

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**EFEITOS DO USO DO SOLO SOBRE O BALANÇO DE
RADIAÇÃO E ENERGIA EM CUIABÁ/MT**

LUCAS PERES ANGELINI

PROFA. DRA. NADJA GOMES MACHADO
Orientadora

Cuiabá, MT
Maio/2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**EFEITOS DO USO DO SOLO SOBRE O BALANÇO DE
RADIAÇÃO E ENERGIA EM CUIABÁ/MT**

LUCAS PERES ANGELINI

*Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em
Física Ambiental da Universidade
Federal de Mato Grosso, como parte
dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Física
Ambiental.*

PROFA. DRA. NADJA GOMES MACHADO
Orientadora

Cuiabá, MT
Maio/2015

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

P437e Peres Angelini, Lucas.
Efeito do uso solo sobre balanço de radiação e energia em
Cuiabá - MT / Lucas Peres Angelini. -- 2015
61 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientadora: Nadja Gomes Machado.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso,
Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física
Ambiental, Cuiabá, 2015.
Inclui bibliografia.

1. Sensoriamento remoto. 2. clima urbano. 3. particionamento de
energia. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: EFEITOS DO USO DO SOLO SOBRE O BALANÇO DE
RADIAÇÃO E ENERGIA EM CUIABÁ - MT

AUTOR: LUCAS PERES ANGELINI

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 21 de maio de 2015, pela
comissão julgadora:



Prof. Dra. Nadja Gomes Machado
Orientadora
Instituto Federal de Mato Grosso
IFMT



Prof. Dra. Elizângela Silva de Brito
Examinadora Externa
Instituto Federal de Mato Grosso/IFMT



Prof. Dr. Geison Jader de Melo
Examinador Externo
Instituto Federal de Mato Grosso/IFMT

DEDICATÓRIA

Aos meus pais Célia e Glicério pelo amor, carinho e paciência.

Aos meus irmãos pelo apoio.

A todos os meus outros familiares que de alguma maneira contribuíram com meus estudos.

AGRADECIMENTOS

Aos meus Orientadores Profa. Dra. Nadja Gomes Machado e Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes pelo imenso apoio, conselhos e orientações, auxiliando de maneira sem igual no meu crescimento como pesquisador.

Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, pelo apoio, conselhos e pelo grande empenho e dedicação como coordenador do Programa;

Aos companheiros de campo e sala de aula, Pablinne Cynthia Batista Silva e Silva, Marcos Alves Fausto, Victor Hugo Danelichen, Dalila Morgana de Souza Mützenber, Danielle Christine Stenner Nassarden, Heloisa Oliveira Marques e Maísa Caldas Souza, Tonny Jader.

A todos os colegas do Pós-Graduação em Física Ambiental pelos momentos de descontração, dificuldade e pelo os inúmeros conselhos.

À Cesário, Soilce e Juliana pela colaboração nos serviços da secretaria que auxiliam o desenvolvimento do Mestrado;

Aos meus familiares, amigos que compreenderam minhas ausências por causa da necessidade de dedicação aos estudos;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, que compartilharam seus conhecimentos;

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURA.....	VII
LISTA DE TABELA.....	IX
LISTA DE ABREVIATURA.....	X
RESUMO	XIII
ABSTRACT	XIV
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
1.3 HIPÓTESE	3
1.4 OBJETIVOS.....	3
1.4.1 OBJETIVO GERAL	3
1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 ÁREAS URBANAS: CUIABÁ CIDADE VERDE?	4
2.2 TROCAS DE RADIAÇÃO E FLUXOS DE ENERGIA EM ÁREAS URBANAS	5
2.3 ESTIMATIVA DE TROCAS RADIATIVAS E ENERGÉTICAS POR SENSORIAMENTO REMOTO	8
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	10
3.1 ÁREA DE ESTUDO	10
3.2 MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS E DADOS ORBITAIS	11
3.3 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA.....	12
3.4 PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE ESTIMADOS PELO SEBAL.....	13
3.4.1 ALBEDO PLANETÁRIO.....	13
3.4.2 ALBEDO DA SUPERFÍCIE	14
3.4.3 ÍNDICES DE VEGETAÇÃO	14
3.4.4 EMISSIVIDADE	15
3.4.5 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE	15
3.4.6 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMITIDA PELA SUPERFÍCIE.....	15
3.4.7 RADIAÇÃO DE ONDA CURTA INCIDENTE NA SUPERFÍCIE.....	16
3.4.8 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA SUPERFÍCIE	16

3.4.9 SALDO DE RADIAÇÃO.....	17
3.4.10 FLUXO DE CALOR NO SOLO.....	17
3.4.11 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL	17
3.4.12 FLUXO DE CALOR LATENTE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	19
4. RESULTADOS.....	21
4.1 MICROCLIMA.....	21
4.2 VARIABILIDADE TEMPORAL DAS ESTIMATIVAS POR USO DO SOLO.....	22
4.3 RELAÇÕES ENTRE AS ESTIMATIVAS.....	26
5. DISCUSSÃO.....	28
5.1 CARACTERIZAÇÃO MICROCLIMÁTICA	28
5.2 COMPARAÇÃO DAS ESTIMATIVAS COM OUTRAS PESQUISAS	29
5.3 EFEITOS DO USO DO SOLO NOS BALANÇOS DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS URBANAS.....	33
6. CONCLUSÃO	36
7. RECOMENDAÇÕES	37
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização de Cuiabá, MT, Brasil.....	9
Figura 2	Organização dos pixels coletados na área urbana de Cuiabá – Mato Grosso.....	11
Figura 3	Fluxograma ilustrando todas as etapas de processamento do Algoritmo SEBAL.....	18
Figura 4	Precipitação mensal acumulada e evapotranspiração média mensal (A), média mensal da temperatura média, mínima e máxima do ar (C), média mensal da radiação solar global (C), e média mensal da umidade relativa do ar (D) em Cuiabá, MT, em 2009.....	19
Figura 5	Variação da temperatura da superfície (A), albedo (B), saldo de radiação (C) e NDVI (D) por uso do solo em Cuiabá, MT, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto.....	21
Figura 6	Variação dos fluxos de calor sensível (A), latente (B) e de evapotranspiração (C) por uso do solo em Cuiabá, MT, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto.....	22
Figura 7	Variação sazonal da temperatura de superfície (A), albedo (B), saldo de radiação (C) e NDVI (D) por uso do solo em Cuiabá, MT, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto. _C = estação chuvosa. _S = estação seca.....	23
Figura 8	Variação sazonal dos fluxos de calor sensível (A), latente (B) e de evapotranspiração (C) por uso do solo em Cuiabá, MT, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto. _C =	

	estação chuvosa. _S = estação seca.....	24
Figura 9	Relação entre NDVI e albedo da superfície na estação chuvosa (A) e seca (B), entre albedo da superfície e saldo de radiação na estação chuvosa (C) e seca (D), entre NDVI e fluxo de calor latente na estação chuvosa (E) e seca (F), e entre NDVI e evapotranspiração na estação chuvosa (F) e seca (G) em Cuiabá, MT, em 2009.....	25
Figura 10	Fluxograma dos efeitos do uso do solo no balanço de radiação e energia em área urbana em Cuiabá – Mato Grosso, 2009.....	33

LISTA DE TABELA

Tabela 1	Comparação das estimativas por sensoriamento remoto em área urbana de Cuiabá com outras pesquisas.....	32
-----------------	--	----

LISTA DE ABREVIATURAS

UFMT	Universidade Federal de Mato Grosso
Landsat	Programa de satélite de observação da Terra
TM	Mapeador térmico
FEX	Fazenda Experimental
R_n	Saldo de Radiação
$R_{n, inst}$	Saldo de Radiação Instantâneo
SEBAL	Algoritmo de terra para balanço de energia da superfícies
NDVI	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
SAVI	Índice de Vegetação ajustado aos efeitos do solo
IAF	Índice de Área Foliar
FAO	Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura
VD	Vegetação Densa
VR	Vegetação Rasteira
AC	Área Construída
AS	Asfalto
SE	Solo exposto
R_g	Radiação solar global
MODIS	Espectroradiômetro imageador com resolução moderada
SPOT	Satélite para observação da Terra
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de Calor Sensível
ρ	Densidade do ar
c_p	Calor Específico do ar a pressão constante
u^*	Velocidade de Fricção
k	Constante de von Karman
r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível
z	Altura
z_{om}	Coefficiente de rugosidade
L	Comprimento de Monin-Obukhov
g	Módulo do campo gravitacional terrestre

LE	Fluxo de Calor Latente
ET	Evapotranspiração diária
ET _{inst}	Evapotranspiração Instantânea
ET _r	Evapotranspiração Real
FETr	Fração evapotranspirativa de referência
W λ	Coeficiente de ponderação para cada banda
$\rho_{\lambda i}$	Refletância em cada banda
α	Radiação solar refletida
α_{toa}	Albedo no topo da atmosfera
α_{sup}	Albedo da superfície
R _{L↓}	Radiação incidente pela atmosfera
R _{L↑}	Radiação emitida pela superfície
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
ε	Emissividade do corpo
ε_a	Emissividade atmosférica
ε_{enb}	Emissividade de cada pixel
ε_0	Emissividade no domínio da banda larga
A _w	Classificação climática de Köppen
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico sul
T _a	Temperatura do ar
UR	Umidade relativa do ar
W _p	Razão entre as irradiância de cada banda pela reflectância
T _{sw}	Transmissividade Atmosférica
T _w	Transmissividade Atmosférica considerando o céu claro
d _r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
k _t	Coeficiente de turbidez extrema
Cos Z	Cosseno do ângulo zenital
W	Água precipitável na atmosfera
e _a	Pressão de vapor próxima a superfície
ρ_4	Reflectância da banda 4
ρ_5	Reflectância da banda 5
L	Constante de ajuste ao solo

ϵ_0	Emissividade da superfície
ϵ_{nb}	Emissividade no domínio espectral do termal
T_s	Temperatura da superfície
T_a	Temperatura do ar
$L_{\lambda,6}$	Banda do termal
K_1	Constante de calibração da banda termal
K_2	Constante de calibração da banda termal
S	Constante solar
P	Pressão atmosférica
sr^{-1}	Ângulo sólido
PPT	Precipitação
mm	Milímetro
$W.m^{-2}$	Watts por metro quadrado

RESUMO

ANGELINI, L. P. **Efeitos do uso do solo sobre o balanço de radiação e energia em Cuiabá/MT.** Cuiabá, 2015, 60f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física. Universidade Federal de Mato Grosso.

As cidades são as áreas mais densamente povoadas da Terra e continuarão a ser as paisagens artificiais mais utilizadas pela maior parte da população. A substituição de vegetação nativa por superfícies artificiais em áreas urbanas é um dos impactos humanos mais irreversíveis na Terra. O monitoramento da sazonalidade e variação espacial do clima urbano é um desafio para pesquisadores e tomadores de decisão. Com poucas estações meteorológicas, torna-se impossível a medição adequada de variáveis climáticas por meio de abordagens tradicionais. O sensoriamento remoto é uma ferramenta alternativa e efetiva para o monitoramento do clima urbano por obter padrões climáticos representativos de toda a malha urbana, fornecendo informações espaço-temporais consistentes a um menor custo. O objetivo deste trabalho foi estudar a variação temporal e espacial do balanço de radiação e energia em área urbana por técnicas de sensoriamento remoto. O albedo da superfície no solo exposto foi significativamente maior do que dos demais tipos de uso do solo. As áreas de vegetação densa apresentaram valores significativamente maiores de calor latente e evapotranspiração. O Saldo de radiação apresentou diferença significativa entre as estações, sendo maior na estação chuvosa em até 37,5% para o solo exposto e 31,9% para o asfalto. A evapotranspiração em área construída foi até 80,5% maior na estação seca para o solo exposto e 59,9% maior para área construída. Com o aumento do albedo da superfície ocorre a redução no saldo de radiação, todavia, com o aumento do NDVI houve uma diminuição no albedo da superfície tanto nas estações chuvosa e seca. A substituição de vegetação nativa por áreas alteradas como construções afetou os balanços de radiação e energia. As estimativas dos balanços de radiação e energia por sensoriamento remoto indicaram ser adequadas para avaliar os efeitos do uso do solo no microclima urbano.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto, clima urbano, particionamento de energia.

ABSTRACT

ANGELINI, LP **Effects of land use on the radiation balance and energy in Cuiabá / MT.** Cuiabá, 2015, 60f. Dissertation (Masters in Environmental Physics) - Institute of Physics. Federal University of Mato Grosso.

Cities are the most dense populated areas on the Earth and will continue to be artificial landscapes most used by the majority of the population. The replacement of native vegetation with artificial surfaces in urban areas is one of the human irreversible impact on the earth. The monitoring of seasonal and spatial variation of urban climate is a challenge for researchers and decision makers. With few weather stations, it is impossible to adequately measuring climatic variables through traditional approaches. Remote sensing is an alternative and effective tool for monitoring the urban climate to obtain representative weather patterns of the whole urban area, providing spatial and temporal information consistent at a lower cost. The objective of this work was to study the temporal and spatial variation of radiation and energy balance in urban areas by remote sensing techniques. The surface albedo in bare soil was significantly higher than that of other types of land use. The areas of dense vegetation had significantly higher values of latent heat and evapotranspiration. The radiation balance showed a significant difference between the seasons, being higher in the rainy season in up to 37.5% for the above bare soil and 31, 9% to the asphalt. Evapotranspiration in built up area was 80.5% higher in the dry season for bare soil and 59.9% higher for building area. With the increase of surface albedo is to reduce the net radiation, however, with the increase of NDVI there was a decrease in surface albedo both wet and dry seasons. The replacement of native vegetation in disturbed areas such as buildings affected the radiation and energy balance sheets. Estimates of radiation and energy balances for remote sensing indicated be appropriate to assess the effects of land use in the urban microclimate.

Keywords: Remote Sensing, urban climate, energy partitioning.

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

Atualmente, a população tem se concentrado em áreas urbanas (FREY et al., 2007). Portanto, as cidades são as áreas mais densamente povoadas da Terra e continuarão a ser as paisagens artificiais mais utilizadas pela maioria da população (KUTTLE, 2008). As projeções indicam que mais de 60% da população humana viverá em cidades a partir de 2025, causando deterioração da qualidade ambiental e, conseqüentemente danos à saúde de seus moradores (UNFPA, 1999; KUTTLE, 2008).

A substituição de vegetação nativa por superfícies artificiais em áreas urbanas é um dos impactos humanos mais irreversíveis na Terra (SHEPHERD et al., 2002; SETO et al., 2011). A superfície urbana é muito heterogênea, o que representa uma mistura de componentes naturais e construídos em diferentes densidades e arranjos na paisagem (ZHOU et al., 2014). A heterogeneidade da superfície urbana cria diversos climas devido aos impactos do desenvolvimento urbano nos balanços de calor, massa e momentum (OKE et al., 1999).

As características mais importantes do clima urbano incluem maior temperatura do ar e da superfície, mudanças no balanço de radiação, menor umidade do ar, e restrição da troca atmosférica que provoca acúmulo de poluentes a partir de uma variedade de fontes (KUTTLE, 2008). Assim, as superfícies urbanas são mais capazes de armazenar energia solar e convertê-la em calor sensível (SHEPHERD et al., 2002), o que torna o clima urbano um fator crucial para a saúde e o bem-estar da humanidade (FREY et al., 2007).

O monitoramento da sazonalidade e variação espacial do clima urbano é um desafio para pesquisadores e tomadores de decisão. A complexidade dos processos atmosféricos urbanos torna impossível a medição adequada de variáveis climáticas por meio de abordagens tradicionais com poucas estações meteorológicas (MULLER et al., 2013). Portanto, estações de monitoramento meteorológico em número

suficiente para o acompanhamento da qualidade ambiental nas cidades apresentam dificuldade e alto custo de implementação e manutenção. No entanto, poucas estações resultam, em última análise, em cobertura esparsa de dados, não fornecendo detalhes suficientes para investigação da variação do clima urbano e aplicações nas tomadas de decisão (WMO, 2008; MULLER et al., 2013).

1.2 JUSTIFICATIVA

O interesse pela variação clima urbano pode ser justificado por três razões: (1) ele tem impacto sobre pelo menos metade da população humana; (2) sua dinâmica é de certa maneira previsível; e (3) ele pode ser influenciado, para melhor ou pior, com padrões específicos de uso do solo (SMALL, 2006). Assim é necessário um grande número de estações para o monitoramento do clima urbano, uma vez que poucas estações meteorológicas não são capaz de medir a heterogeneidade da superfície urbana e a complexidade de seus processos atmosféricos, bem como à área de influência restrita dessas estações (SILVA et al., 2011).

O sensoriamento remoto é uma ferramenta alternativa e efetiva para o monitoramento do clima urbano por obter padrões climáticos representativos de toda a malha urbana. O sensoriamento remoto fornece conjuntos de dados espacialmente consistentes que cobrem grandes áreas com alto detalhe espacial e alta frequência temporal (HEROLD et al., 2003) a um menor custo (HU & WENG, 2009). Destaca-se que, técnicas de sensoriamento remoto já mostraram o seu valor no mapeamento de áreas urbanas, e como fontes de dados para a análise e modelagem de crescimento urbano e mudanças no uso da terra (JENSEN & COWEN, 1999; BATTY & HOWES, 2001; DONNAY et al., 2001; HEROLD et al., 2001;). No entanto, mais estudos são necessários para entender e prever a variação espacial e temporal do balanço de energia em áreas urbanas por meio de técnicas de sensoriamento remoto.

Portanto, novas fontes de dados espaciais e técnicas inovadoras oferecem o potencial de melhorar significativamente a análise, compreensão, representação e modelagem da dinâmica urbana (HEROLD et al., 2003). A combinação de novos dados e métodos de estudos do clima urbano permitirá o apoio a tomada de decisão e melhor planejamento urbano por urbanistas, economistas e ecólogos (HEROLD et al., 2001).

1.3 HIPÓTESE

Mudanças no balanço de radiação provocadas por alterações no uso do solo em área urbana modificam o balanço de energia. Portanto, a redução no índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) ocasiona aumento na temperatura e no albedo, e consequentemente redução no saldo de radiação com maior particionamento para fluxo de calor sensível e menor para fluxo de calor latente, reduzindo a evapotranspiração.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 OBJETIVO GERAL

- Estudar a variação temporal e espacial do balanço de radiação e energia em uma área urbana localizada no Cerrado brasileiro usando técnicas de sensoriamento remoto.

1.4.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar a sazonalidade dos índices de vegetação, albedo, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de energia e evapotranspiração em uma área urbana;
- Avaliar o efeito do uso do solo sobre índices de vegetação, albedo, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de energia e evapotranspiração em uma área urbana;
- Verificar se as estimativas dos balanços de radiação e energia por sensoriamento remoto em área urbana são adequadas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 ÁREAS URBANAS: CUIABÁ CIDADE VERDE?

Cuiabá é chamada de cidade verde em razão dos extensos fragmentos de cerrado presentes em toda a área urbana (MACHADO et al., 2013), mas será que a cidade ainda ostenta o título de cidade verde? Como o rápido processo de urbanização influenciou as mudanças no uso do solo na cidade outrora verde? Qual o efeito da substituição de vegetação nativa sobre o clima de Cuiabá? Essas questões ainda necessitam de investigação.

O Processo de urbanização no Brasil teve sua intensificação após a segunda metade do século XX, ocorrendo de maneira muito rápida, o que dificultou a sua ordenação. Em Mato Grosso, houve uma rápida e crescente expansão demográfica impulsionada por programas que visavam o desenvolvimento agropecuário. O Município de Cuiabá apresentou aumento demográfico impulsionado por incentivos do Governo a partir dos anos de 1960 (CUIABÁ, 2007). Cuiabá teve um aumento de 100 mil para 200 mil habitantes entre 1970-1980 e de 200 mil para 400 mil entre 1980-1991 (CUIABÁ, 2007).

Como reflexo do aumento populacional em Cuiabá a partir de 1960, houve a criação da Universidade Federal de Mato Grosso e Centro Político Administrativo, ocasionando novos eixos de urbanização no sentido norte e leste (OLIVEIRA E SIQUEIRA, 2013). A expansão urbana não ocorreu de forma ordenada e amparada por legislação, o que fez com que Cuiabá perdesse vastas áreas com vegetação nativa para implantação de conjuntos habitacionais. A especulação imobiliária intensa e a ampliação de programas habitacionais decorrentes avanços nas condições econômicas e de programas governamentais de acesso aos créditos são os responsáveis pela dispersão da cidade edificada (SILVA & ROMERO, 2013).

Os grandes remanescentes florestais em Cuiabá são as seguintes áreas protegidas municipais e estaduais: Parque da Cidade Mãe Bonifácia na região oeste, Parque Estadual Massairo Okamura na região norte, e o Parque Municipal Zé Bolo Flô na região leste. Esses fragmentos florestais representam as maiores áreas de vegetação nativa na área urbana de Cuiabá, sendo refúgio de pássaros, pequenos mamíferos e inúmeras espécies vegetais (GUARIM & VILANOVA, 2008). As praças públicas também desempenham um importante papel na arborização urbana

(OLIVEIRA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2013 b) como áreas verdes urbanas (GOMES & SOARES, 2003)

É possível conceituar, as áreas verdes urbanas como um local com predomínio de vegetação arbórea em praças, jardins públicos e parques urbanos. As contribuições ecológicas das áreas verdes ocorrem na medida em que os elementos naturais que compõem esses espaços minimizam os impactos decorrentes da urbanização (LOBODA & DE ANGELIS, 2005). As áreas verdes urbanas são de extrema importância para redução da poluição atmosférica, ação purificadora da atmosfera, atuação no equilíbrio solo-planta-atmosfera, atenuação de ruídos, melhoria da estética urbana,

2.2 TROCAS DE RADIAÇÃO E FLUXOS DE ENERGIA EM ÁREAS URBANAS

As áreas urbanas têm complexas trocas de radiação e fluxos turbulentos, porque há diversos elementos que compõem sua superfície e interagem entre si. O fluxo de energia em áreas urbanas é tema de vários estudos (MAITELLI, 2010; SANTOS, 2013; CALLEJAS et al., 2011; ZHOU et al., 2010). Estes estudos visam quantificar as estimativas das perdas e ganhos de massa e energia da superfície em áreas urbanizadas, bem como avaliar o efeito dos remanescente florestais nesses fluxos (LEAL et al., 2014).

Para compreender as mudanças nos fluxos de energia em áreas urbanas, é necessário primeiramente compreender as alterações no balanço de radiação decorrentes da substituição da vegetação nativa por superfícies artificiais com alto potencial de armazenamento de calor. O balanço de radiação é decomposto em radiação de onda curta incidente ($K_{\downarrow}$), radiação de onda longa incidente ($L_{\downarrow}$), radiação de onda curta refletida ($K_{\uparrow}$) e radiação de onda longa emitida ($L_{\uparrow}$) (WHITE et al., 1978; MILLS, 2009).

A radiação de onda curta incidente é atenuada por elevadas concentrações de poluentes na atmosfera urbana (SHEPPARD, 1958; LANDSBERG, 1981; OKE, 1982; ARNFIELD, 2003) e desigualmente distribuída dentro das camadas do dossel urbano devido sombreamento e exposição dos edifícios (CHRISTEN & VOGT, 2004). Os edifícios ao interceptarem a radiação solar direta reduzem a radiação solar

difusa de onda curta e aumentam a reflexão da radiação solar ou emissão de radiação de onda longa da superfície (ARNFIELD, 2003).

A radiação de onda curta refletida é uma função do ângulo de elevação do sol e das características da superfície da cidade (KUTTLER, 2008), que acaba por afetar o albedo (FREY et al., 2007). Destaca-se que, a radiação de onda curta refletida é o termo mais fortemente modificado de todas as componentes da radiação (CHRISTEN & VOGT, 2004), porque o tecido urbano consiste de uma estrutura complexa de blocos de construção, que produzem um mosaico de superfícies iluminadas e sombreadas (FREY et al., 2007). O albedo de superfície é uma medida adimensional de radiação solar refletida pela superfície (HUMMEL & RECK, 1979; SUMNER et al., 2011), representando sua capacidade de reflexão da radiação.

A radiação de onda longa incidente aumenta em áreas urbanas por causa do aumento do calor da atmosfera urbana e/ou da emissividade atmosférica provocada pela presença de partículas e gases poluentes (SUCKLING, 1981; OKE, 1982; ESTOURNEL et al., 1983; CHRISTEN & VOGT, 2004). As partículas em uma atmosfera poluída que absorvem e dispersam a radiação de ondas curtas, também absorvem a radiação de onda longa, criando uma perda de calor na superfície e aquecimento da camada poluída, mas também emitem radiação de onda longa, que arrefece a camada poluída (SHEPPARD, 1958). Por outro lado, a radiação de onda longa reemitida pela superfície é controlada pela temperatura da própria superfície (FREY et al., 2007). Áreas urbanas apresentam maior magnitude de radiação de onda longa reemitida pela superfície que áreas rurais, devido à maior temperatura da superfície e/ou emissividade diferente (CHRISTEN & VOGT, 2004).

O saldo de radiação da superfície é a soma da radiação de ondas curtas e ondas longas de entrada e saída na superfície da Terra que se constitui a base para os fluxos de energia (FREY et al., 2007). Assim, as variações no saldo de radiação entre áreas urbanas e rurais são principalmente devido às diferenças de reflexão de ondas curtas e de diferentes temperaturas da superfície que controlam a reemissão de ondas longas pela superfície (WHITE et al., 1978; OKE et al., 1999; FREY et al., 2007).

O saldo de radiação e a reflexão de ondas curtas tem uma relação inversa, uma vez que quanto maior a redução do albedo maior será o aumento do saldo de radiação e vice-versa (FREY et al. 2007). Então, superfícies claras refletem mais e

absorvem menos energia, enquanto que superfícies escuras refletem menos e absorvem mais energia. Destacamos ainda, que as áreas urbanas possuem maior capacidade de reter calor (GRIMMOND e OKE, 1995; GRIMMOND e OKE, 1999) e menor quantidade de energia destinada à evapotranspiração (ATWATER, 1971). Assim, a maior parte da energia disponível é empregada ao aquecimento do ar e do solo em áreas urbanas. Destaca-se que, como o ambiente urbano é dominado por calor sensível, grandes quantidades de calor são armazenadas no tecido urbano durante o dia e são liberadas durante a noite (OKE et al., 1999).

Dessa forma, as diferenças entre reflexão de ondas curtas e emissão de ondas longas responsáveis pelo saldo de radiação estão relacionadas à quantidade de cobertura vegetal (WHITE et al., 1978), porque as propriedades térmicas, como a capacidade de calor e a condutividade térmica dos tecidos urbanos são diferentes em solos e superfícies com vegetação (OKE, 1987). A vegetação reduz a temperatura do solo pelo sombreamento direto e modifica a divisão do saldo de radiação, aumentando o fluxo de calor latente. A temperatura mais baixa provocada pelo sombreamento da vegetação reduz a radiação de onda longa reemitida pelo solo e folhas, em oposição à radiação de onda longa reemitida por superfícies artificiais (FREY et al., 2007).

Além disso, a alta umidade do solo reduzi a temperatura da superfície e a reemissão da radiação de onda longa pela superfície (SMALL & KURC, 2003). Os autores também relataram que a radiação de onda curta absorvida e o fluxo de calor no solo são insignificamente afetados pela umidade do solo. Seus resultados apontam que, a maior umidade do solo permite maior saldo de radiação, maior energia disponível para os fluxos turbulentos e, geralmente, maior energia disponível para evapotranspiração.

Então, pode-se afirmar que, o balanço de energia da superfície incorpora os efeitos de superfície radiativa e propriedades termodinâmicas, incluindo umidade da superfície e emissividade da superfície (VOOGT & OKE, 2003), cuja compartimentação dos fluxos de calor sensível e latente é uma função da variação do teor de água do solo e da cobertura vegetal (OWEN et al., 1998). Portanto, os balanços de radiação e energia são adequados para separar o clima de áreas urbanas e rurais.

2.3 ESTIMATIVA DE TROCAS RADIATIVAS E ENERGÉTICAS POR SENSORIAMENTO REMOTO

As pesquisas com o intuito de compreender a dinâmica espacial e temporal das trocas radiativas e energéticas são motivadas por causa das mudanças no uso e cobertura do solo. Essas trocas são determinadas pelas características biofísicas da superfície (GOMES et al., 2013), e a sua quantidade é determinada pela energia disponível decorrente do saldo das trocas radiativas de ondas curtas e longas. Os processos radiativos e energéticos na superfície interferem significativamente na redistribuição de umidade e calor no solo e na atmosfera, que por sua vez afetam o tempo e o clima (BASTIAANSEN et al., 1998; ROERINK et al., 2000).

Nesse sentido, técnicas de sensoriamento remoto têm se mostrado como uma alternativa com boa acurácia e baixo custo para estimativa das trocas radiativas e energéticas na superfície em escala regional (MACHADO et al., 2014). Portanto, essas técnicas permitem monitorar em escala regional o particionamento de energia e os ciclos de carbono e água com baixos custos operacionais e maior aquisição de dados espaciais e temporais (COURAULT et al., 2005; ALLEN et al., 2011; MU et al., 2011), o que a torna uma poderosa ferramenta para obtenção de informações sobre manejo de recursos naturais, tais como água, solo e vegetação (BRAGA et al., 2009).

Um dos proeminentes algoritmos usados no sensoriamento remoto é o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), proposto por Bastiaanssen (1995), que tem obtido boa acurácia em diferentes aplicações (BASTIAANSEN et al., 2000; BASTIAANSEN et al., 2005; ALLEN et al., 2007; WANG et al., 2009; JUN et al., 2011; GUSMÃO et al., 2012), e tem viabilidade econômica por usar imagens de satélite e dados de superfície (BASTIAANSEN et al., 2005; ALLEN et al., 2007). A determinação do balanço de energia pelo SEBAL envolve: (i) quantificar a energia líquida (R_n) dos fluxos das radiações de onda curta e de onda longa recebida e emitida pela superfície; e (ii) estimar os fluxos calor sensível (H), calor latente (LE) e calor no solo de utilização da radiação líquida disponível na superfície terrestre (LIU, 2007).

Além do conhecimento de R_n , o SEBAL ainda tem como produtos índices de vegetação (NDVI e SAVI), índice de área foliar, albedo e temperatura radiométrica da superfície que contribui para análises espaciais e temporais das mudanças na cobertura do solo devido a perturbações naturais ou antrópicas.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

O Município de Cuiabá ($15^{\circ}35' \text{ S}$ e $56^{\circ}06' \text{ W}$) possui população estimada em 551. 480 habitantes (IBGE, 2010), tem extensão territorial de 2.730 km^2 e está situado na porção centro-sul do Estado de Mato Grosso (CUIABÁ, 2007). A área urbana (Figura 1) com aproximadamente 530 ha está localizada no sul do município, à margem esquerda do rio Cuiabá que é afluente do rio Paraguai (ROSS & SANTOS, 1982). Os seguintes municípios fazem limites com Cuiabá: Acorizal, Rosário Oeste, Chapada dos Guimarães, Santo Antônio de Leverger e Várzea Grande, que faz divisa urbana com Cuiabá.

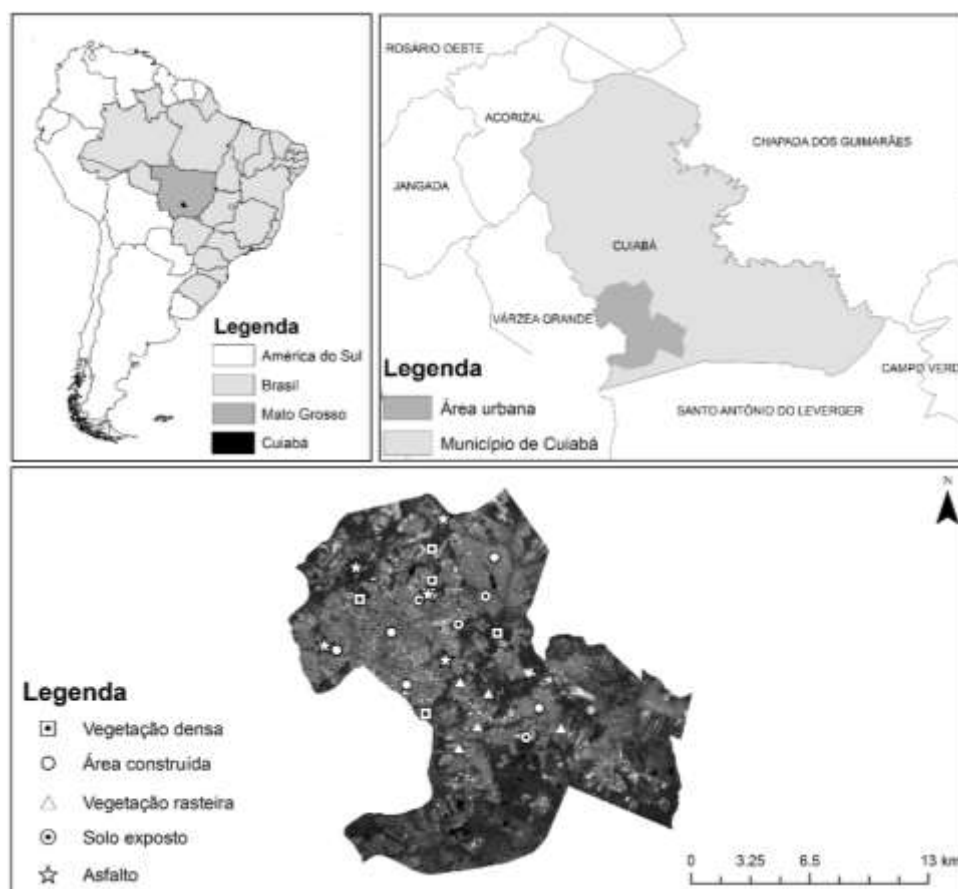


Figura 1 – Localização de Cuiabá, MT, Brasil. Distribuição dos diferentes pontos de coleta de dados por uso e ocupação do solo no perímetro urbano de Cuiabá.

O clima regional é Aw de acordo com a classificação de Köppen-Geiger (PEEL et al., 2007), que representa um clima tropical semi-úmido (BRASIL, 1997). A média anual de precipitação é de 1335 mm e seu regime apresenta dois períodos distintos, um chuvoso de outubro a abril e um seco de maio a setembro (CHIARANDA et al., 2012). A temperatura média anual varia de 24° a 26° C (BIUDES et al., 2012). O relevo varia de plano a suavemente ondulado com declive inferior a 5% (CASTRO JR., 1990). A cobertura vegetal é constituída por remanescentes de cerrado, cerradão, matas ciliares e por vegetação introduzida cultivadas em quintais e praças (GUARIM NETO, 1991).

3.2 MEDIDAS MICROMETEOROLÓGICAS E DADOS ORBITAIS

Os dados de precipitação, radiação solar global temperatura e umidade do ar utilizados para caracterização microclimática foram obtidos da estação meteorológica localizada na Fazenda Experimental da UFMT (15°47'11"S - 56°04'47"O) localizada no município de Santo Antônio de Leverger à 33 km de Cuiabá, Mato Grosso, Brasil. A estação micrometeorológica estava equipada com um saldo radiômetro (Net Radiometer, Kipp & Zonen Delft, Inc., Holland), a radiação solar incidente através de um piranômetro (LI-200, Campbell Sci, Inc., USA) e dois termohigrômetros (HMP 45 C, Vaisala, Inc., Helsinki, Finland).

Os dados de entrada do SEBAL (velocidade do vento, radiação solar, temperatura e umidade do ar) foram obtidos de uma torre micrometeorológica localizada na Fazenda Miranda (15°43'53,6" S - 56°04'18,7 O) à 15 km de Cuiabá, MT, Brasil. A torre estava equipada com termohigrômetro (HMP45AC, Vaisala, Inc., Woburn, MA, USA), anemômetros modelo (014A MET-ONE WIND SPEED SENSOR, Campbell Scientific) e piranômetro (LI200X, LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA). Os equipamentos conectados em uma bateria eram alimentados por um painel solar (SP65, Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com 65 W de potência. Os dados coletados foram processados e armazenados por um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah), com médias de 15 minutos.

As imagens do sensor TM do satélite Landsat 5 utilizadas foram da órbita 226

e ponto 71 dos dias 16/04, 03/06, 21/07, 06/08, 07/09, 09/10, 10/11 de 2009. As imagens foram obtidas da plataforma Earth Explorer do Serviço Geológico dos Estados Unidos, disponível em [http://earthexplorer.usgs.gov/]. A correção atmosférica das imagens foi realizada a partir de uma equação linear múltipla em função da emissividade da superfície e da temperatura da superfície não corrigida. Essa equação linear foi estimada pela atenuação da banda termal pela atmosfera com auxílio do software MODTRAN 5.0.

Foram selecionado cinco pontos com nove pixels por tipo de uso de solo sendo eles: Vegetação Densa (VD), Vegetação Rasteira (VR), Área Construída (AC), Asfalto (AS) e Solo Exposto (SE) (figura 1). As bandas do sensor TM abordo do satélite Landsat-5 possuem resolução de 30 metros, ou seja, cada pixel possui 30 metros x 30 metros, com exceção da termal (banda 6), cujo a resolução espacial é de 120 metros. (Figura 2).

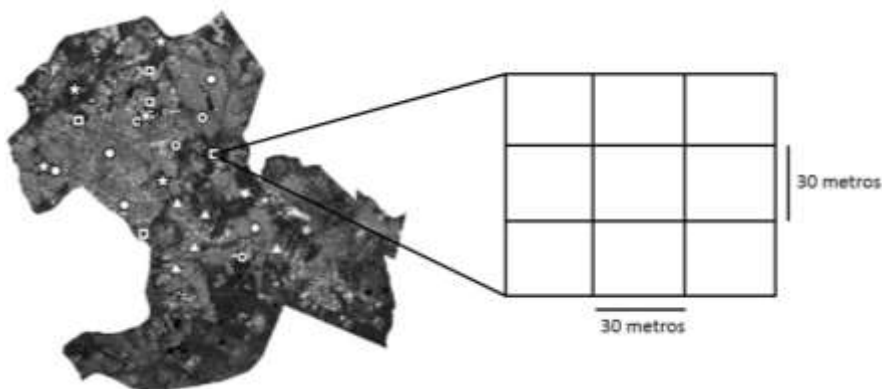


Figura 2 – Organização dos pixels amostrados na área urbana de Cuiabá – Mato Grosso.

3.3 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

A evapotranspiração utilizada na caracterização microclimática foi calculada de acordo com a metodologia da FAO 56 (ALLEN et al., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad \text{Eq. (1)}$$

onde ET_0 é a evapotranspiração de referência (mm.dia^{-1}), Rn é o saldo de

radiação ($\text{MJ.m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2} \cdot \text{dia}^{-1}$), T é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$), u_2 é a velocidade do vento a 2 metros de altura (m.s^{-1}), e_s é a pressão de saturação de vapor (kPa), e_a pressão atual de vapor, Δ é inclinação da curva de pressão de vapor e γ é a constante psicrométrica.

3.4 PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE ESTIMADOS PELO SEBAL

O SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land), proposto por Bastiaanssen (1995), é dividido em etapas conforme Figura 3.

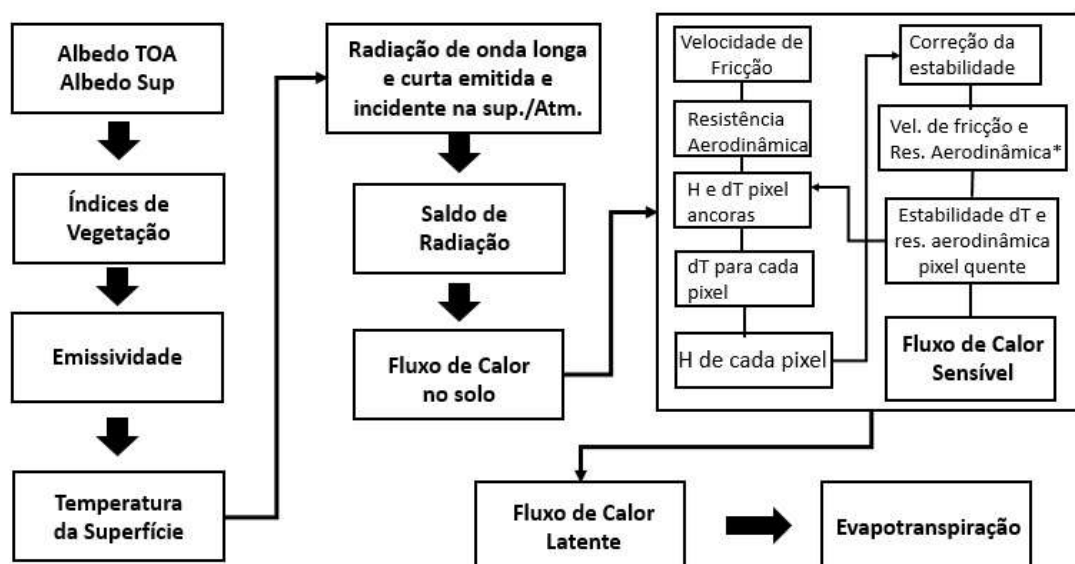


Figura 3 - Fluxograma ilustrando as etapas de processamento do Algoritmo SEBAL.

3.4.1 ALBEDO PLANETÁRIO

Albedo planetário ou não ajustado a transmissividade atmosférica pode ser obtido pela seguinte equação por Allen et al. (2002) que combina linearmente as refletâncias monocromáticas.

$$\alpha_{toa} = \sum (w_{\lambda} \rho_{\lambda i}) \quad \text{Eq. (2)}$$

onde $\rho_{\lambda i}$ é a refletância em cada banda, sendo w_{λ} obtido pela razão entre a constante solar de cada banda e o somatório de todas as constantes.

$$w_{\lambda} = \frac{k_{\lambda}}{\sum k_{\lambda}} \quad \text{Eq. (3)}$$

3.4.2 ALBEDO DA SUPERFÍCIE

Devido à influência da atmosfera, para o cálculo do albedo da superfície é necessário uma correção levando em consideração a transmissividade da atmosfera, utilizando assim a seguinte equação (ALLEN et al., 2002; CHAVES et al., 2009; LEITE & BRITO 2013;).

$$\alpha_{sup} = \left(\frac{\alpha_{toa} - \alpha}{\tau_w^2} \right) \quad \text{Eq. (4)}$$

onde α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera. α corresponde a radiação solar refletida pela atmosfera, sendo considerada 0,01 (ALLEN et al., 2002; CHAVES et al., 2009). τ_w é a transmissividade atmosférica considerando o céu claro e condições relativamente secas, obtida pela seguinte equação (ALLEN et al., 2002):

$$\tau_w = 0,75 + 2 \times 10^{-5} z \quad \text{Eq. (5)}$$

3.4.3 ÍNDICES DE VEGETAÇÃO

O índice de vegetação por diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) é a razão das diferenças de refletividade para a banda do infravermelho próximo (ρ_4) e a banda vermelha (ρ_3) a sua soma (ALLEN et al., 2002) utilizado por Bezerra et al., (2011).

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad \text{Eq. (6)}$$

onde ρ_4 e ρ_3 correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do sensor TM Landsat 5.

O SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) é um índice que tenta reduzir os efeitos de fundo no solo no NDVI de modo que os impactos da umidade do solo são reduzidos no índice. Sendo obtido pela seguinte equação (HUERTE, 1988; ALLEN et al., 2002):

$$\text{SAVI} = \left(\frac{(1 + L)(\rho_4 - \rho_3)}{L + \rho_4 + \rho_3} \right) \quad \text{Eq. (7)}$$

onde L é uma constante de ajuste, neste trabalhou o valor utilizado foi 0,1. O índice de área foliar (IAF) é a razão da área total de todas as folhas de uma planta para a área do solo, representada pela planta. Obtida pela seguinte equação:

$$IAF = \frac{-\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \quad \text{Eq. (8)}$$

3.4.4 EMISSIVIDADE

A introdução da emissividade de cada pixel (ϵ_{NB}) se faz necessário tendo em vista que o mesmo não emite radiação eletromagnética da mesma maneira que um corpo negro. Dessa maneira, deve-se incluir a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal (ϵ_{NB}) de 10,4 – 12,5 μm . No computo da radiação de ondas longas emitidas se considera a emissividade no domínio da banda larga (ϵ_0) de 5 – 100 μm . As emissividades ϵ_{NB} e ϵ_0 podem ser obtidas, para $NDVI > 0$ e $IAF < 3$ utilizando a seguinte equação: (ALLEN et al., 2002; DI PACE et al., 2008).

$$\epsilon_{NB} = 0,97 + 0,0033 \cdot IAF \quad \text{Eq. (9)}$$

$$\epsilon_0 = 0,95 + 0,01 \cdot IAF \quad \text{Eq. (10)}$$

Para $IAF \geq 3$ considera-se $\epsilon_{NB} = 0,98$ e $\epsilon_0 = 0,98$ e para corpos de água ($NDVI < 0$) $\epsilon_{NB} = 0,99$ e $\epsilon_0 = 0,985$, segundo recomendações de Allen et al. (2002).

3.4.5 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE

A temperatura da superfície (T_s) foi calculada utilizando a equação de Plank modificada, utilizada radiância espectral da banda termal $L_{\lambda 6}$ e a emissividade ϵ_0 obtida na etapa anterior. Calculamos T_s em Kelvin (K) utilizando a seguinte equação (ALLEN et al., 2002; IDEIÃO et al., 2008):

$$T_s = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{\epsilon_{NB} K_1}{L_{\lambda,6}} + 1\right)} \quad \text{Eq. (11)}$$

onde $K_1 = 607,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ e $K_2 = 1260,76 \text{ Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ são constantes de calibração da banda termal do fornecida pelo sensor TM Landsat 5 (ALLEN et al., 2002; IDEIÃO et al., 2008).

3.4.6 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMITIDA PELA SUPERFÍCIE

A radiação de onda longa emitida pela superfície $R_{L\uparrow}$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) pode ser

calculada com o uso da equação de Stefan-Boltzman (ALLEN et al., 2002).

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad \text{Eq. (12)}$$

em que ε_0 é a emissividade de cada pixel, σ é a constante de Stefan-Boltzman ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_s é a temperatura da superfície (K).

3.4.7 RADIAÇÃO DE ONDA CURTA INCIDENTE NA SUPERFÍCIE

A radiação de onda curta incidente na superfície $R_{s\downarrow}$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) é o fluxo de radiação solar direta ou difusa que chega a superfície. Podendo ser obtida pela seguinte equação (IDEIÃO et al., 2008).

$$R_{s\downarrow} = S \cdot \cos Z \cdot d_r \cdot \tau_{sw} \quad \text{Eq. (13)}$$

onde S é a constante solar (1367 W m^{-2}), Z é ângulo zenital solar, d_r é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica obtida segundo Allen et al., (2007).

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{K_t \cos Z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos Z} \right)^{0,4} \right] \quad \text{Eq. (14)}$$

onde P é a pressão atmosférica (kPa); W a água precipitável na atmosfera (mm); Z o ângulo zenital do Sol; K_t é o coeficiente de turbidez ($0 < K_t < 1$) em que $K_t = 1$ para o ar limpo e $K_t = 0,5$ para turbidez extrema e poeira (ALLEN et al., 2007). P pode ser obtido utilizando a seguinte equação (ALLEN et al., 2007):

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad \text{Eq. (15)}$$

onde 293 = temperaturas do ar padrão em (K), e z = elevação acima do nível do mar (m). W (mm) é calculado usando medidas ou estimativas de vapor perto da superfície a pressão de uma estação meteorológica representante a partir da seguinte equação (ALLEN et al., 2007):

$$W = 0.14e_a P_{air} + 2.1 \quad \text{Eq. (16)}$$

onde e_a pressão de vapor próxima à superfície (kPa).

3.4.8 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA SUPERFÍCIE

A radiação de onda longa incidente pela atmosfera pode ser obtida utilizando a equação de Stefan-Boltzmann considerando-se a emissividade da atmosfera (ε_a), segundo Allen et al., (2002).

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad \text{Eq. (17)}$$

onde ε_a é obtida utilizando a seguinte equação:

$$\varepsilon_a = 0,85(\ln T_{sw})^{0,09} \quad \text{Eq. (18)}$$

onde T_{sw} é a transmissividade atmosférica já calculada em etapas anteriores.

3.4.9 SALDO DE RADIAÇÃO

Para o cálculo do saldo de radiação utilizou-se a equação do balanço de radiação à superfície:

$$R_n = R_{s\downarrow} (1 - \alpha_{sup}) - R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} - (1 - \varepsilon_o)R_{L\downarrow} \quad \text{Eq. (19)}$$

onde $R_{s\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente, α_{sup} é o albedo corrigido de cada pixel, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_o é a emissividade de cada pixel.

3.4.10 FLUXO DE CALOR NO SOLO

O fluxo de calor no solo G (Wm^{-2}) foi estimado utilizando a temperatura, albedo de superfície, NDVI e R_n . Como podemos observar na equação proposta por Bastiaansen (2000) o fluxo de calor no solo é dependente da cobertura e ocupação do solo, haja vista que é estimado em função do NDVI (BEZERRA et al., 2008).

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad \text{Eq. (20)}$$

onde T_s é temperatura de superfície, α é albedo de superfície, NDVI é índice de vegetação por diferença normalizada e R_n é saldo de radiação.

3.4.11 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

O fluxo de calor sensível é uma variável fundamental no cálculo do balanço de energia, sendo para Bezerra et al. (2008) considerada o cerne do SEBAL. A estimativa dessa variável é feita com base em um processo iterativo em que o comprimento de Monin-Obukhov L (m) é utilizado para obter-se funções de correções que permitiram corrigir a resistência aerodinâmica ao transporte de calor sensível. Esse processo leva em consideração a velocidade do vento e um gradiente de temperatura de superfície segundo expressa Bastiaanssen et al. (1998).

$$H = \rho c_p \frac{(a + bT_s)}{r_{ah}} \quad \text{Eq. (21)}$$

onde ρ é a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante ($1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), T_s é a temperatura da superfície, r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (sm^{-1}), admitindo-se a condição de estabilidade atmosférica, obtida pela seguinte equação (BASTIAANSEEN 1998; ALLEN et al., 2002; BEZERRA et al., 2008).

$$r_{ah} = \frac{\ln(\frac{z_2}{z_1})}{u_* \cdot k} \quad \text{Eq. (22)}$$

onde u_* é a velocidade de fricção (ms^{-1}), k é a constante de von Karman (0,41), z_1 Para se calcular a u_* é necessário definir o coeficiente de rugosidade ao transporte de momentum do local (z_{om}) dado em função do SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) segunda a equação de Bastiaanssen (2000).

$$z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62\text{SAVI}) \quad \text{Eq. (23)}$$

Usando o perfil logaritmo do vento com a atmosfera em condição neutra obtemos o u_* :

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln(\frac{z}{z_{om}})} \quad \text{Eq. (24)}$$

onde u_x é a velocidade do vento na altura z e z_{om} é o coeficiente de rugosidade estimado na etapa anterior. A determinação de u_x ocorre a níveis da atmosfera, onde o efeito da rugosidade da superfície não influencia a velocidade do vento. Bezerra et al., (2008) considerou a altura de 100 m. Admitindo-se essas condições podemos aplicar a seguinte equação para estimar a velocidade do vento na altura z .

$$u_x = \frac{ku_x}{\ln(\frac{100}{z_{om}})} \quad \text{Eq. (25)}$$

Para estimar a diferença de temperatura (dT) utilizou-se as informações dos pixels ancoras em uma relação linear com a temperatura da superfície (T_s) pela seguinte equação (ALLEN et al., 2002):

$$dT = a + bT_s \quad \text{Eq. (26)}$$

onde a e b são coeficientes obtidos a partir dos pixels “âncoras” e T_s é a temperatura da superfície dos respectivos pixels. a e b são coeficientes obtidos da diferença da temperatura entre dois níveis z_1 e z_2 (Geralmente considera-se 0,1m e 2,0 m) de pixel denominados “âncoras”, sendo um “frio” onde se admite que há ausência de calor sensível, e um “quente”, onde se admite que há ausência de calor latente.

Os valores de H estimados servem como valores iniciais no processo iterativo, onde foi aplicado o comprimento de Monin-Obukhov (L) para identificar a condição da atmosfera em função do fluxo de calor sensível, velocidade de fricção e temperatura de superfície de cada pixel.

$$L = \frac{\rho C_p u_*^3 T_s}{KgH} \quad \text{Eq. (27)}$$

onde ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, u_* é a da velocidade de fricção, T_s é a temperatura de superfície, g é o módulo do campo gravitacional terrestre e H é a densidade de fluxo de calor sensível estimada considerando a condição de neutralidade da atmosfera. Para $L < 0$, a atmosfera é considerada instável, se $L > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L = 0$ a atmosfera é considerada neutra.

3.4.12 FLUXO DE CALOR LATENTE E EVAPOTRANSPIRAÇÃO

No SEBAL a estimativa do fluxo de calor latente é feito como residual da equação do balanço de energia, tendo em vista que os outros componentes já foram estimados em etapas anteriores. Foi calculado o fluxo de calor latente pela seguinte equação:

$$LE = Rn - G - H \quad \text{Eq. (28)}$$

onde Rn é o saldo de radiação, G é o fluxo de calor no solo e H é o fluxo de calor sensível. O LE instantâneo foi estimado pelo resíduo da equação do balanço de energia (Equação 28) e o fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) foi estimado pela equação (29).

$$LE_{24h} = FE_i Rn_{24h} \quad \text{Eq. (29)}$$

em que FE_i é a fração evaporativa instantânea (Equação 30) e Rn_{24h} é o saldo de

radiação diário (W m^{-2}) estimado pela Equação (31).

$$FE_i = \left(\frac{LE}{Rn - G} \right) = FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{Rn_{24h}} \quad \text{Eq. (30)}$$

$$Rn_{24h} = Rs_{24h}(1 - \alpha) - 110\tau_{24h} \quad \text{Eq.(31)}$$

em que FE_{24h} é a fração evaporativa diária, a qual foi igualada à FE_i (ALLEN et al., 2011; BASTIAANSSEN et al., 2000), Rs_{24h} é a radiação solar incidente diária (W m^{-2}) e τ_{24h} é a transmissividade diária da atmosfera (ALLEN et al., 2002).). A evapotranspiração diária (ET_{24h}) foi estimada por meio da equação:

$$ET_{24h} = \frac{(LE_{24h} \times 86,4)}{2450} \quad \text{Eq.(32)}$$

4. RESULTADOS

4.1 MICROCLIMA

A precipitação mensal variou de 13,40 a 364,34 mm em 2009 (Figura 2A). A estação seca (abril a setembro) apresentou os meses com menor precipitação. A precipitação anual foi 1686,90 mm com 87% do total durante a estação chuvosa.

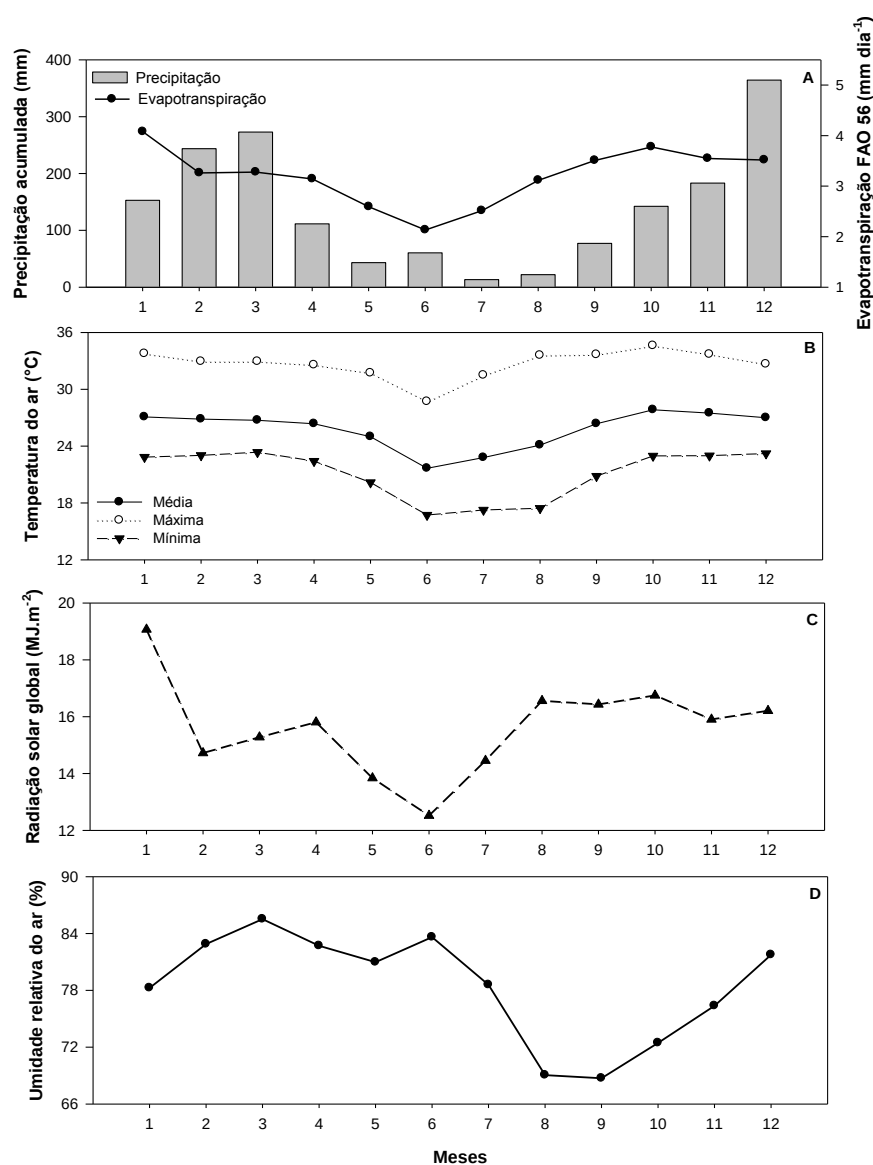


Figura 4 – Precipitação mensal acumulada e evapotranspiração média mensal (A), média mensal da temperatura média, mínima e máxima do ar (B), média mensal da

radiação solar global (C), e média mensal da umidade relativa do ar (D) em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009.

A evapotranspiração média diária foi 3,2 mm, com mínima de 2,1 mm dia⁻¹ em junho e máxima de 4,1 mm dia⁻¹ em janeiro (Figura 2A). A temperatura média anual do ar foi 25,8°C, com mínima de 21,7°C em junho e máxima de 27,8°C em outubro (Figura 2B). A temperatura mínima variou de 17,3 a 23,4°C e a máxima de 18,7 a 34,6°C. A radiação solar média anual foi 15,6 MJ m⁻², com mínima de 12,5 MJ m⁻² em junho e máxima de 19,1 MJ m⁻² em janeiro (Figura 2C). A umidade relativa do ar média anual foi 78,4%, com mínima de 68,7% em setembro e máxima de 85,5% em março (Figura 2D).

4.2 VARIABILIDADE TEMPORAL DAS ESTIMATIVAS POR USO DO SOLO

A temperatura da superfície e o saldo de radiação não apresentaram diferenças significativas entre os tipos de uso e ocupação do solo (Figura 3A,C). Por outro lado, o albedo da superfície no solo exposto foi significativamente maior que dos demais tipos de uso do solo (Figura 3B). As áreas de vegetação densa e rasteira apresentaram valores significativamente maiores de NDVI do que das áreas alteradas por construção, asfalto e solo exposto (Figura 3D).

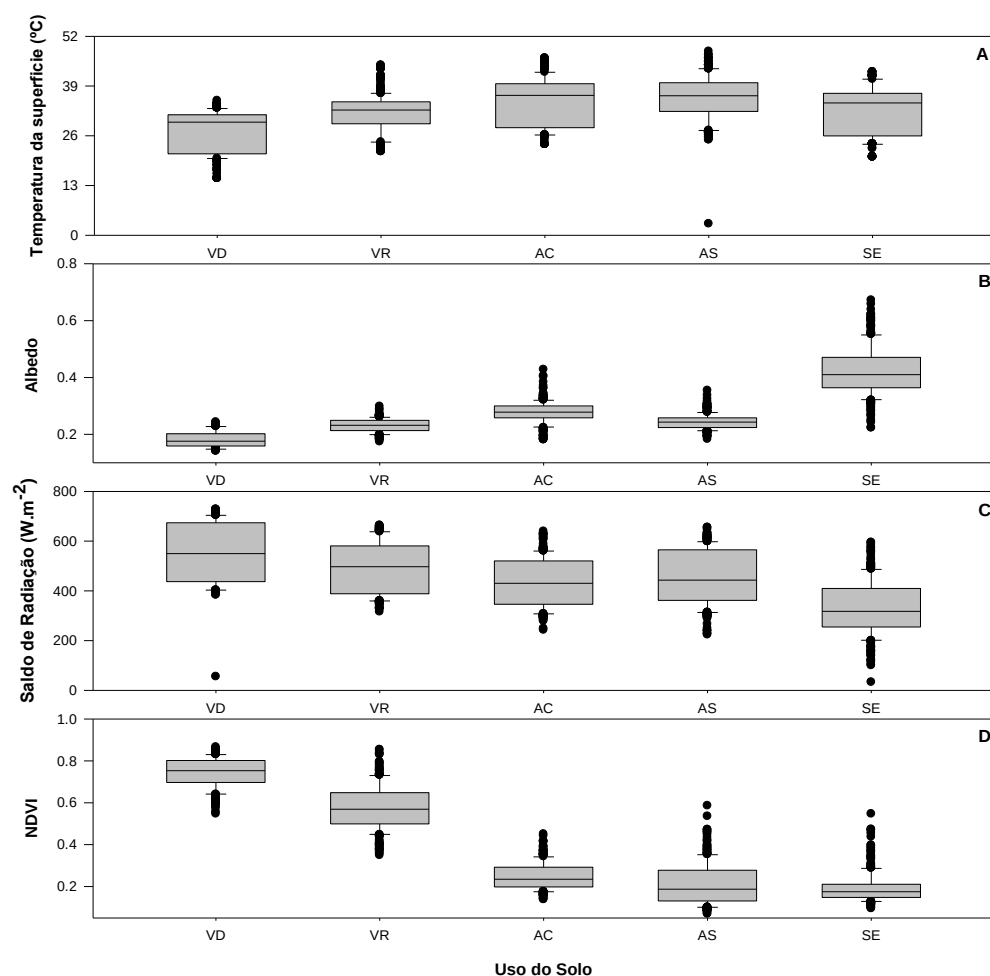


Figura 5 – Variação da temperatura da superfície (A), albedo (B), saldo de radiação (C) e NDVI (D) por uso do solo em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto.

Não houve diferença significativa nos valores de fluxo de calor sensível entre os tipos de uso do solo, mas os maiores valores ocorreram nas áreas alteradas por construção e solo exposto passando a $393,4 W.m^{-2}$ (Figura 4A). Por outro lado, as áreas de vegetação densa apresentaram valores significativamente maiores de calor latente e evapotranspiração, chegando a $552,5 W.m^{-2}$ e 5,7 mm, respectivamente, em relação as áreas alteradas por construção, asfalto e solo exposto, que não ultrapassaram $260 W.m^{-2}$ e 3,6 mm. (Figura 4B,C).

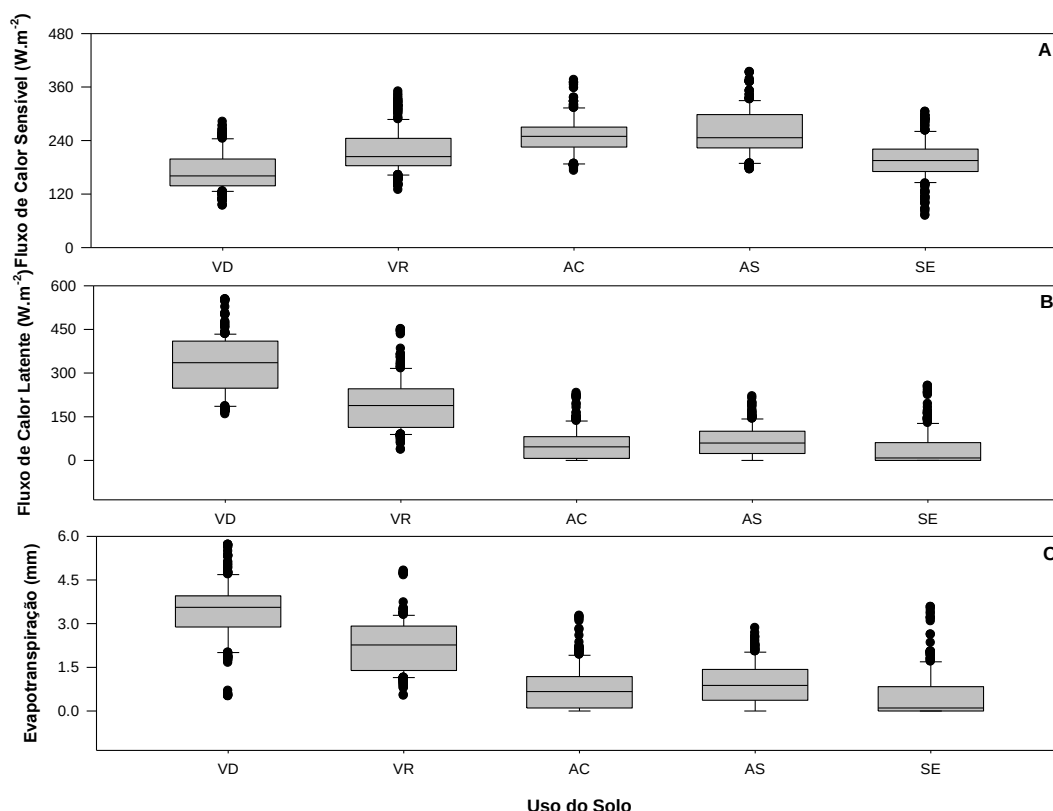


Figura 6 – Variação dos fluxos de calor sensível (A), latente (B) e de evapotranspiração (C) por uso do solo em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto.

Não houve diferença significativa nos valores de temperatura da superfície entre as estações por uso do solo (Figura 5A), mas a estação chuvosa temperatura foi 7,2% maior do que a estação seca na vegetação densa, 4,2% na área construída, 11,4% solo exposto e 6,1% no asfalto. O albedo da superfície não apresentou diferença significativa entre as estações por uso do solo (Figura 5B), mas o albedo na estação chuvosa foi 13,7% maior do que a estação seca em vegetação densa, 3 % maior no solo exposto e 6,6% maior em área construída.

Os valores de saldo de radiação foram significativamente maiores na estação chuvosa do que na seca em todos os tipos de usos do solo (Figura 5C), sendo 29,8% maior na estação chuvosa do que na seca em vegetação densa, 30,2% maior na vegetação rasteira, 30% maior na área construída, 37,5% maior no solo exposto e 31,9% maior no asfalto. O NDVI não apresentou diferença significativa entre as estações por uso do solo (Figura 5D), mas a estação chuvosa foi 8% maior do que na estação seca em vegetação densa e 7,9% maior na vegetação rasteira.

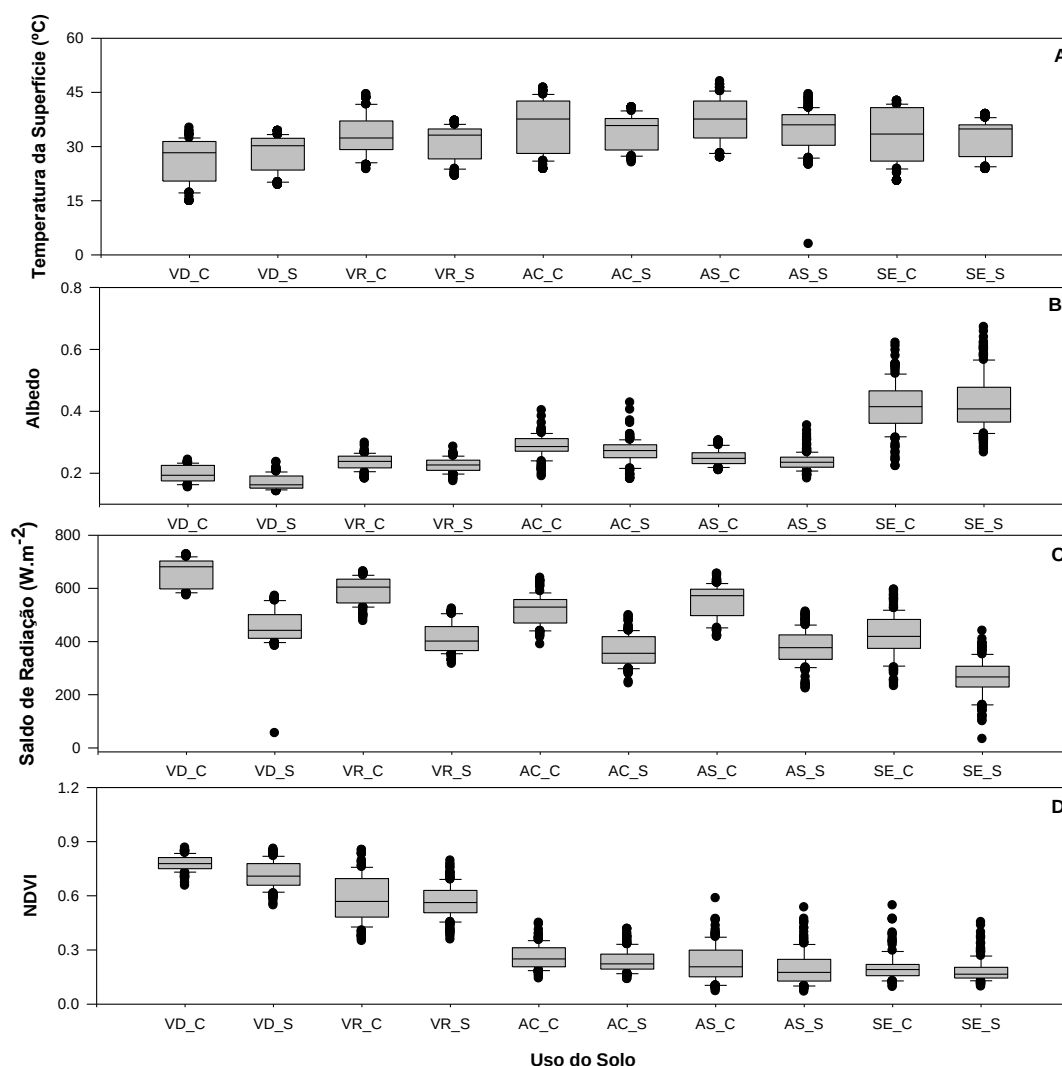


Figura 7 – Variação sazonal da temperatura de superfície (A), albedo (B), saldo de radiação (C) e NDVI (D) por uso do solo em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto. _C = estação chuvosa. _S = estação seca.

Não houve diferença significativa nos valores de fluxo de calor sensível entre as estações por uso do solo (Figura 6A), mas o fluxo de calor sensível foi 15% maior na estação chuvosa do que na seca na vegetação densa, 20,6% maior na área construída, e 24,8% maior no asfalto. Houve diferença entre as estações apenas na vegetação densa (Figura 6B), onde os valores da estação chuvosa foi 39,8% maior do que da estação seca. A evapotranspiração não apresentou diferença significativa de valores entre as estações por uso do solo (Figura 6C), mas a evapotranspiração foi 23,9% maior na estação chuvosa do que na estação seca na vegetação densa, 59,9% maior na área construída e 80,5% maior no solo exposto.

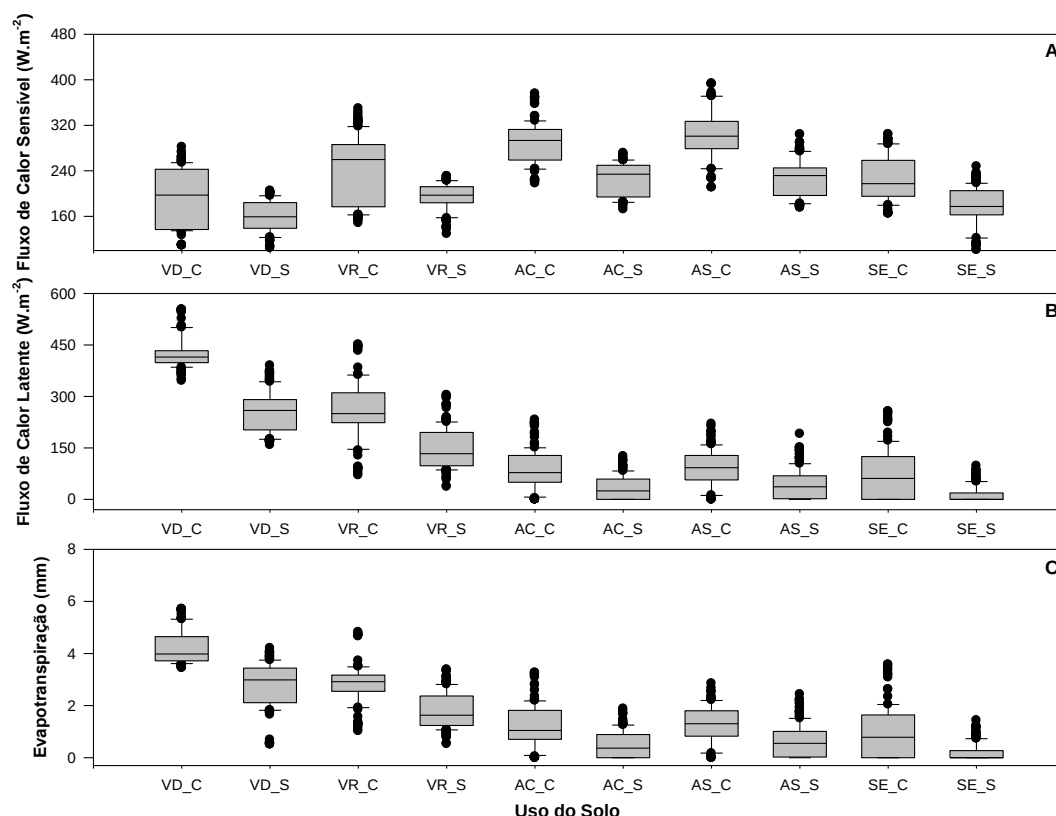


Figura 8 – Variação sazonal dos fluxos de calor sensível (A), latente (B) e de evapotranspiração (C) por uso do solo em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009. VD = Vegetação Densa. VR = Vegetação Rasteira. AC = Área Construída. AS = Asfalto. SE = Solo Exposto. _C = estação chuvosa. _S = estação seca.

4.3 RELAÇÕES ENTRE AS ESTIMATIVAS

O aumento do NDVI provocou uma diminuição no albedo da superfície nas estações chuvosa e seca, sendo maiores valores de albedo da superfície para solo exposto e menores para vegetação densa (Figura 7A,B). O aumento do albedo da superfície provocou uma redução no saldo de radiação nas estações chuvosa e seca, com maiores valores de saldo de radiação para a vegetação densa e menores para solo exposto (Figura 7C,D). O aumento do NDVI provocou um aumento no fluxo de calor latente (Figura 7E,F), e consequentemente um aumento na evapotranspiração (Figura 7G,H), sendo os maiores valores de fluxo de calor latente e evapotranspiração na vegetação densa e os menores em áreas antropizadas. As mudanças entre as estimativas seguiram o padrão de alterações do uso do solo de áreas naturais (vegetação densa) para áreas alteradas (asfalto), ou seja, áreas naturais possuem maiores fluxos de radiativos e de calor latente e menor albedo, enquanto que áreas alteradas apresentaram maiores fluxos de calor sensível, maior albedo da

superfície e menor NDVI.

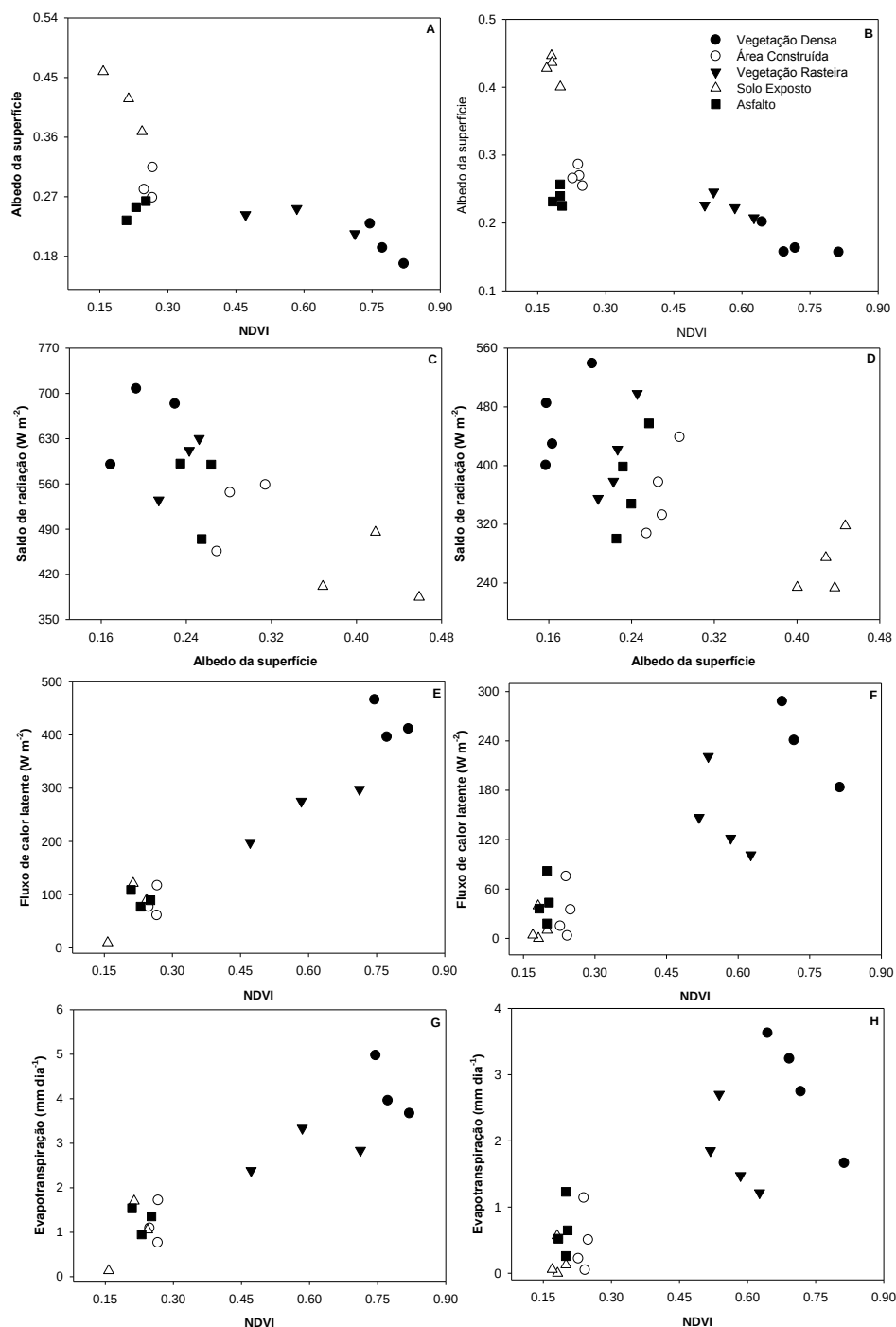


Figura 9 – Relação entre NDVI e albedo da superfície na estação chuvosa (A) e seca (B), entre albedo da superfície e saldo de radiação na estação chuvosa (C) e seca (D), entre NDVI e fluxo de calor latente na estação chuvosa (E) e seca (F), e entre NDVI e evapotranspiração na estação chuvosa (F) e seca (G) em Cuiabá, Mato Grosso, em 2009.

5. DISCUSSÃO

5.1 CARACTERIZAÇÃO MICROCLIMÁTICA

As tendências sazonais de precipitação, radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar foram compatíveis com a climatologia regional (BIUDES et al., 2015), mesmo com a escala temporal de 12 meses. A estação seca teve índices pluviométricos baixos, o que é consistente com a duração de 4-5 meses da estação seca na região (BIUDES et al., 2009, 2012; DANELICHEN et al., 2013; BIUDES et al., 2014). Os menores valores de radiação solar foram obtidos na estação seca devido efeito combinado do fator astronômico, observado pela declinação negativa, e a ocorrência de maior concentração de aerossóis oriundos da queima de biomassa (REYNOLDS et al., 1975; LI et al. 1995; HILKER et al. 2012).

Ressalta-se que, o padrão sazonal do clima regional é controlado por sistemas atmosféricos tropical e subtropical (ALVES, 2009). A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é responsável por eventos extremos de precipitação na estação chuvosa e está associada a uma saída convergente de umidade da Amazônia que passa por Mato Grosso em direção ao Sudeste do Brasil (REBOITA et al., 2010). Por outro lado, a ausência da ZCAS pode causar supressão da chuva e longos períodos de seca (CARVALHO & JONES, 2009). Durante a estação seca, a convecção e precipitação são suprimidas devido à saída anticiclônica a partir de um sistema de alta pressão de nível superior denominado de “Alta da Bolívia” (HARDY et al., 1998).

A “Alta da Bolívia” é gerada a partir de um forte aquecimento convectivo (liberação de calor latente) da atmosfera durante os meses de verão na Amazônia (ALVES, 2009). Como consequência dessa circulação anticiclone, uma região de baixa pressão é formada nos baixos níveis da atmosfera, e a convergência de ar ocorre (VIRJI, 1981), causando o período de seca no Centro-Oeste (KOUSKY & KAYANO, 1994). Além disso, há ondas de frio provocadas por surtos de ar polar durante o inverno (maio-agosto) com baixas temperaturas em latitudes médias, que

afetam o sul do Brasil, com o arrefecimento considerável no centro e no norte da Amazônia (PARMENTER, 1976; MARENGO et al., 1997).

5.2 COMPARAÇÃO DAS ESTIMATIVAS COM OUTRAS PESQUISAS

A diferença média entre a temperatura da superfície (T_s) das áreas nativas para as áreas modificadas passou dos 8°C. As áreas vegetadas apresentaram T_s mais estáveis e as antropizadas temperaturas mais extremas. Indicando que: (i) a importância da vegetação na regulação da T_s em áreas urbanas. (ii) a magnitude do impacto causado pela substituição de áreas nativas em áreas urbanas.

A urbanização aumentou o albedo da superfície devido ao maior poder de reflexão dos materiais que constituem as áreas urbanas, sendo que esses materiais substituíram áreas outrora vegetadas, levando a diminuição do índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI). Esse processo comprometeu a quantidade de energia disponível no sistema urbano, bem como na dinâmica dos componentes do balanço de energia.

As estimativas da temperatura da superfície (T_s) e sua distribuição em áreas urbanizadas são corroboradas por outros estudos já realizados em outras áreas urbanas, como em Várzea Grande (CALLEJAS et al., 2011), Recife (OLIVEIRA et al., 2013), Londrina (GAMARRA et al., 2014) e em Manaus (SANTOS & LIMA, 2013). Em Várzea Grande a temperatura da superfície máxima foi de 41,46°C em 2007 (CALLEJAS et al., 2011). Nos municípios de Jaíba e Matias Cardoso em Minas Gerais foram encontrados maiores valores de temperatura da superfície em áreas de solo exposto e de vegetação rala chegando a 40,41°C (VELOSO 2014).

Maiores temperaturas da superfície em áreas urbanas é justificado por esses ambientes converterem maior parte da energia disponível em calor sensível. Esse fenômeno é ocasionado por diversos fatores, sendo eles: (i) menor quantidade de massa vegetal no tecido urbano; (ii) alta impermeabilização do solo, maximizando o escoamento da água para galerias fluviais, diminuindo a quantidade de água retida no solo; (iii) elevada presença de materiais com grande potencial de retenção calorífico, tais como, asfalto, concreto e telhados (MAITELLI 2010).

Para região amazônica os valores de albedo da superfície encontrados foram

inferiores quando comparados aos do presente estudo, sendo 0,13 a 0,15 para floresta amazônica e 0,17 a 0,22 para pastagem (QUERINO et al., 2006). Os valores de albedo da superfície deste estudo foram semelhantes aos encontrados em uma cultura de cana-de-açúcar (SILVA et al., 2010) e em vegetação ciliar em Cerrado (FAUSTO et al., 2014).

Os maiores valores de albedo em florestas densas como na Amazônia é dado pela alta capacidade dessas áreas em absorver energia e utiliza-la para a evapotranspiração. A composição estratificada das folhas, a presença de sub-bosque e maior umidade no solo são fatores que podem contribuir para os baixos valores de albedo de superfície dessas áreas (BIUDES et al., 2013).

Para áreas antropizadas os valores de albedo da superfície foram maiores que os encontrados no semiárido brasileiro, onde o solo exposto obteve-se valor próximo a 0,33 (SILVA et al., 2005). Em uma área urbana na região amazônica houve uma tendência de aumento desse parâmetro com a mudança no uso do solo, contudo, os valores de albedo da superfície encontrado foram de 0,20, sendo inferior do encontrado no presente estudo, o que pode estar associado ao tipo de vegetação remanescente na região, bem como na organização espacial e no porte da cidade (DELGADO et al., 2012).

O saldo de radiação (R_n) do presente estudo foi semelhante a estudo em vegetação de Cerrado ripário (FAUSTO et al., 2014), em Cerrado no Estado de São Paulo (SILVA et al., 2010), como também em área irrigada no nordeste brasileiro onde os valores chegaram próximo a 700 W.m^{-2} (SILVA et al., 2011), demonstrando que os remanescentes florestais urbanos ainda guardam a mesma dinâmica energética de extensas áreas nativas.

Em áreas urbanas os valores de R_n tendem a ser menor devido ao alto poder de reflexão desses locais, constituído basicamente por asfalto, concreto e solo exposto, diminuindo a quantidade de energia disponível para os processos biofísicos, entretanto, a energia retida nesses locais é utilizada majoritariamente para aquecimento do ar e do solo. (SANTOS E LIMA 2013) Assim, pesquisas realizadas em regiões com padrões climáticos e de vegetação diferentes apresentaram o mesmo comportamento de baixo R_n em relação a áreas com vegetação nativa, o que indica a tendência das cidades em diminuir a quantidade de energia disponível, destinando

maior para os fluxos de calor sensível (SILVA et al., 2011; GOMES et al., 2013; SANTOS E LIMA 2013; NASCIMENTO et al., 2014;).

O índice de vegetação por diferença normaliza (NDVI) estimado para remanescentes vegetais urbanos nesta pesquisa foram semelhantes aos valores estimados para floresta amazônica, onde os valores passaram de 0,8 (ANTUNES 2012). O NDVI também foi semelhante para áreas de cultivo de cana-de-açúcar no Estado de São Paulo (VICENTE et al., 2012), em transição Cerrado-Amazônia, sendo que, nesse caso, os valores em floresta amazônica ficaram próximo a 0,8 e para Cerrado próximo a 0,7 (RISSO et al., 2012). A boa acurácia no NDVI na identificação de distintas áreas vegetadas aponta que o índice é eficaz na distinção de diferentes áreas vegetadas e suas respectivas fitofisionomias.

As áreas antropizadas apresentaram fluxos de calor latente (LE) semelhante a outros estudos em diferentes regiões, ou seja, o LE de áreas urbanas nos sistemas Cerrado e Caatinga foram semelhantes, sendo que Gomes et al. (2013) em área urbana na Caatinga encontrou valores instantâneos de LE de 420 W.m^{-2} , mas para Mata Atlântica Machado et al. (2014) encontrou valores superiores de LE, entre 550 e 650 W.m^{-2} , o que é justificado pelo maior porte desse tipo de vegetação em relação ao Cerrado.

Para áreas antropizadas valores de LE próximos a zero foram encontrados em região de Caatinga, onde foram estimados $4,71 \text{ W.m}^{-2}$ para áreas urbanas e de solo exposto (GOMES et al., 2013). Também em região de Caatinga foram encontrados valores baixos LE levando a valores evapotranspiração inferiores a 1 mm.dia^{-1} em solo exposto e na vegetação nativa em período de seca. (BEZERRA et al., 2008) Os baixos valores de LE estão associados a baixa disponibilidade de água no sistema e na diminuição de massa verde (GOMES et al., 2013; BEZERRA et al., 2008). Em comparação com os valores de áreas nativas, a conversão dessas áreas em ambientes modificados apontou uma drástica redução no LE. Como consequência da redução do fluxo de calor latente (LE) em áreas antropizadas, a quantidade de água cedida para a atmosfera por processo de evapotranspiração foi seriamente afetado. No Nordeste brasileiro a degradação da vegetação resultou no aumento do fluxo do calor sensível (ARRAES et al., 2012), o que reafirma a tendência de maior uso da energia para aquecimento do ar em áreas antropizadas.

Estudos feitos no sul do Brasil (UDA 2012), no nordeste (GOMES et al., 2013; ARRAES et al., 2012) e no norte (SANTOS & LIMA, 2013) apresentaram maiores fluxos de calor sensível (H) em áreas modificadas em solo exposto e construções. Na região sul os valores de H máximo em área urbana foi de 359 W.m^{-2} , estando abaixo do encontrado neste presente trabalho, o que pode estar associada ao fator geográfico da região sul, onde há menor disponibilidade de energia solar (UDA 2012). Na região nordeste foram encontrados maiores valores de H em áreas urbanas, sendo H médio próximo 250 W.m^{-2} (ARRAES et al., 2012). Na região amazônica os valores de H ficaram acima 400 W.m^{-2} para área urbana e abaixo de 100 W.m^{-2} para floresta (SANTOS & LIMA 2013).

O aumento do fluxo de calor sensível com a diminuição no fluxo de calor latente e evapotranspiração em áreas antropizadas representa uma tendência em várias regiões com elevado índice de crescimento populacional (UDA 2012; ARRAES et al., 2012; GOMES et al., 2013; SANTOS & LIMA, 2013) podendo representar uma perda da qualidade de vida da população urbana (SHEPHERD et al., 2002; FREY et al., 2007; KUTTLER, 2008;) e impactando na quantidade da água cedida para atmosfera e na temperatura da superfície.

A evapotranspiração (ET) diminuiu das áreas vegetadas para as áreas modificadas, ou seja, o processo de urbanização levou a diminuição da evapotranspiração. Em região de Caatinga menores valores de ET foram encontrados em solo exposto, chegando a valores próximo a zero (BEZERRA et al., 2008; GOMES et al., 2013). No litoral do nordeste brasileiro foi encontrado valores abaixo de 2 mm.dia^{-1} para áreas urbanizadas, enquanto áreas com vegetação nativa apresentaram valores superior a 5 mm.dia^{-1} (PACHECO et al., 2014).

Menores valores de evapotranspiração em área urbana pode estar associado a impermeabilização do solo e diminuição da vegetação (PACHECO et al., 2014), dessa maneira, esperava-se encontrar menores valores de ET em áreas de asfalto, haja vista que essas áreas são impermeáveis, o que facilita o escoamento superficial, diminui a quantidade de água retida no local. Entretanto, áreas de asfalto apresentaram valores maiores de ET em relação ao solo exposto. Esse fato justifica-se pela presença de vegetação na composição do pixel de asfalto, tendo em vista que para essas áreas foram escolhidos grandes estacionamentos, onde há presença de

algumas árvores de pequeno porte, o que demonstra a importância dessa vegetação em ambientes antropizados.

Tabela 1 – Comparação das estimativas por sensoriamento remoto em área urbana de Cuiabá com outras pesquisas.

Variável	Construção	Vegetação	Autores
Temperatura da superfície	Maior	Menor	Callejas et al. (2011); Veloso (2014)
Albedo da superfície	Maior	Menor	Santos e Lima (2013); Silva et al. (2005)
Saldo de Radiação	Menor	Maior	Silva et al. (2010); Gomes et al. (2013)
NDVI	Menor	Maior	Nascimento et al. (2014); Santana et al. (2014)
Fluxo de Calor Sensível	Maior	Menor	Santos et al. (2010); Arraes et al. (2012)
Fluxo de Calor Latente	Menor	Maior	Gomes et al. (2013); Machado et al. (2014)
Evapotranspiração	Menor	Maior	Pacheco et al. (2014); Bezerra et al. (2008)

5.3 EFEITOS DO USO DO SOLO NOS BALANÇOS DE RADIAÇÃO E ENERGIA EM ÁREAS URBANAS

As alterações que a urbanização provocou no uso do solo causaram mudanças nos balanços de radiação e energia na área urbana estudada. Portanto, as cidades criam seus próprios microclimas por causa da: (i) substituição de solo natural por superfícies impermeáveis, principalmente artificiais e com uma forte estrutura 3-D; (ii) redução da área de superfície coberta por vegetação; (iii) redução da emissão de ondas longas da superfície por cânions de rua; e (iv) emissão de poluentes atmosféricos gasosos, sólidos e líquidos, e calor residual (KUTTLER, 2008).

Uma variável utilizada para indicar a substituição de vegetação nativa por áreas construídas é o NDVI que indica o verdor da superfície, *i.e.*, maior biomassa e menor albedo (FAUSTO et al., 2014). A variação espacial do NDVI com menores valores em áreas antropizadas e maiores valores em área com vegetação nativa foi semelhante à encontrada por Di Pace et al. (2008), Bezerra et al. (2011), Gomes et al. (2013), Andrade e Corrêa (2014), Fausto et al. (2014), e Nascimento et al. (2014).

A diminuição do NDVI decorrente da substituição de vegetação nativa por área construída provoca aumento do albedo, e consequentemente redução do saldo de

radiação. Portanto, o saldo de radiação diminui em áreas antropizadas como cidades, onde o maior albedo diminui o balanço de onda curta, porque a superfície reflete mais, e a maior temperatura da superfície diminui o balanço de onda longa, porque aumenta a radiação de onda longa reemitida pela superfície (Figura 10) (WHITE et al., 1978; OKE et al., 1999; FREY et al., 2007).

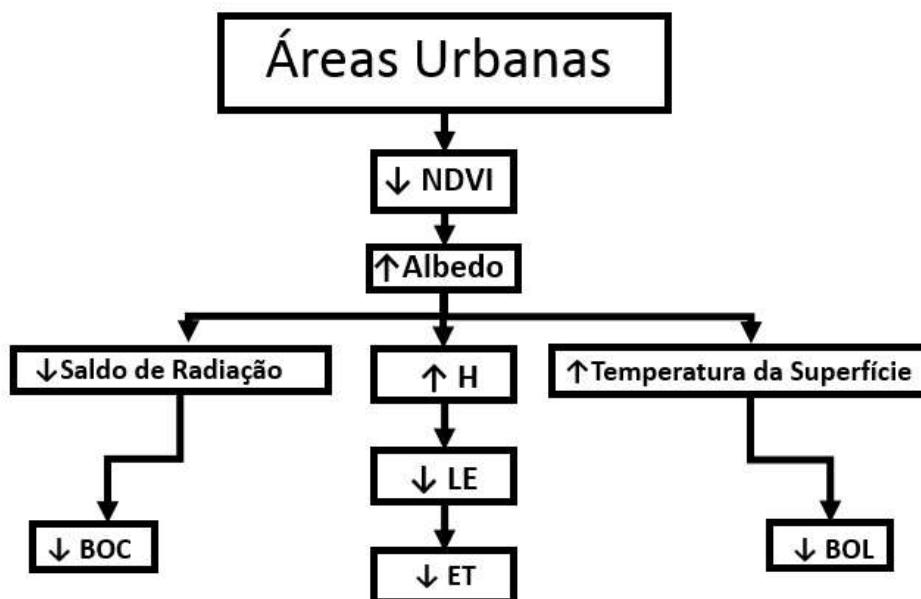


Figura 10 – Fluxograma dos efeitos do uso do solo no balanço de radiação e energia em área urbana em Cuiabá – Mato Grosso, 2009.

Destaca-se ainda que, a maior capacidade de reter calor em áreas urbanas (GRIMMOND & OKE, 1995; GRIMMOND & OKE, 1999) e a menor quantidade de energia destinada à evapotranspiração (ATWATER, 1971) favorece o aquecimento do ar e do solo, uma vez que o ambiente urbano é dominado por calor sensível. Assim, grandes quantidades de calor são armazenadas no tecido urbano durante o dia e liberadas durante a noite (OKE et al., 1999). Sendo assim, a menor umidade do solo permite menor saldo de radiação, menor energia disponível para os fluxos turbulentos e, geralmente, menor energia disponível para evapotranspiração (SMALL & KURC, 2003). Então, o balanço de energia da superfície incorpora efeitos da superfície radiativa, propriedades termodinâmicas e umidade da superfície (VOOGT e OKE, 2003), cuja compartimentação dos fluxos de calor sensível e latente é uma função da variação do teor de água do solo e da cobertura vegetal

(OWEN et al., 1998).

6. CONCLUSÃO

O saldo de radiação apresentou variação sazonal significativa, o que aponta a influência de fatores astronômicos nessa variável.

A substituição de vegetação nativa por áreas alteradas como construções afetou negativamente os balanços de radiação e energia. As áreas construídas apresentaram maior albedo, menor saldo de radiação, maior fluxo de calor sensível, menor fluxo de calor latente, e conseqüentemente menos evapotranspiração.

Portanto, as estimativas dos balanços de radiação e energia por sensoriamento remoto são adequadas para avaliar os efeitos do uso do solo no microclima urbano, bem como, no futuro, apontar regiões com ocorrência de ilhas de calor e frescor, contribuindo com a tomada de decisão quanto ao uso e ocupação de espaços urbanos.

7. RECOMENDAÇÕES

Para compreender melhor a dinâmica urbana em futuras pesquisas é fundamental:

- Avaliar as mudanças do uso do solo provocadas pela expansão urbana nas estimativas dos balanços de radiação e energia em Cuiabá, MT;
- Analisar as estimativas dos balanços de radiação e energia por regiões em Cuiabá, MT;
- Identificar anomalias termohigrométricas por sensoriamento remoto em Cuiabá, MT.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDRADE, S. C. P. CORRÊA, J. A. J. Estimativa do saldo de radiação instantâneo à superfície para a cidade de Santarém-PA, através de imagens do Landsat 5-TM. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 07, n.4, p. 653-661, 2014.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - **FAO Irrigation and drainage paper 56**. Rome, Italy, 1998.

ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; WATERS, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **Surface energy balance algorithms for land (SEBAL)**, Idaho implementation – Advanced training and user's manual, version 1.0, 2002.

ALLEN, R.G. TASUMI, M. MORSE, A. TREZZA R. WRIGHT, J.L. BASTIAANSEN, W. KRAMBER, W. LORITE, I. ROBISON, C. W. Satellite-ased Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration, (METRIC) – **Applications. Journal Of Irrigation And Drainage Engineering**, v. 133, n.4 p. 395-406. 2007.

ALLEN, R. IRMAK, A. TREZZA, R. HENDRICKX, J. M. H. Satellite-based ET estimation in agriculture using SEBAL and METRIC. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 26, p. 4011–4027, 2011.

ALVES, L. M. “Clima da Região Centro-Oeste do Brasil” in: Tempo e Clima no Brasil, **Oficina de Textos**, São Paulo, 2009.

ALVES, E. D. L.; BIUDES, M.S. Padrões da Temperatura do Ar e da Umidade Relativa: Estudo de Caso no Campus de Cuiabá da Universidade Federal de Mato Grosso. **Boletim Geográfico**, Maringá, v. 30, n. 3, p. 5- 16, 2012.

ANTUNES, R.L.S. Variação espaço-temporal de NDVI em áreas de aproveitamento hidroelétrico – UHE Santo Antônio, Porto Velho (RO). **Dissertação de Mestrado** (Programa de Pós-Graduação em Geografia) Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2012.

ARNFIELD, A. J. Micro – And mesoclimatology. **Progress in physical geography** v. 27, n. 3, p.435–447, 2003.

ARRAES, F.D.D.; ANDRADE, E.M.; SILVA, B.B. Dinâmica do balanço de energia sobre o açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v. 25, n. 1, p. 119-127, 2012.

ATWATER, M. A. The Radiation Budget for Polluted Layers of the Urban Environment. **Journal Of Applied Meteorology**. v. 10, n.2, p. 205-214. 1971.

BASTIAANSEEN, W.G.; MENENTI, M.; FEDDES, R.A.; HOLTSLAG, A. A. M. A Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212-213, p 198-212, 1998.

BASTIAANSEN, W.G. M. MOLDEN, D. J. MAKIN, I. W. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. **Agricultural Water Management**. v.46, n.2 p. 137-155 (2000).

BASTIAANSEN, W. G. M., NOORDMAN, E. J. M., PELGRUM, H., DAVIDS, G., THORESON, B. P., and ALLEN, R. G.. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. **Applications. Journal Of Irrigation And Drainage Engineering**. v. 131, n. 1, p. 85-93, 2005.

BATTY, M. HOWES, D. Predicting temporal patterns in urban development from remote imagery., **Remote sensing and urban analysis**. p.185 – 204, 2001.

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.

BEZERRA, M. V. C. SILVA, B. B. BEZERRA, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. **Revista Brasileira de meteorologia**. v.15, n.7, p. 709-717, 2011.

BIUDES, M.S.; CAMPELO JUNIOR, J.H.; NOGUEIRA, J.S.; SANCHES, L. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.24 n. 2, p 2009.

BIUDES, M.S.; NOGUEIRA, J.S.; DALMAGRO, H.J.; MACHADO, N.G.; DANELICHEN, V.H.M.; SOUZA, M.C. Mudança no microclima provocada pela conversão de uma floresta de cambará em pastagem no Norte do Pantanal. **Revista de Ciências Agro-Ambientais**. v.10, n.1, p.61 - 68, 2012.

BIUDES, M. S. MACHADO, N. G. DANELICHEN, V. H. M. SOUZA, M.C. VOURLITIS, G. L. NOGUEIRA, J. S. Ground and remote sensing-based measurements of leaf área index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. **International Journal of Biometeorology**, v. 56, n. 8. 2013.

BIUDES, M. S. SOUZA, M.C. MACHADO, N. G. DANELICHEN, V. H. M. VOURLITIS, G. L. NOGUEIRA, J. S. Modelling gross primary production of a tropical semi-deciduous forest in the southern Amazon Basin. **International Journal of Remote Sensing**, v. 35, n. 4, 1540–1562, 2014.

BIUDES, M. S. VOURLITIS, G. L. MACHADO, N. G. ARRUDA, P. H. Z. NEVES, G. A. R. LOBO, F. A. NEALE, C. M. U. NOGUEIRA, J. S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, n. 15, p. 112–124, 2015.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal. 1997. Plano de conservação da Bacia do Alto Paraguai: diagnóstico dos meios físicos e biótico. Meio físico. Brasília, Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, Programa Nacional do Meio Ambiente, 2, 334p

CALLEJAS, I. J. A.; DURANTE, L.C.; OLIVEIRA, A.S.; NOGUEIRA, M.C.J.A. Uso do solo e Temperatura Superficial em Área Urbana. **Mercator**. v. 10, n. 23, p. 207-223, 2011.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In Tempo e Clima no Brasil. Cavalcanti. I. F. A.; Ferreira, N. J.; Silva, M. G. A. J.; Silva Dias, M. A. F. (org.). São Paulo: **Oficina de Textos**, 2009; p. 95-109.

CASTRO JR., P.R. (1990). **Carta Geotécnica de Cuiabá**. Cuiabá: Fundação Universidade de Mato Grosso/ Prefeitura de Cuiabá. (mimeo.).

CHAVES, L.C.G.; RODRIGUES, J.O.; ANDRADE, E.M. Uso do SEBAL na variação temporal do albedo de superfície na bacia do Forquilha Ceará, baseado em imagens Landsat 5 –TM. Anais **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, INPE, p. 5695-5702, 2009

CHIARANDA, R. RIZZI, N. E. COLPINI, SOARES, T. S. SILVA, V. S. M. Análise da precipitação e da vazão da bacia do Rio Cuiabá. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**. v.7, n.1, p.117-122. 2012.

CHRISTEN, A. VOGT, R. Energy and radiation balance of a central European City. **International Journal Of Climatology**. v. 24, n. 11 p. 1395–1421, 2004.

COURAULT, D. SEGUIN, B. OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage Systems**, v. 19, n. 3-4 p. 223–249, 2005.

CUIABÁ. Prefeitura Municipal. Instituto de Planejamento e Desenvolvimento Urbano: **Plano Diretor de Desenvolvimento Estratégico de Cuiabá**. Cuiabá, MT. 147 p. 2007.

DANELICHEN, V. H. M. BIUDES, M. S. SOUZA, M. C. MACHADO, N. G.

CURADO, L. F. A. NOGUEIRA, J. S. Soil Thermal Diffusivity of a Gleyic Solonetz Soil Estimated by Different Methods in the Brazilian Pantanal. **Open Journal of Soil Science**, v. 3, n. 1, p.15-22 2013.

DANELICHEN, V. H. M. BIUDES, M. S. SOUZA, M. C. MACHADO, N. G. SILVA, B. B. NOGUEIRA, J. S. Estimation of soil heat flux in a neotropical wetland region using remote sensing techniques. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.4, p. 469 - 482, 2014.

DELGADO, R.C.; RODRIGUES, R.A.; FARIA, A.L.L.; PESSÔA, C.S.; DAHER, M. Uso do sensoriamento remoto na estimativa dos efeitos de ilhas de calor. **Revista Brasileira de Ciências Ambientais**. n. 25, p. 69-80, 2012.

DI PACE, F.T.D.; SILVA, B.B.; SILVA, V.P.R.; SILVA, S.T.A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.12, n.4, p.385-392, 2008.

DONNAY, J. P. BARNSLEY, M.J. LONGLEY, P. A. Remote sensing and urban analysis. In: **Remote Sensing and Urban Analysis**, p. 3-18. 2001.

ESTOURNEL, C. VEHL, R. GUEDALIA, FONTAN, J. DRUILHET, A. Observations and modeling of downward radiative fluxes (solar and infrared) in urban/rural áreas. **Journal Of Climate and Applied Meteorology**. v. 22, n. 1, p.134-142, 1983.

FAUSTO, M. A.; MACHADO, N. G.; NOGUEIRA.; BIUDES.; M.S. Net radiation estimated by remote sensing in Cerrado areas in the Upper Paraguay River Basin. **Journal of Applied Remote Sensing**. v. 8, n. 1 p. 1-17, 2014.

FREY, C. M. RIGO, G. PARLOW, E. Urban radiation balance of two coastal cities in a hot and dry environment. **International Journal of Remote Sensing**. v. 28, n. 12, p. 2695–2712, 2007.

GAMARRA, N.L.R.; CORRÊA, M.P.; TARGINO, A.C.L. Utilização de sensoriamento remoto em análises de albedo e temperatura de superfície em Londrina – PR: contribuições para estudos de ilha de calor urbana. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.4, 537 - 550, 2014.

GOMES, M. A. S. SOARES, B. R. A vegetação nos centros urbanos: Considerações sobre os espaços verdes Em cidades médias brasileiras. **Estudos Geográficos**, vol 1, n. 1, p. 19-29, 2003.

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. 06, n. 01 p. 015-028, 2013

GRIMMOND, C. S. B. OKE, T. R. Nocturnal Observation Of Incoming Longwave Radiation And Urban Heat Island. **Journal Of Applied Meteorology**. v. 34. n. 1-2, 1995.

GRIMMOND, C. S. B. OKE, T. R. Heat Storage in Urban Areas: Local-Scale Observations and Evaluation of a Simple Model. **Journal Of Applied Meteorology**. V. 38, p. 922-940, 1999.

GUARIM, V. L. M. S. VILANOVA, S. R. F. Parques urbanos de Cuiabá, Mato Grosso - Mãe Bonifácia e Massairo Okamura. **ENTRELINHAS - EdUFMT**,. v. 1. 125 p. 2008.

GUARIM NETO, G. PLANTAS DO BRASIL – ANGIOSPERMAS DO ESTADO DE MATO GROSSO – PANTANAL. **ACTA BOTANICA BRASILICA**. 5(1): 1991.

GUSMÃO, A. C. V. L. SILVA, B. B., MONTENEGRO, S. M. G. L. GALVÍNCIO, D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.16, n.10, p.1107–1114, 2012.

HARDY, D. R. VUILLE, M. BRAUN, C. KEIMIG, F. BRADLEY, R. Annual and Daily Meteorological Cycles at High Altitude on a Tropical Mountain. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 79, n. 9, p.1899-1913, 1998.

HEROLD, M. MENZ, G. CLARKE K.C. Remote Sensing and Urban Growth Models. Demands and Perspectives. **Proceedings of the Symposium on Remote Sensing of Urban Areas**. Regensburg, Germany, p. 22-23, 2001.

HEROLD, M. GOLDSTEIN, N. C. CLARKE, K. C. The spatiotemporal form of urban growth: measurement, analysis and modeling. **Remote Sensing of environment**, v. 86, n. 3 p.286–302, 2003.

HILKER, T. LYAPUSTIN, TUCKER, C. J. SELLERS, P. J. HALL, F. G. WANG, Y. Remote sensing of tropical ecosystems: Atmospheric correction and cloud masking matter. **Remote Sensing of Environment**, v. 127, p. 370–384, 2012.

HUERTE, A. R. Adjusting Vegetation Indices for Soil Influences. **International Agrophysics**, v.3, n.3, p.367-376, 1988.

HU, X. WENG, Q. Estimating impervious surfaces from medium spatial resolution imagery using the self-organizing map and multi-layer perceptron neural networks, **Remote Sensing of Environment**, v. 113, p. 2089-2102, 2009.

HUMMEL, J. R. RECK, R. A global surface albedo model. **Journal Of Applied Meteorology**. Vol. 18, nº 3, p. 239–253, 1979.

IDEIÃO, S.M.A.; CUNHA, J.E.B.L.; RUFINO, I.A.A.; SILVA, B.B. Geotecnologias na determinação da temperatura de superfície e espacialização da

pluviometria no Estado da Paraíba. **Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, n. IX Salvador, 2008. p. 1-20

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Cidades. Senso 2010. Disponível em: <http://www.cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=510340>. Acesso em: 13/05/2015.

JESSEN, J. R. COWEN, D. C. Remote Sensing of Urban/Suburban Infrastructure and Socio-Economic Attributes. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v. 65, n. 5, p. 611-622, 1999.

KOUSKY, V. E. KAYANO, M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1140, 1994.

KUTTLER, W. The Urban Climate – Basic and Applied Aspects. **Urban Ecology**, p. 233–248, 2008.

LANDSBERG, H. E. The urban climate. New York: **Academic Press**, 1981.

LEAL, L. BIONDI, D. BATISTA, A.C. Efeitos Da Vegetação Na Variação Térmica Da Cidade De Curitiba, Pr. **Floresta**, v. 44, n. 3, p. 451 - 464, 2014.

LEITE, M.R.; BRITO, J.L.S. Avaliação de desempenho do Algoritmo SEBAL na modelagem térmica da bacia do Rio Vieira no Norte de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 65, p. 161-174, 2013.

LI, Z. BARKER, H. W. MOREAU, L. The variable effect of clouds on atmospheric absorption of solar radiation. **Nature**, v. 376, n. p 486 – 490. 1995.

LIU, W.T.H. Aplicações de sensoriamento remoto. Campo Grande - MS, Ed. **UNIDERP**, 2007. 908 p

LOBODA, C. R. DE ANGELIS B. L. D. Áreas verdes públicas urbanas: conceitos, usos e funções. **Ambiência - Revista do Centro de Ciências Agrárias e Ambientais** v. 1 n. 1, p. 125-139, 2005.

MACHADO, N. G. FRIEDLANDER, V. A. SANCHES, L. BIUDES, M.S. Temperatura e umidade relativa do ar na estação seca em diferentes usos do solo no campus Cuiabá - Bela Vista do IFMT. **Revista Eletrônica em Gestão, Educação e Tecnologia Ambiental**. v. 9, n. 9, p. 2018-2025, 2013.

MACHADO, C.C.; SILVA, B.B.; ALBUQUERQUE, M.B.; GALVÍNCIO, J.D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens TM – LANDSAT 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, p 55 - 67, 2014.

MAITELLI, G.T. Balanço de Energia Estimado Para a Cidade de Cuiabá: Uma Abordagem de Balanço de Energia pelo Método de Bowen. **Ambiente Construído e Patrimônio Sustentável**, v.4, n.1, p. 2010.

MARENGO, J. CORNEJO, A. SATYAMURTY, NOBRE, C. SEA, W. Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n.11 p. 2759-2786, 1997.

MILLS, G. Micro - and mesoclimatology. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 5 p, 711–717, 2009.

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

MULLER, C. L. CHAPMAN, L. GRIMMOND, C.S.B. YOUNG, D. T. CAI, X. Review Sensors and the city: a review of urban meteorological networks. **International journal of climatology**, v. 33 n. 7 p. 1585–1600, 2013.

NASCIMENTO, F.C.A.; ARAÚJO, F.R.C.D.; SANTOS, C.A.C.S.; SANTOS, E.G. Análise das mudanças ambientais provocadas pela expansão urbana na cidade de Mossoró-RN, através do uso de técnicas de Sensoriamento Remoto. **Revista Brasileira de Geografia Física**, vol. 7, n. 4, p. 636-642, 2014.

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

OLIVEIRA, M.B.; SIQUEIRA, E.F.L. Expansão de Cuiabá, novas centralidades, novas territorialidades. **XIV Encuentro de Geógrafos de América Latina, Lima - Perú**, 2013a.

OLIVEIRA, T. H.; GALVÍNCIO, PIMENTEL, R.M.M.; SILVA, B.B. Uso e Cobertura do Solo e Seus Efeitos na Distribuição da Temperatura de Superfície em Área Urbana. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, n. 06. p 1598-1616, 2013b.

OKE, T. R. The energetic basis of the urban heat island. **Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 445, p.1-24, 1982.

OKE, T. R. Boundary Layer Climates. 2. ed. New York: **Routledge**, 1987. 435p

OKE, T.R. SPRONKEN-SMITH, R. A. JÁUREGUI, E. GRIMMOND, C. S. B. The energy balance of central Mexico City during the dry season. **Atmospheric Environment**, v. 33, n. 24-25 p. 3919-3930, 1999.

OWEN, T.W. CARLSON, T. N. GILLIES, R. R. An assessment of satellite

remotely-sensed land cover parameters in quantitatively describing the climatic effect of urbanization. **International Journal of Remote Sensing**, v. 19, n. 9, p. 1663 – 1681, 1998.

PACHECO, A. P.; CERQUEIRA, M. A.; SILVA, B. B.; NICACIO, R. M. Análise espaço temporal da evapotranspiração na área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita, Alagoas, Brasil. **Revista Árvore**, v.38, n.3, pp. 453-460, 2014.

PARMENTER, F. C. A Southern Hemisphere cold front passage at the Equator. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 57, n. 12, p. 1435-1440, 1976.

PEEL, M.C. FINLAYSON, B. L. MCMAHON T. A. An Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.11, p. 1633-1644, 2007.

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

REBOITA, M. S. GAN, M. A. ROCHA, R. P. AMRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185 - 204, 2010.

REYNOLDS, D. W. VONDER HAAR, T. H. V. COX, S. K. The effect of solar radiation absorption in the tropical troposphere. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 4, p. 433-444, 1975.

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

ROERINK, G. J. SU, Z. MENENTI, M. S-Sebi: A Simple Remote Sensing Algorithm To Estimate The Surface Energy Balance. **Physics And Chemistry Of The Earth**, v. 25, n. 2, p. 147-157, 2000.

ROSS, J. L. S. & SANTOS, L. M. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**, Folha Cuiabá CD 21. vol. 26, (Ministério das Minas e Energia, org.). 222 p. Brasília: Ministério das Minas e Energia. 1982.

SANTANA, O.A.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; PIMENTEL, C.M.M.; GOMES, R.A.T.; OLIVEIRA, S.N. Modelagem de espectros temporais NDVI-MODIS, no período de 2000 a 2008, na bacia do Rio Paracatu, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 28, n.1, p. 47-60, 2010.

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.; LIMA, J.R.A. Análise dos Efeitos da Expansão Urbana de Manaus-AM Sobre Parâmetros Ambientais Através de Imagens de Satélite. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 06, n. 1, p. 1-14, 2013.

SANTOS, F.M.M. Clima urbano de Cuiabá-MT-Brasil: ocupação do solo e suas influências. **Revista do Centro do Ciências Naturais e Exatas**, v. 12 n. 12, p. 2749 – 2763, 2013.

SETO, K.C. FRAGKIAS, M. GÜNERALP, REILLY, M.K. A Meta-Analysis of Global Urban Land Expansion. **PLOS ONE**, vol. 6, nº 8, 2011.

SHEPPARD P. A. The effect of pollution on radiation in the atmosphere. **International Journal of air Pollution**, v. 1 n.1-2, p. 31-43, 1958.

SHEPHERD, J. M. PIERCE, H. NEGRI, A. Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite. **Journal of Applied meteorology**, vol.41, p. 689- 701, 2002.

SILVA, B. B. DA; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.201-211. 2005

SILVA, B.B.; SILVA, S.T.A.; GOMES, H.B. Alterações climáticas decorrentes de mudanças no uso da terra mediante sensoriamento remoto. **Mercator**, v. 9, n 1, p. 91 -106, 2010.

SILVA, B.B.; BRAGA, A.C.; BRAGA, C.C. Balanço de Radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v. 24, n. 3, p. 145-152, 2011.

SILVA, G. J. A. da; ROMERO, M. A. B. Cidades sustentáveis: uma nova condição urbana a partir de estudos aplicados a Cuiabá, capital do estado de Mato Grosso, Brasil. **Ambiente Construído**, v. 13, n. 3, p. 253-266, 2013.

SMALL, E. E. KURC, S. Tight coupling between soil moisture and the surface radiation budget in semiarid environments: Implications for land-atmosphere interactions. **Water Resources Research**, v. 39, n. 10, p.1-14, 2003.

SMALL, C. Comparative analysis of urban reflectance and surface temperature. **Remote Sensing of Environment**. v. 104, n. 2, p.168–189, 2006.

SUMMER, D. M. WU, Q. PATHAK, C. S. Variability of Albedo and Utility of the MODIS Albedo Product in Forested Wetlands. **Wetlands**, v. 31, n. 2, p. 229-237. 2011.

SUCKLING, W. Nocturnal Observations of Incoming Longwave Radiation and the Urban Heat Island for a Small Prairie City. **Archives For Meteorology, Geophysics, And Bioclimatology**, v. 29, n. 1-2, p. 23-27, 1981.

UDA, P.K. Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL. **Dissertação Mestrado** (Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental) Universidade Federal de Santa Catarina. 2012.

UNFPA, The State of World Population. United Nations Population Fund, **United Nations Publications**, 76 p. 1999.

VELOSO, G.A. Análise espaço temporal dos componentes do balanço de radiação, energia e evapotranspiração, usando técnicas de sensoriamento remoto em áreas irrigadas do projeto Jaíba – MG. **Dissertação de Mestrado** (Programa de Pós-Graduação em Geografia) Universidade Federal de Uberlândia, 2014.

VICENTE, L. E.; GOMES, D.; VICTORIA, D.C.; GARÇON, E.A.M.; BOLFE, E. L.; ANDRADE, R.G.; SILVA, G.B.S. Séries temporais de NDVI do sensor SPOT Vegetation e algoritmo SAM aplicados ao mapeamento de cana-de-açúcar. **Pesquisa Agropecuária brasileira**, v.47, n.9, p. 1337-1345, 2012.

VOOGT, J. A. OKE, T. R. Thermal remote sensing of urban climates. **Remote Sensing of Environment**, v. 86, n.3. p. 370–384, 2003.

VIRJI, H. A preliminar study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109. n. 3 p. 599-610, 1981.

ZHOU, J. HU, D.WENG, Q. Analysis of surface radiation budget during the summer and winter in the metropolitan area of Beijing, China. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 4, n.1. 2010.

WANG, J. SAMMIS, T. W. GUTSCHICK, V. P. GEBREMICHAEL, M. MILLER, D. R. Sensitivity analysis of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL). **American Society of Agricultural and Biological Engineers**, v. 52, n.3, p. 801-811, 2009.

WHITE, J. M. FRANK, D. E. AUER, A. H. The Net Radiation Budget of the St. Louis Metropolitan Area. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17. n. 5 p. 593-599, 1978.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). Guide to meteorological instruments and methods of observation, 7^o ed, n. 8. 2008.