A. S., BENEDITTI, C. A., PAVÃO, L. L., DA SILVA QUERINO, J. K. A., MACHADO, N. G., & BIUDES, M. S. (Nota de pesquisa) Temperatura e albedo da superfície por imagens TM Landsat 5 em diferentes usos do solo no Sudoeste da Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 16. 2015.

PENNINGTON, R. T., LEHMANN, C. E. R., ROWLAND, L. M. Tropical savannas and dry forests. **Current Biology**, v. 28, n. 9, p. R541-R545, 2018.

PEREIRA, A. R., VRISMAN, A. L., GALVANI, E. Estimativa da Radiação solar global diária em função do potencial de energia solar na superfície do solo. **Scientia Agrícola**. v. 59, p.211-216. 2002.

PINTO, T. J. M., TELLO, J. C. R. RÉPTEIS SQUAMATA DE UMA ÁREA DE SAVANA NO OESTE DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL. **Revista de Ciências Ambientais**, v. 4, n. 1, p. 19-35, 2010.

PIRES, J.M.; PRANCE, G.T. The Vegetation Types of the Brazilian Amazon. In: PRANCE, G.T. LOVEJOY, T.E. Amazonia: Key Environments. Oxford, New York: Pergamon Press, 1985. p. 109-145.

PIRES-O'BRIEN, M. J.; O'BRIEN, C. M. Ecologia e modelamento de florestas tropicais. Belém: FCAP, Serviço de documentação e Informação, 1995. 400p.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E.; KUPLICH, T. M. Sensoriamento remoto da vegetação. 2º ed. São Paulo : Oficina de Textos, 2012, 159 p.

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

PROST, G. - **Historia do Pará: Do período da borracha aos dias atuais**. Série Estante da Amazônia; 2. Belém: Secretaria de Estado de Educação,1998.

RATTER, J.A., BRIDGEWATER, S. RIBEIRO, J.F. Analysis of the floristic composition of the Brazilian cerrado vegetation III: comparison of the woody vegetation of 376 areas. **Edinburgh journal of botany**, v. 60, n. 1, pp.57-109, 2003.

RATTER J.A.; BRIDGEWATER S.; RIBEIRO J.F. Biodiversity patterns of the woody vegetation of the Brazilian Cerrado. In: PENNINGTON R.T.; LEWIS G.P; RATTER JA (eds) **Neotropical savannas and dry forests: planty diversity, and biogeography, and conservation**. 1ºed, Boca Raton, Flórida: CRC Press Taylor & Francis Group, 2006, pp 31–66.

REICHARDT, K; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 2. ed. Barueri - SP: Manole, 2012. 500 p.

RODRIGUES, T. E., SANTOS, P. D., OLIVEIRA JÚNIOR, R. D., VALENTE, M. A., SILVA, J. D., & CARDOSO JÚNIOR, E. Q. Caracterização e classificação dos solos da área do planalto de Belterra, município de Santarém, PA. Belém: Embrapa Amazônia Oriental. (Embrapa Amazônia Oriental. Documentos, 115), 2001, 54p.

RODRIGUES, C. A. G., HOTT, M. C., DE MIRANDA, E. E., & OSHIRO, O. T. Análise da savana e queimadas no Parque Indígena de Tumucumaque (PA) através de imagens de satélite

Landsat. In EMBRAPA TERRITORIAL - Artigo em anais de congresso (ALICE). In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13, 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 4195-4202.

RUHOFF, A. L., NEGRÓN-JUÁREZ, R. I., FREITAS, R. M., COLLISCHONN, W., e ROCHA, H. R. D. Variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente em áreas de cerrado sensu stricto. In : Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 14, 2009, Natal, **Anais...** São José dos Campos, Brasil: INPE, 2009. p. 4829-4836

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 n. 17, 2007.

SANAIOTTI, T.M., MAGNUSSON, W.E. Effects of annual fires on the production of fleshy fruits eaten by birds in a Brazilian Amazonian savanna. **Journal of Tropical Ecology**, v. 11 n. 1 p. 53-65, 1995.

SANTOS, F. D. **Alterações Globais: Os desafios e os riscos presentes e futuros.** Edição eBook. Lisboa, Portugal. Fundação Francisco Manuel dos Santos, 2016, 216 p.

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

SANTOS, T V; FONTANA, D. C.; ALVES, R. C. M. Avaliação de fluxos de calor e evapotranspiração pelo modelo SEBAL com uso de dados do sensor ASTER. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 5, p. 488-496, 2010.

SANTOS, C. A. C. D., WANDERLEY, R. L. N., ARAÚJO, A. L., & BEZERRA, B. G. Obtenção do saldo de radiação em áreas de pastagem e floresta na Amazônia (estação seca) através do sensor MODIS. **Revista brasileira de meteorologia**, v. 29, n. 3, p. 420-432, 2014.

SANTOS N.B., JÚNIOR L.G. e FERREIRA N.C. Distribuição espacial da temperatura de superfície no bioma cerrado: uma análise a partir de dados orbitais de resolução moderada, para o período de 2003 a 2008. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 15, 2011 Curitiba, Brasil. **Anais...** , São José dos Campos: INPE, 2011. p.5965-5972.

SCHUBART, H. O. R. Características biológicas da Amazônia flora e fauna. In: SALATI, E.; ABSY, M. L.; VICTORIA, R. L. (Orgs.). **Amazônia: Um ecossistema em transformação.** Manaus: INPA, 2000. p. 47-66.

SILVA, B. B., LOPES, G. M., AZEVEDO, P. V. Balanço de Radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.20, n.2, 243-252, 2005.

SILVA, J. M. C.; BATES, J. M. Biogeographic Patterns and Conservation in the South American Cerrado: A Tropical Savanna Hotspot. **Bioscience**, v. 52, n. 3, p. 225-233, 2002.

SOUZA, M. J. H., RIBEIRO, A., LEITE, H.G., LEITE, F.P., MINUZZI, R.B. Disponibilidade hídrica do solo e produtividade do eucalipto em três regiões da Bacia do Rio Doce. **Revista Árvore**, v. 30, n. 3, p. 399-410, 2006.

SOUZA, C. C.; MOREIRA, A. Z.; SCHIMITH, R. S.; BRANDÃO, P. C. Técnicas de sensoriamento remoto como subsídio aos estudos de florestas implantadas no Brasil – uma revisão bibliográfica. **Ciência Floresta**, Santa Maria. v.17, n.4, p.409-417, 2007.

STEFFEN, C. A. **Introdução ao sensoriamento remoto**. Divisão de Sensoriamento Remoto. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE, São José dos Campos São– SP. Disponível em:< <http://www.inpe.br/unidades/cep/atividadescep/educasere/apostila.htm>>. Acesso em: dezembro de 2019.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface energy balance. **Journal of hydrologic engineering**, v. 13, n. 2, p. 51-63, 2008.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991, 123 p.

VELOSO, G. A.; DA SILVA, L. A. P.; FERREIRA, M. E. Análise do balanço de radiação e energia em áreas de veredas no Norte de Minas Gerais, bioma cerrado. **Cerrados**, v. 18, n. 1, p. 220-247, 2020.

VIDAL, B. S.; DA SILVA NETO, J. C. A. Utilização de operadores booleanos na análise temporo-espacial do uso da terra e cobertura vegetal na Rodovia br-174, trecho de Manaus a Presidente Figueiredo-AM. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 19, 2019, Santos - SP , Anais ... São Paulo: Galoá, 2019, pp. 648-651.

VILANI, M. T., SANCHES, L., PINHEIRO, M. R., & JUNIOR, O. B. P. Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. **Ciência e Natura**, v. 32, n. 1, p. 65-081, 2010.

XAVIER, M E R; KERR, A S. A análise do efeito estufa em textos paradidáticos e periódicos jornalísticos. **Caderno Brasileiro de ensino de Física**, v. 21, n. 3, p. 325-349, dez 2004.

WILBER, K. **O Espectro da Consciência**. 6ªed. São Paulo: Editora Cultrix, 2007.

ZHAN, X., SOHLBERG, R. A., TOWNSHEND, J. R. G., DIMICELI, C., CARROLL, M. L., EASTMAN, J. C., HANSEN, M.C., DEFRIES, R. S. Detection of land cover changes using MODIS 250 m data. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n. 1-2, p. 336-350, 2002.