

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

**EFEITOS DA CORREÇÃO ATMOSFÉRICA EM
IMAGENS LANDSAT 8 E DIFERENTES MODELOS
DE RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL NA ESTIMATIVA
DO SALDO DE RADIAÇÃO SUPERFICIAL**

VAGNER MARQUES PAVÃO

MARCELO SACARDI BIUDES

**Cuiabá, MT
Setembro de 2016**

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

**EFEITOS DA CORREÇÃO ATMOSFÉRICA EM
IMAGENS LANDSAT 8 E DIFERENTES MODELOS
DE RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL NA ESTIMATIVA
DO SALDO DE RADIAÇÃO SUPERFICIAL**

VAGNER MARQUES PAVÃO

*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.*

MARCELO SACARDI BIUDES

**Cuiabá, MT
Setembro de 2016**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

P337e Pavão, Vagner Marques.

EFEITOS DA CORREÇÃO ATMOSFÉRICA EM IMAGENS
LANDSAT 8 E DIFERENTES MODELOS DE RADIAÇÃO
SOLAR GLOBAL NA ESTIMATIVA DO SALDO DE
RADIAÇÃO SUPERFICIAL / Vagner Marques Pavão. -- 2016
59 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso,
Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física
Ambiental, Cuiabá, 2016.

Inclui bibliografia.

1. Micrometeorologia. 2. Sensoriamento remoto. 3. Uso do solo.
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.

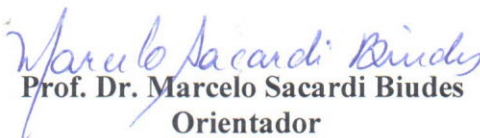
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

FOLHA DE APROVAÇÃO

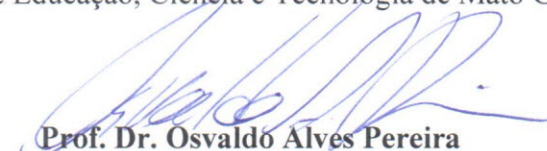
TÍTULO: EFEITOS DA CORREÇÃO ATMOSFÉRICA EM IMAGENS
LANDSAT 8 E DIFERENTES MODELOS DE RADIAÇÃO SOLAR
GLOBAL NA ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO
SUPERFICIAL

AUTOR: VAGNER MARQUES PAVÃO

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 19 de setembro de 2016, pela
comissão julgadora:


Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes
Orientador
Instituto de Física – UFMT


Profa. Dra. Nadja Gomes Machado
Examinadora Interna
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso - IFMT


Prof. Dr. Osvaldo Alves Pereira
Examinador Externo
Universidade de Cuiabá – UNIC/Cuiabá

DEDICATÓRIA

A Deus Pai e a Jesus Cristo seu Filho pela
Graça e Misericórdia concedida a mim, e a
minha família.

AGRADECIMENTOS

A minha esposa Larissa Leite Pavão pela paciência, amor e companheirismo, ingredientes fundamentais para o bom andamento e conclusão deste trabalho;

Ao Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes pela orientação, compartilhamento do conhecimento e disponibilidade durante todo o período de trabalho;

A Prof.^a Dr.^a Nadja Gomes Machado pelo suporte e sugestões que muito contribuíram para realização e aprimoramento deste trabalho;

A meu amigo Carlos Alexandre Santos Querino pela amizade e grandes contribuições acadêmicas até o presente momento.

Aos Professores Drs. José de Souza Nogueira e Marta Cristina de Jesus Albuquerque Nogueira, pelo grande trabalho feito para a realização deste curso de mestrado;

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

Agradeço à CAPES e FAPEAM pelo auxílio financeiro na forma de bolsa.

Agradeço a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para realização deste momento.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABELAS	II
LISTA DE ABREVIATURAS E/OU SÍMBOLOS.....	III
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. PROBLEMÁTICA.....	1
1.2. JUSTIFICATIVA	2
1.2.1. Objetivo geral	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. TRANSIÇÃO CERRADO-PANTANAL.....	5
2.2. RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL	7
2.3. ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL	9
2.4. SALDO DE RADIAÇÃO	10
2.5. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO	12
3. METODOLOGIA.....	16
3.1. ÁREA DE ESTUDO.....	16
3.2. INSTRUMENTOS DE MEDIDA	17
3.3. IMAGENS ORBITAIS UTILIZADAS	18
3.4. CÁLCULO E CORREÇÃO DA TEMPERATURA SUPERFICIAL	18
3.5. ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL	19
3.6. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO	20
3.7. ESTATÍSTICA	22
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	23
4.1. PADRÃO ESPACIAL E SAZONAL DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS.....	23
4.2. RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL	28
4.3. TEMPERATURA SUPERFICIAL	29

4.4. SALDO DE RADIAÇÃO INSTANTÂNEO.....	30
4.5. SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO.....	34
5. CONCLUSÃO.....	36
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	37

LISTA DE FIGURAS

Figura 1:	Espectro eletromagnético (http://profs.ccems.pt/PauloPortugal/CHYMICA/REM/REM.html).	8
Figura 2:	Interação entre radiação solar e o sistema terra-atmosfera (Martins et al., 2004).	9
Figura 3:	Localização geográfica de Mato Grosso, Brasil e torres de fluxo em uma floresta sazonalmente inundada em Baía das Pedras (BPE), pastagem com ocorrência de arbustos (campo sujo) em Fazenda Miranda (FMI) e Pastagem de Brachiaria humidicola na Fazenda Experimental (FEX).	17
Figura 4:	Precipitação acumulada mensal (Ppt; mm) e média mensal ($\pm$ intervalo de confiança) para Déficit de Pressão de vapor (DPV; Kpa) e Temperatura do ar (T; °C) nos sítios experimentais Baía das Pedras (BPE), Fazenda Miranda (FMI) e Fazenda Experimental (FEX) nos anos de 2013 e 2014. As faixas de cor cinza correspondem ao período seco para região.	25
Figura 5:	Média mensal ($\pm$ intervalo de confiança) para Albedo, Radiação solar Global (Rg; $W\ m^{-2}$) e Saldo de radiação (Rn; $W\ m^{-2}$) nos sítios experimentais Baía das Pedras (BPE), Fazenda Miranda (FMI) e Fazenda Experimental (FEX) nos anos de 2013 e 2014. As faixas de cor cinza correspondem ao período seco para região.	27
Figura 6:	regressão linear simples entre dados de Rg estimados a partir dos modelos propostos por Allen (2007) (A) e Zillman (1972) (B) e dados medidos em superfície em BPE, FMI e FEX.	29
Figura 7:	(A) relação entre Temperatura superficial não corrigida (T _{nc} ; °C) e corrigida (T _c ; °C) (A); (B) relação entre Pressão de vapor (ea; Kpa) e transmissividade atmosférica (τ_{atm}) (B) em BPE e FMI.	30
Figura 8:	regressão linear simples entre Rn estimado utilizando: (A e B) dados de Rg medidos em superfície; (C e D) dados de Rg estimado por Allen, (2007); (E e F) dados de Rg estimado por Zillman, (1972) versus dados de Rn medidos em BPE, FMI e FEX. A esquerda estão plotadas as regressões das estimativas de Rn com temperatura superficial não corrigida (T _{NC}) e a direita corrigida (T _C) para os efeitos da atmosfera.	33
Figura 9:	Regressão linear simples entre Rn diário estimado e Rn diário medido em BPE, FMI e FEX.	35

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Descrição dos equipamentos usados nas medições de R_n , R_g , Temperatura do ar e umidade relativa com as respectivas alturas de instalação de cada sensor nas torres presentes em BPE, FMI e FEX.	17
Tabela 2: Precipitação acumulada sazonal e anual (Ppt; mm) e média sazonal e anual ($\pm$ intervalo de confiança) para Déficit de Pressão de Vapor (DPV; Kpa), Temperatura do ar (T; °C), Albedo (α), Radiação solar Global (R_g ; $W\ m^{-2}$) e Saldo de Radiação (R_n ; $W\ m^{-2}$).	24
Tabela 3: Coeficiente angular (a) e linear (b), índice de concordância de Willmolt (d), Erro Médio Absoluto (EMA) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) para as estimativas de R_n a partir de dados de R_g medidos e estimados por Allen (2007) e Zillman (1972). As siglas T_C e T_{NC} representam a temperatura superficial corrigida e não corrigida para os efeitos da atmosfera, respectivamente.....	30
Tabela 4: Estatística descritiva com Mínimo, Máximo, Média e Desvio Padrão obtidos dos dados de estimativas do R_n a partir de R_g medidos e estimados por Allen (2002) e Zillman (1972). As siglas T_C e T_{NC} representam a temperatura superficial corrigida e não corrigida para os efeitos da atmosfera, respectivamente.	31

LISTA DE ABREVIATURAS E/OU SÍMBOLOS

UFMT	Universidade Federal de Mato Grosso
R _n	Saldo de Radiação
R _{n(24h)}	Saldo de Radiação diário
R _o	Radiação Solar no Topo da Atmosfera
R _{g↓(24h, medida)}	Radiação Solar Global diária
R _g	Radiação Solar Global
τ _{24h}	Transmissividade atmosférica de ondas curtas diária
BPE	Baía das Pedras
FMI	Fazenda Miranda
FEX	Fazenda Experimental
SEBAL	Surface Engery Balance Algorithm For Land
S-SEBI	Surface Energy Balance Index
SEBS	Surface Energy Balance System
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
SAVI	Soil Ajusted Vegetation Index
IAF	Índice de Área Foliar
T _{ar}	Temperatura do ar
UR	Umidade Relativa
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
A _w	Clima tropical com estação seca de Inverno
kW	kilowatt
RUV	Radiação Ultravioleta
O ₃	Ozônio
CO ₂	Dióxido de carbono
mm	milímetro
μm	Micrômetro
BOC	Balanço de Ondas Curtas
BOL	Balanço de Ondas Longas
OLA	Radiação de Onda longa Emitida Pela Atmosfera
OLS	Radiação de Onda Longa Emitida Pela Superfície
α	Albedo
E	Emissão radiante

ε	Emissividade do corpo
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
T	Temperatura
K	Kelvin
E_{sup}	Energia emitida pela superfície terrestre
E_{atm}	Energia emitida pela atmosfera
ε_{sup}	Emissividade da superfície terrestre
ε_{atm}	Emissividade da atmosfera
T_s	Temperatura da superfície
TM	Thematic Mapper
ETM +	Enhanced Thematic Mapper Plus
OLI	Operational Terra Imager
TIRS	Thermal Infrared Sensor
NASA	National Aeronautics and Space Administration
USGS	United States Geological Survey
ESPA	Center Science Processing Architecture
$R_{g\downarrow\text{Zillman}}$	Radiação Solar Global estimada por Zillman (1972)
S_0	Constante solar
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água no ar
e_a	Pressão atual de vapor d'água no
θ_z	Ângulo zenital
β	Coeficiente de ajuste proposto por Zillman (1972)
$R_{g\downarrow\text{Allen}}$	Radiação Solar Global estimada por Allen (2007)
d^2	Quadrado da distância média Terra-Sol
DJ	Dia juliano
τ_{oc}	Transmitância atmosférica
P_o	Pressão atmosférica local
K_t	Coeficiente de turbidez atmosférico
W	Conteúdo de água precipitável na atmosfera
e_a	Pressão de vapor d'água atual do ar
α_{sup}	Albedo superficial
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera em direção
a cada pixel	
ε_0	Emissividade de cada pixel.
ε_a	Emissividade atmosférica

α_{atm}	Albedo da atmosfera
ρ_2	Refletâncias da banda 2
ρ_3	Refletâncias da banda 3
ρ_4	Refletâncias da banda 4
ρ_5	Refletâncias da banda 5
ρ_6	Refletâncias da banda 6
ρ_7	Refletâncias da banda 7
d	Índice de concordância de Willmott
EMA	Erro Médio Absoluto
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
r	Coefficiente de correlação de Pearson
DPV	Déficit de pressão de vapor
Ppt	Precipitação
Rn_{Rg_medido}	Rn a partir de Rg medido
Rn_{Rg_Allen}	Rg estimado por Allen, (2007)
$Rn_{Rg_Zillman}$	Zillman, (1972)

RESUMO

PAVÃO, V. M. **Efeitos da correção atmosférica em imagens Landsat 8 e diferentes modelos de radiação solar global na estimativa do saldo de radiação superficial**, Cuiabá, 2016, 59f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

O Pantanal e o Cerrado mato-grossense tem experimentado forte mudanças no uso e ocupação do solo ao longo de seu território. Essas alterações, quando efetuadas em larga escala, podem modificar variáveis climáticas regionais como albedo, temperatura e saldo de radiação. O Saldo de Radiação (R_n) é a diferença entre o balanço de radiação dos fluxos de onda curta e longa à superfície terrestre e pode ser obtido em medidas de campos ou através de estimativas a partir de imagens de satélite, a exemplo do Landsat 8. Contudo, um dos principais inconvenientes neste tipo de estudo é o efeito de espalhamento atmosférico nos dados de radiancia registrados pelo sensor. Neste sentido, o objetivo deste trabalho foi avaliar o desempenho da estimativa do R_n com imagens Landsat 8 (com e sem correção atmosférica) a partir de dados de radiação solar global (R_g) medido e estimado por diferentes modelos na interface Cerrado-Pantanal. Os dados utilizados como entrada, bem como na validação dos modelos foram obtidos por meio de torres micrometeorológicas em Baía das Pedras (BPE), Fazenda Miranda (FMI) e Fazenda experimental (FEX). Nas estimativas da R_g foram utilizados os modelos sugeridos por Allen, (2007) e Zillman et al., (1972). Já no cálculo do R_n foram baixadas cartas de refletância Landsat 8 no topo da atmosfera (banda 10), posteriormente corrigidas atmosféricamente e cartas de reflectância da superfície (banda 2 a 7), das quais foram estimado os seguintes parâmetros: albedo, índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF), temperatura superficial, radiação de onda longa emitida pela superfície e por final o saldo de radiação. Em termos de micrometeorologia local, todas as variáveis tiveram variação sazonal, com precipitação maior em FMI e FEX e déficit de pressão de vapor igual em ambos os sítios. Já a temperatura do ar e a variabilidade do albedo tenderam a ser menor em BPE que apresentou os maiores valores de R_g e R_n . De modo geral, as melhores estimativas de R_n instantâneo foram obtidas com dados de R_g medido, seguido pelo modelo de Allen. Já as estimativas do R_n diário foram satisfatórias e consistentes com as observadas em outros trabalhos. Portanto, em termos de modelagem do saldo de radiação instantâneo (R_n), dados de entradas baseados em R_g medido em superfície, quando disponíveis, são indicados para melhores estimativas do R_n . Contudo, não havendo R_g medido o uso de equações como as de Allen e Zillman utilizadas neste trabalho, apresentam estimativas de R_n satisfatórias. No entanto, tais equações sugerem a necessidade de calibrações para região.

Palavras-chave: Micrometeorologia, Sensoriamento Remoto, Uso do solo

ABSTRACT

PAVÃO, V. M. **Efeitos da correção atmosférica em imagens Landsat 8 e diferentes modelos de radiação solar global na estimativa do saldo de radiação superficial**, Cuiabá, 2016, 59f. Dissertation (Masters in Environmental Physics), Physics Institute, Federal University of Mato Grosso.

The Pantanal and Mato Grosso Cerrado has experienced strong changes in land use and occupation over their territory. These changes, when performed on a large scale can change regional climate variables such as albedo, temperature and radiation balance. The radiation balance (R_n) is the difference between the radiation balance of the short-wave flows and long the Earth's surface and can be obtained in field measurements or by estimates from satellite images, such as the Landsat 8. However, one of the main drawbacks in this type of study is the effect of atmospheric scattering in radiance data recorded by the sensor. In this sense, the objective of this study was to evaluate the performance of the estimate of R_n with Landsat 8 images (with and without atmospheric correction) from solar radiation data (R_g) measured and estimated by different models in the Cerrado-Pantanal interface. The data used as input, as well as validation of the models were obtained by micrometeorological towers in Baía das Pedras (BPE), Farm Miranda (IMF) and experimental farm (FEX). All estimates R_g models suggested by Allen, were used (2007) and Zillman et al., (1972). In the R_n calculation were Landsat 8 reflectance letters downloaded at the top of the atmosphere (lane 10), subsequently corrected atmospherically and surface reflectance maps (band 2 to 7), which were estimated following parameters: albedo, vegetation indexes (NDVI, SAVI and LAI), surface temperature, longwave radiation emitted by the surface and end the radiation balance. In terms of local micrometeorology, all variables have seasonal variation, with the highest rainfall in the IMF and FEX and vapor pressure deficit equal at both sites. Already the air temperature and the variability of the albedo tended to be lower in BPE presented the highest R_g and R_n values. In general, the best estimates were obtained with instant R_n R_g measured data, followed by Allen model. Already the estimates of daily R_n were satisfactory and consistent with those seen in other studies in all experimental sites. So in terms of modeling of the instantaneous net radiation (R_n), data-based entries in R_g measured surface, where available, are given for best estimates of R_n . However, there is no R_g measured using equations such as Allen and Zillman used in this work, have satisfactory R_n estimates. However, these equations suggest the need for calibration region.

Keywords: Micrometeorology, Remote sensing, Land use

1. INTRODUÇÃO

1.1. PROBLEMÁTICA

Vários modelos de estimativa do balanço de energia e da evapotranspiração superficial obtidos a partir de dados de sensores orbitais dependem da estimativa do R_n superficial. Os mais comumente utilizados são o S-SEBI (Surface Energy Balance Index), SEBS (Surface Energy Balance System) e o SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Nesses modelos, o R_n superficial é estimado em etapas intermediárias a partir de dados obtidos em estações meteorológicas e imagens de Índices de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF), albedo e temperatura da superfície.

Os principais dados de entrada medidos em superfície utilizados para o computo do R_n é a Umidade Relativa (UR), a temperatura do ar (T_a) e a Pressão Atmosférica obtidos nas estações micrometeorológicas presentes na região de estudo. Quando disponível, a Radiação Solar Global (R_g) também representa um dado de grande valia, uma vez que proporciona melhores performances na estimativa do R_n . No entanto, grande parte das estações gerenciadas pela Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) não dispõe de dados de R_g medidos. Assim, uma alternativa plausível é o uso de equações que proporcionem boas estimativas de R_g , a exemplo das propostas por Allen, (2007) baseada em relações empíricas entre constante solar e fatores de atenuação da radiação solar, bem como a proposta por Zillman, (1972) também baseadas nesses fatores acrescida por um componente de ajuste.

Em se tratando de dados de sensores orbitais, os mais comumente utilizados nestas estimativas foram do satélite Landsat 5, desativado em 22 de novembro de 2011. Contudo, o satélite Landsat 8 tem fornecido dados a partir de 11 de fevereiro de 2013. O principal diferencial do Landsat 8 em relação ao Landsat 5 é o número e maior resolução espacial das bandas dedicadas a energia termal (banda 10 e 11), bem como maior resolução radiométrica. Outro fato importante no Landsat 8, foi a modificação dos intervalos de leitura espectrais dedicados as bandas da região do visível, infravermelho próximo e curto. Estas modificações alteraram a contribuição de cada banda na intensidade de radiação registrada no sensor, visto que cada intervalo espectral irá emitir radiação em diferentes intensidades em função dos comprimentos de onda presentes no mesmo.

Entretanto, um dos maiores inconvenientes em pesquisas realizadas com base em dados orbitais é a influência atmosférica na radiância registrada pelo sensor. Os principais efeitos causados pela atmosfera são diminuição da faixa de valores digitais possíveis registrados pelo sensor, diminuição do contraste entre superfícies adjacentes e alteração do brilho de cada ponto da imagem. Esses efeitos são causados pelo espalhamento da radiação pelos processos de refração, reflexão e absorção da radiação ocasionados por constituintes atmosféricos como vapor d'água, CO₂, ozônio, oxigênio e aerossóis.

Assim, poucos são os estudos que avaliem os efeitos da correção atmosférica, bem como de diferentes métodos de obtenção do Rg utilizados na estimativa do Rn com imagens Landsat 8, principalmente em ecossistemas como o Pantanal e o Cerrado.

1.2. JUSTIFICATIVA

Devido as suas características físicas e ecológicas, bem como sua localização geográfica, o Pantanal é considerado o elo entre os ecossistemas Cerrado (região central do estado), Floresta Amazônica (ao norte do estado) e os Chacos Bolivianos e Paraguaio, com prolongamentos naturais em áreas circunvizinhas. Uma das principais forças atuante no Pantanal é o pulso de inundação, principal responsável pelas alternâncias nas condições aeróbicas e anaeróbicas locais, disponibilidade de nutrientes, produção de substâncias tóxicas e disponibilidade de água para as plantas.

Outro bioma de grande importância na região é o Cerrado, considerado a maior região de savana nas Américas. Nessa região a vegetação é xeromorfa com estrado herbáceo intercalado por plantas lenhosas de pequeno porte. O clima é estacional, com período chuvoso de outubro a março (90% da precipitação anual), seguido por um período seco, de abril a setembro. Assim, devido às duas estações bem definidas tem-se uma distribuição concentrada das chuvas em toda a região, influenciando diretamente a vegetação.

Contudo, apesar da grande importância destes ecossistemas na compreensão e manutenção de processos hidrológicos e ecológicos, a região do estado de Mato Grosso tem experimentado forte mudanças no uso e ocupação do solo ao longo de seu território, tendo como força motriz a pecuária e agricultura. A substituição da cobertura natural por áreas de pastagem ou cultivadas, altera, em primeira instância, as características aerodinâmicas e radiativas da superfície. Essas alterações, quando efetuadas em larga escala, tem se apresentado como

agente potencial na modificação de variáveis climáticas regionais como albedo, temperatura e saldo de radiação.

O Saldo de Radiação (R_n) representa a diferença entre o balanço de radiação dos fluxos de onda curta e longa à superfície terrestre e depende principalmente da Radiação solar global, Albedo e emissividade da superfície. Devido ao importante papel do R_n na dinâmica climática local estudos são realizados para verificar os efeitos da modificação do uso e ocupação do solo sobre o R_n . Para isso, dados de R_n são normalmente coletados por meio de saldo radiômetros instalados em torres micrometeorológicas em campanhas experimentais. No entanto, essas medidas apresentam limitações técnicas, econômicas e espaciais, tais como: mão de obra especializada, elevados custos operacionais e resultados limitados a pequenas escalas espaciais, o que por vezes não representa a realidade da região.

Neste sentido, o uso de técnicas de sensoriamento remoto acoplado a modelos físicos de trocas de energia apresentam-se como ferramenta fundamental na obtenção e espacialização com rapidez e satisfatória precisão de variáveis como: Índice de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF), Albedo, Temperatura e R_n .

Dados orbitais com ou sem correção atmosférica para faixa espectral de ondas curtas utilizados neste tipo de estudo são facilmente obtidos por websites gerenciados pela NASA com ampla escala temporal e diferentes sensores orbitais. De forma semelhante, a correção atmosférica da banda termal é disponibilizada em website específico também gerenciado pela NASA. Neste sistema é solicitados apenas pequeno conjunto de dados de variáveis micrometeorológicas como umidade relativa, temperatura do ar entre outras.

1.2.1. Objetivo geral

Avaliar o efeito da correção atmosférica e diferentes dados de entrada de R_g (medido e estimado por diferentes modelos) no desempenho da estimativa do R_n a partir de imagens Landsat 8 na interface Cerrado-Pantanal.

1.2.2. Objetivos específicos

- Analisar o padrão sazonal das variáveis micrometeorológicas nos sítios Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental ao longo do período de estudo;
- Comparar as variáveis micrometeorológicas entre os diferentes ambientes de estudo;

- Estimar a Radiação Solar Global a partir dos modelos de Allen (2007) e Zillman (1972) em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental;
- Comparar as estimativas da Radiação Solar Global com dados medidos em superfície em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental;
- Estimar o saldo de radiação instantâneo a partir de imagens Landsat 8 em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental;
- Estimar o saldo de radiação diário em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental;
- Avaliar o efeito da correção atmosférica nas estimativas de R_n instantâneo a partir de imagens Landsat 8 em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental;
- Comparar as estimativas do saldo de radiação instantâneo e diário com dados medidos em superfície em Baía das Pedras, Fazenda Miranda e Fazenda Experimental.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. TRANSIÇÃO CERRADO-PANTANAL

O cerrado é um bioma constituído por um grande mosaico de paisagens naturais e alta biodiversidade. Este bioma possui diferentes fisionomias com aspecto xeromorfo (plantas adaptadas a clima semiárido a desértico), denominada e marcada por um estrato herbáceo (plantas de pequeno porte) com predominância de gramíneas e ciperáceas. Geralmente ocorre em solos pobres, onde se predomina os Latossolos, que estão presentes em aproximadamente 46% da área do bioma. (HUBER, 1982; MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007; SANTOS et al., 2010).

Para Coutinho (1978), o cerrado não possui fisionomia única e uniforme, e sim três, que são: a campestre (campo limpo de cerrado), a savanica (campo sujo de cerrado, campo cerrado e cerrado *sensu stricto*) e a florestal (cerradão). A fisionomia campestre (campo limpo) mostra-se predominantemente herbáceo, com ausência de árvores e raros arbustos, podendo ser encontrada em várias posições topográfica, com diferentes variações no grau de umidade, profundidade e fertilidade do solo. Esse tipo de vegetação ocorre com frequência nas encostas, chapadas, olhos d'água, circundando as veredas e na borda das matas de galeria. Quando sua ocorrência se dá em áreas planas extensas, contíguas aos rios e inundadas periodicamente, também é chamada de campo de várzea, várzea ou brejo, sendo solos expostos a inundações com extensa camada de matéria orgânica mal decomposta (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007; RIBEIRO et al., 2012).

O cerrado (sentido restrito) caracteriza-se pela presença de árvores baixas, inclinadas, tortuosas, com ramificações irregulares, retorcidas e geralmente com evidências de queimadas. Em situações onde ocorre a presença de espécies florestais tanto do cerrado (sentido restrito), quanto de mata, denomina-se fisionomia florestal (cerradão), que possui cobertura arbórea variando de 50 a 90%, propiciando condições de luminosidade, favorecendo assim a formação de estratos arbustivo e herbáceo (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007).

A fisionomia savanica (campo sujo) mostra-se exclusivamente herbáceo-arbustivo, tendo arbustos e sub-arbustos formados por indivíduos com menor desenvolvimento que os das espécies arbóreas do cerrado sentido restrito (FERREIRA, 2003). É encontrado em solos rasos, casualmente com pequenos afloramentos rochosos de curta extensão, bem como solos profundos com baixa

fertilidade (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007). Devido a fatores ambientais o Campo sujo pode apresentar três subtipos fisionômicos distintos. Que são: campo sujo seco (lençol freático profundo), campo sujo húmido (lençol freático alto) e campo sujo com murundus (ocorrência de microrrelevos mais elevados) (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2007; RIBEIRO et al., 2012).

Ocupando originalmente uma área de dois milhões de quilômetros quadrados, aproximadamente 24% do território brasileiro, o cerrado é a maior região de savana nas Américas (MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, 2009; CÂMARA, 2012). Nessa região, o clima é estacional, tendo um período chuvoso, que vai de outubro a março, e seguido por um período seco, de abril a setembro. Devido às duas estações bem definidas tem-se uma distribuição concentrada das chuvas em toda a região, influenciando diretamente a vegetação. Essas regiões possuem precipitação média anual de 1.500 mm, com temperaturas amenas ao longo do ano, variando entre 22 e 27°C em média (KLINK & MACHADO, 2005; WALTER, 2006).

Em divisa com o Cerrado outra área de significativa extensão ao longo do território Brasileiro é o Pantanal. Este ecossistema representa a maior planície sazonalmente alagável contínua da América do Sul ocupando aproximadamente 38% da Bacia do Rio Paraguai. No Brasil este bioma se estende por aproximadamente 140.000 km² abrangendo a região Sul do estado do Mato Grosso e o Noroeste de Mato Grosso do Sul (JUNK et al., 2006).

No estado de Mato Grosso os principais municípios que fazem parte do Pantanal são Poconé, Cáceres, Barão de Melgaço, Santo Antônio de Leverger e Nossa Senhora do Livramento (ALLEM e VALLS, 1987). Nesta região o clima é do tipo AW, quente e úmido, segundo classificação de Koppen com estação chuvosa de outubro a março e seca de abril a setembro. A pluviosidade varia de 800 a 1.300 mm ano⁻¹ com temperatura média anual máxima entre 29 e 32°C e mínima entre 17 e 20°C (CADAVID GARCIA, 1984; BRASIL, 1997).

Devido as suas características físicas e ecológicas, bem como sua localização geográfica, o Pantanal é considerado o elo entre os ecossistemas Cerrado (região central do estado), Floresta Amazônica (ao norte do estado) e os Chacos Bolivianos e Paraguaio, com prolongamentos naturais em áreas circunvizinhas (BIUDES et al., 2009). Neste sentido, a flora da região é grandemente influenciada pelas características fitofisionômicas de províncias circunvizinhas (JUNK et al., 2006; JUNK, 2013). Outro fator decisivo quanto as características fitofisionômicas do Pantanal são as variações pluviométricas e

hídricas existentes na região, que por sua vez, condicionam o pulso de inundação na região.

O pulso de inundação é o principal responsável pelas alternâncias nas condições aeróbicas e anaeróbicas locais, disponibilidade de nutrientes, produção de substâncias tóxicas e disponibilidade de água para as plantas (PONNAMPERUMA, 1972; KIRK, 2004; BIUDES et al., 2009; NOVAIS et al., 2013). Este evento ocorre em sua maioria devido ao transbordamento de rios que banham a região pantaneira, como por exemplo o rio Paraguai. Contudo, locais com pouca influência de rios podem ser inundados devido a altos índices pluviométricos locais (PENHA et al., 1999). Neste sentido, é possível perceber que a ciclagem da precipitação por meio da evapotranspiração, bem como a manutenção de espécies locais dependentes da dinâmica de inundação, são características marcantes do Pantanal.

Contudo, apesar da grande extensão territorial destes ecossistemas, boa parte do Cerrado e do Pantanal já foram convertidos em áreas de pastagem e agricultura, o que compromete a manutenção da fauna e flora, bem como a capacidade de armazenamento e uso da radiação solar incidente nestes ecossistemas (KLINK & MACHADO, 2005; MARTINS et al., 2015).

2.2. RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

O Sol é uma imensa bola de gases incandescente que produz $4,0 \times 10^{23}$ KW de potência de energia por segundo e é responsável direto pela manutenção da vida em nosso planeta (TIRADENTES, 2007). A fonte de energia básica do sol é a fusão nuclear. Isso se dá devido à alta temperatura e densidade do seu interior onde ocorre a fusão do hidrogênio liberando energia e produzindo como subproduto o hélio (TAVARES, 2000). Após se produzir a energia no interior da esfera solar, a mesma deve ser transportada para a superfície da esfera e irradiada para o espaço, caracterizando a radiação solar, considerada como toda radiação eletromagnética proveniente do sol (DUFFIE E BECKMAN, 1991).

A radiação solar divide-se em duas grandes regiões conforme a capacidade de ionização atômica: radiação ionizante que por sua vez se divide em raios – x e raios gama, e radiação não – ionizante que se subdivide-se em radiação ultravioleta, luz visível e radiação infravermelha, (RIBEIRO, 2004) (Figura 1).

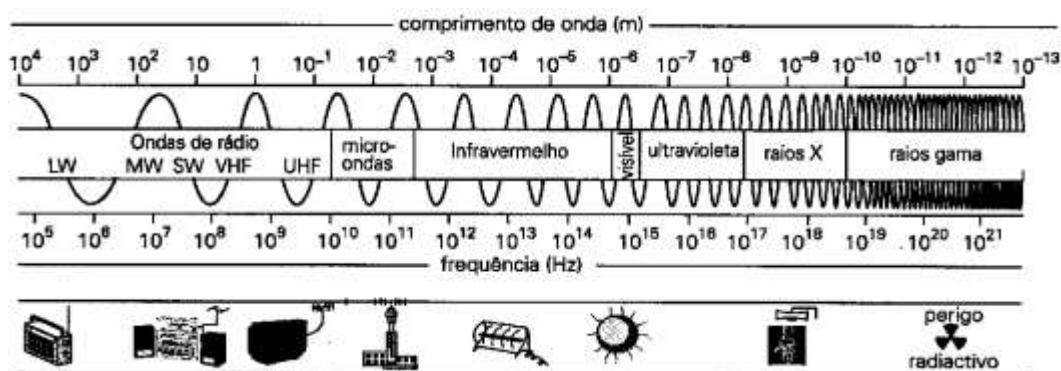


Figura 1: Espectro eletromagnético (<http://profs.ccems.pt/PauloPortugal/CHYMICA/REM/REM.html>).

Cerca de 9% da energia do espectro eletromagnético solar é composta pela Radiação Ultravioleta (RUV). Essa radiação é uma onda eletromagnética não-ionizante composta de três faixas: UVC (germicida) de 0,100 a 0,280 μm , UVB (eritomatosa) de 0,280 a 0,320 μm e UVA (bronzante) de 0,320 a 0,400 μm . Devido a atenuação da radiação solar pela atmosfera, apenas cerca de 4% do que chega a superfície é RUV, 96% UVA e 4% UVB. Normalmente a radiação UVC não chega ao solo, pois é em sua maioria, usado para a formação do ozônio (KOLLER, 1965). A radiação infravermelho está compreendida na faixa de comprimento de onda (λ) entre 0,7 μm a 1 mm. Esta radiação pode ser classificada em infravermelho próximo, 0,7 a 2,5 μm , infravermelho médio, 2,5 a 50 μm e infravermelho longo, 50 μm a 1 mm (LIMA E BAKKER, 2011).

Após percorrer o espaço, a energia radiante alcança a atmosfera da terra atingindo e aquecendo a superfície terrestre, todavia sem provocar um aumento significativo na temperatura do ar (PROCLIRA, 2007). Cerca de 30% da radiação incidente no topo da atmosfera (R_0) são refletidas por nuvens, gases e partículas atmosféricas e 19% é absorvida por estes constituintes (Figura 2). O restante da radiação é absorvida produzindo aquecimento do sistema e provocando evaporação de água (calor latente) ou convecção (calor sensível) (Pereira et al., 2006). Os principais componentes atmosféricos responsáveis pela absorção da radiação solar são o vapor d'água, o ozônio (O_3) e o dióxido de carbono (CO_2).

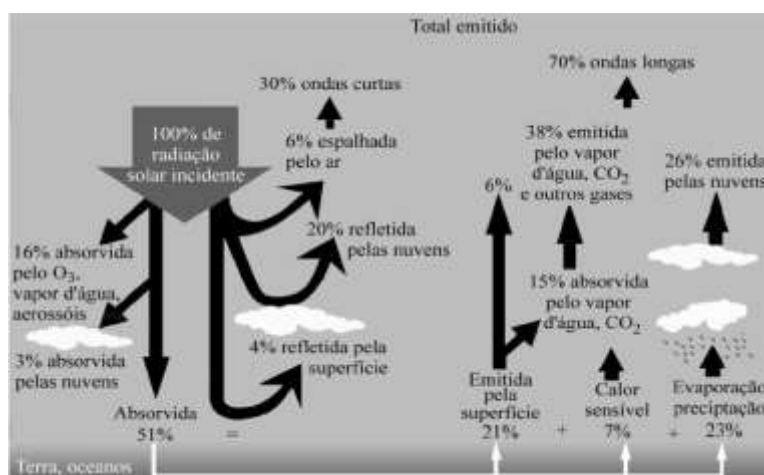


Figura 2: Interação entre radiação solar e o sistema terra-atmosfera (Martins et al., 2004).

A radiação que atinge e aquece a superfície terrestre é chamada de radiação solar global (R_g) e é composta pelo somatório de duas componentes: a radiação solar direta e radiação difusa. (ASSIS et al., 2008; QUERINO et al., 2011). Denomina-se radiação solar direta, a energia que chega diretamente na superfície do solo sem sofrer alteração em seu caminho óptico e radiação difusa a radiação composta pela energia proveniente das demais direções, sendo difundida na atmosfera devido à presença de partículas diversas (INÁCIO, 2009). Em dia de céu aberto a radiação direta apresenta-se com valores maiores que a difusa, uma vez que sofre pouca influência das nuvens (TURCO et al, 2006; CORRÊA, 2008).

Para um mesmo instante e diferentes locais, a radiação solar global irá variar basicamente em função da época do ano, declinação e ângulo de elevação do sol, altitude, latitude, bem como, condições de nebulosidade e transmissividade atmosférica local (Lima et al., 2011; Pavão et al., 2014).

2.3. ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

A Radiação Solar Global (R_g) é a principal fonte de energia para os processos biofísicos como fotossíntese, evapotranspiração e aquecimento da superfície na interface solo-planta-atmosfera.

Apesar de sua importância, a disponibilidade de dados medidos de Radiação Solar Global (R_g) é ainda limitada, diante do reduzido número de estações de superfície que registram essa variável. Isto ocorre devido ao elevado custo e frequente manutenção dos sensores responsáveis pelo registro da R_g (THORNTON & RUNNING, 1999; WEISS ET AL., 2001). Assim, vários modelos matemáticos baseados em relações empíricas foram sugeridos para

estimativa da R_g utilizando elementos como a umidade do ar (YANG e KOIKE, 2002), precipitação (HUNT et al., al., 1998; LIU e SCOTT, 2001; RIVINGTON et al., 2005), fração do brilho solar (WONG e CHOW, 2001; ALMOROX e HONTORIA, 2004; TRNKA et al., 2005), temperatura do ar (Hargreaves-Samani, 1982) dentre outros.

Entre as equações sugeridas para estimativa de R_g diária, destacam-se as de Angström-Prescott (1940) e Hay (1979) baseados na insolação (n). Nestas equações o R_g é estimado a partir dos coeficientes a e b obtidos por regressão linear entre o índice de claridade atmosférica (kt) e a razão de insolação. Contudo, a equação de Hay leva em consideração o fator de reflexão da superfície. Outra equação notoriamente conhecida é a proposta por Bristow e Campbell (1984) que admite a radiação solar incidente como uma função da amplitude térmica local, bem como da radiação extraterrestre (R_o).

Já nas estimativas horárias de R_g duas das equações mais utilizadas são as propostas por Allen, (2007) obtida como resultado de relações empíricas entre constante solar e fatores de atenuação da radiação solar (ângulo zenital e transmissividade atmosférica), bem como a proposta por Zillman, (1972) também baseada nesses fatores acrescida por um componente de ajuste.

2.4. SALDO DE RADIAÇÃO

De acordo com Varejão, (2006) a diferença entre os ganhos (fluxos descendentes) e as perdas (fluxos ascendentes) radiativas considerando-se uma área controlada, plana, horizontal e situada próximo à superfície é denominada saldo de radiação (R_n). O R_n irá variar, basicamente, em função do albedo, temperatura e emissividade atmosférica e superficial, bem como, quantidade de radiação incidente sobre a superfície de estudo.

O padrão diário do R_n é regido pelas características de incidência da radiação solar (onda curta) e emissividades (onda longa) horárias locais. Durante a noite o R_n é negativo em função da ausência de ondas curtas e predominância de ondas longas emitidas pela superfície terrestre. A partir das 6 horas do dia o R_n tende a se manter positivo com pico as 12 horas, voltando a diminuir a partir das 13h com mínimo positivo as 18h (GOMES et al., 2015).

Assim, o R_n pode ser calculado como o somatório do Balanço de Ondas Curtas (BOC) e Balanço de Ondas Longas (BOL) conforme a equação (1).

$$R_n = BOC + BOL \quad (1)$$

O balanço de onda curta é expresso em função da radiação solar global (R_g) e do albedo (α) de acordo com a equação 2:

$$BOC = R_g \times (1 - \alpha) \quad (2)$$

O albedo (α) é uma medida adimensional calculada a partir da razão entre a radiação solar refletida e incidente, ou seja, representa taxa da radiação solar incidente que é refletida pela superfície (GARCIA et al., 2004). Seus valores irão variar no decorrer do ano, em função de estágio de crescimento da vegetação, bem como, comprimento de onda, ângulo de incidência dos raios luminosos (ângulo zenital), quantidades de nuvens e material particulado na atmosfera, uma vez que, esses elementos atuam como atenuantes da radiação solar incidente na superfície absorvendo e refletido essa radiação (MARTINS et al., 2004; PEREIRA et al., 2006). Superfícies com colorações e grau de umidades diferentes, também interferem no valor do albedo superficial, pois superfícies úmidas terão colorações mais escuras ao passo que superfícies secas apresentam coloração mais clara refletindo menos ou mais radiação, respectivamente (PEREIRA et al., 2006; QUERINO et al., 2006; LEIVAS et al., 2007; BRAGA et al., 2009).

O albedo superficial está diretamente relacionado as trocas de energia no sistema atmosfera-superfície, afetando regimes radiativos, causando variações de temperatura, modificações no clima local e mudanças no calor latente e sensível, com alteração significativa no balanço energética da atmosfera (PEREIRA et al., 2007). Devido a sua influência no balanço de radiação terrestre, a análise do albedo vem sendo frequentemente considerado em estudos do clima global e regional (GIONGO et al., 2009).

Já o balanço de onda longa pode ser considerado como a diferença entre a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (OLA) e seus constituintes e a radiação emitida pela superfície terrestre (OLS) sendo expresso pela equação 3 (MESQUITA, 2012):

$$BOL = OLA - OLS \quad (3)$$

Segundo a lei de Stefan-Boltzmann a emissão radiante de um corpo (Q_e) é proporcional a quarta potência da temperatura de sua superfície e pode ser expressa como (equação 4):

$$E = \varepsilon \sigma T^4 \quad (4)$$

em que, E é a emissão radiante, em $W.m^{-2}$; ε é a emissividade do corpo, adimensional; σ é a constante de Stefan-Boltzmann e T é temperatura em K.

Partindo do pressuposto que a terra, em uma primeira aproximação, se comporte como um corpo negro segundo a equação de Stefan – Boltzmann, pode-

se estimar a radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre (E_{sup}) e atmosfera (E_{atm}) pela equação 5 e 6, respectivamente:

$$E_{\text{sup}} = \varepsilon_{\text{sup}} \sigma T_s^4 \quad (5)$$

$$E_{\text{atm}} = \varepsilon_{\text{atm}} \sigma T_{\text{ar}}^4 \quad (6)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann, T_s é a temperatura da superfície (solo, cultura etc.), T_a é a temperatura do ar e ε_{sup} e ε_{atm} são as emissividades da superfície e da atmosfera, respectivamente (REICHARDT, K. e TIMM, L.C. 2004).

Vários estudos analisaram a variação do R_n em função do tipo de cobertura vegetal e constataram maiores valores de R_n em áreas de floresta quando comparados com área de solo exposto e pastagem (Furlan et al., 2011; Gomes et al., 2015). Isso pode ser explicado pelo efeito combinado do albedo e da temperatura superficial, visto que o primeiro influencia o balanço de ondas curtas e o segundo de ondas longas (GOMES et al., 2009; AMANAJÁS et al., 2013). Estes resultados corroboram com os obtidos por Andrade e Correa, (2014), em estudos realizados em Santarém – PA, que também observaram uma redução do Saldo de Radiação em função do aumento do albedo e da temperatura superficial em áreas de solo exposto e urbana. Os autores concluíram que alterações na cobertura vegetal de um dado local tende a proporcionar uma diminuição na quantidade de energia disponível para os processos físicos e biológicos na superfície.

2.5. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO POR SENSORIAMENTO REMOTO

Sensoriamento remoto é a conjunto de atividades utilizadas para a obtenção de informações de objetos que compõe a superfície terrestre, sem que haja necessidade de um contato direto com o mesmo (MORAES, 2002). Para isso é necessário à detecção, aquisição e análise (interpretação e extração de informações) da energia eletromagnética emitida ou refletida pelos objetos e detectadas pelos sensores remotos (GALVÍNCIO et al., 2006). Os tipos de interações ocorridas entre a energia eletromagnética e um dado objeto terrestre irão determinar a quantidade e a qualidade de energia refletida ou emitida pelo mesmo. Essas interações são influenciadas pelas suas propriedades físicas, químicas e biológicas, podendo ser identificadas nas imagens e dados dos sensores remotos. Portanto, a energia eletromagnética emitida ou refletida por um

alvo na superfície terrestre mostra-se como a base de dados para identificação das suas principais características dos pontos em questões (MORAES, 2002).

Os produtos estimados através de imagens de satélites ambientais, além de auxiliarem no monitoramento de alterações na superfície terrestre, propiciam também uma melhor representatividade das variáveis e componentes necessários para a inicialização de modelos de previsão de tempo e clima (PEREIRA et al., 2007). Segundo LIBERATO, (2011) com o sensoriamento remoto é possível integrar informações e processos referentes à troca entre biosfera e atmosfera de elementos como carbono, gases-traço, água e energia por uma ampla gama de escala geográfica.

O uso de dados referente a albedo, temperatura e saldo de radiação (Rn) são fundamentais quanto a identificação e análise dos impactos da conversão de áreas naturais em áreas modificadas. Contudo, medir estas variáveis *in loco* implicam em gastos elevados, tanto para instalação quanto para manutenção de sensores usados neste tipo de experimento. Ademais, a aferição por meio de interpolação dos valores pontuais para escalas maiores, muitas vezes não corresponde à realidade da região (GUSMÃO et al., 2012). Nesta perspectiva, técnicas de sensoriamento remoto acoplados a modelos físicos de trocas de energia, tem possibilitado a obtenção e espacialização de variáveis como: Índice de Vegetação (NDVI, SAVI e IAF), Albedo, Temperatura e Rn com rapidez e satisfatória precisão (GIONGO et al., 2010; SILVA et al., 2011,2014; MACHADO et al., 2014, SANTOS et al., 2015).

Os principais componentes do balanço radiativo são a radiação solar global (Rg), albedo superficial, emissividade atmosférica e da superfície. Todas essas variáveis podem ser obtidas através de equações que relacionam dados de sensoriamento remoto e pequeno conjunto de dados medidos em superfície com as características biofísicas locais.

Atualmente existem diversas metodologias para o cálculo do albedo através de imagem de satélites. Liang, (2000) apresenta a formula linear de estimativa para imagens do Landsat 5 – TM e Landsat 7 – ETM+, baseando-se nas bandas de reflectância 1, 3, 4, 5 e 7. Duguay e LeDrew (1992) desenvolveram uma formula linear que utiliza três bandas (2,4 e 7) do Landsat 5 TM. Existe ainda a equação proposta por Allen et al. (2002) que utiliza a combinação linear das reflectâncias obtidas nas bandas 1,2,3,4,5 e 7 obtidas por meio do satélite Landsat 5 – TM e Landsat 7 – ETM+ (ANDRADE et al., 2010). Contudo, são escassos os estudos de albedo realizados com base em imagens do satélite Landsat 8 OLI

(Operational Terra Imager). Silva et al., (2016) sugerem coeficientes de proporcionalidades referentes as bandas do satélite Landsat 8 equivalentes às aquelas utilizadas por meio da combinação linear proposta por Allen et al. (2002) no Landsat 5, no entanto, estes valores não são corrigidos atmosféricamente, fato este que limita seu uso.

Já a estimativa da temperatura superficial é feita com base na conversão da radiância espectral da banda termal em temperatura de brilho (temperatura superficial sem correção dos efeitos da atmosfera). No satélite Landsat 5 a temperatura de brilho era obtida a partir da banda 6 (10.40 - 12.50 μm) do sensor TM (Thematic Mapper). Porém, no satélite Landsat 8 é obtida por meio das bandas 10 e 11 do sensor TIRS (Thermal Infrared Sensor). Contudo, as imagens termais do Landsat 8 apresentam certas difusões, que causam problemas de calibração nas imagens (NASA, 2014). Neste sentido, vários algoritmos foram testados pela USGS (United States Geological Survey), e nas imagens de 2014 foram aplicadas correções iniciais, entretanto a USGS ainda não recomenda o uso da banda 11 em virtude das anomalias existentes na mesma. A banda 10 do Landsat 8 pode ser utilizada após a calibração através de um modelo de transferência radiativa de emissividade e parâmetros para recuperação da temperatura da superfície, e apresenta um erro de polarização residual inferior a 2 graus para a maioria dos alvos (COELHO et al., 2013; SCHOTT et al., 2014).

Em termos de balanço de ondas longas, as estimativas da radiação emitida pela atmosfera e superfície terrestre são funções das emissividades locais. Sobrinho et al. (2013) analisaram 107 modelos de estimativa da radiação de onda longa emitida pela atmosfera em condições de céu claro e nublado no cerrado mato-grossense e constatou que os melhores modelos foram os modelos de Viswanadham & Ramanadham (1970), Idso & Jackson (1969) e Bignami et al. (1995) e, após a parametrização, os modelos de Bárbaro et al. (2010) (céu claro); Aubinet (1994) (céu parcialmente nublado) e Andreas & Ackley (1982) (céu nublado). Em estudos envolvendo o algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) a emissividade atmosférica é obtida por meio da equação proposta por Duarte et al., (2006) e é considerada como função da temperatura do ar e pressão de vapor atual da atmosfera.

Na obtenção da radiação de onda longa emitida pela superfície terrestre alguns modelos com base em índices biofísicos tem sido sugeridos. Tasumi et al., (2003) assumiram a emissividade da superfície como uma função linear do IAF (Índice de Área Foliar) da superfície analisada. Já Valor e Caselles, (1996)

relacionam a emissividade da superfície com a fração de cobertura da superfície por solo exposto e vegetação.

Portanto, vários são os métodos de estimativas dos componentes do saldo de radiação à superfície terrestre, porém a escolha de equações que melhor represente as condições reais locais é necessária para obtenção de boas estimativas.

3. METODOLOGIA

3.1. ÁREA DE ESTUDO

O estudo foi conduzido em três diferentes áreas experimentais localizadas no estado de Mato Grosso. A região tem precipitação média entre 1.200 a 1.400 milímetro anual e temperatura média anual de 25 a 29 °C, com chuva sazonal e estação seca que se estende de maio a setembro (BIUDES et al., 2012; RODRIGUES et al., 2016).

O primeiro local de pesquisa está localizada em uma área sazonalmente inundada com lamina d'água até 3 m de altura, localizado 105 km a Sudoeste de Cuiabá (16° 29' 53,52" S: 56°24'46,23" O) no sítio experimental Baía das Pedras (BPE) (Figura 3). A vegetação é predominantemente do tipo *Combretum laxum*, conhecida localmente como "Pombeiral," que é uma árvore pequena / grande arbusto que cresce em arvoredos muito densos em todo o Pantanal (Santos et al., 2006).

As demais áreas de estudo encontram-se em uma região de transição entre Pantanal e Cerrado. A região é caracterizada como prolongamento do Pantanal com ausência de lamina d'água ao longo do ano (Biudes et al., 2009). Assim, a segunda área de estudo encontra-se em uma pastagem com ocorrência de arbustos (conhecida localmente como campo sujo), localizada na Fazenda Miranda (FMI), que fica 15 km ao sul da cidade de Cuiabá (15°43' 53,66" S: 56°04' 18,81" O). A vegetação é dominada por gramíneas nativas e não-nativas e pelas espécies de árvores semi-decíduas *Curatella americana* L. e *Diospyros hispida* A.DC. (VOURLITIS et al., 2013).

A terceira área encontra-se em uma pastagem não nativa denominada *Brachiaria humidicola* localizado na Fazenda Experimental (FEX) da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) a 33 km ao Sul de Cuiabá (15°51'15.23"S: 56°04'13.50"O) (Biudes et al., 2009; 2012). O tipo de solo regional é rochoso, Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico, também conhecido como um Plintossolo (RADAMBRASIL, 1982), com elevadas taxas de infiltração de água, contudo, com capacidade de retenção de água limitada (DOMINGUES et al., 2013).

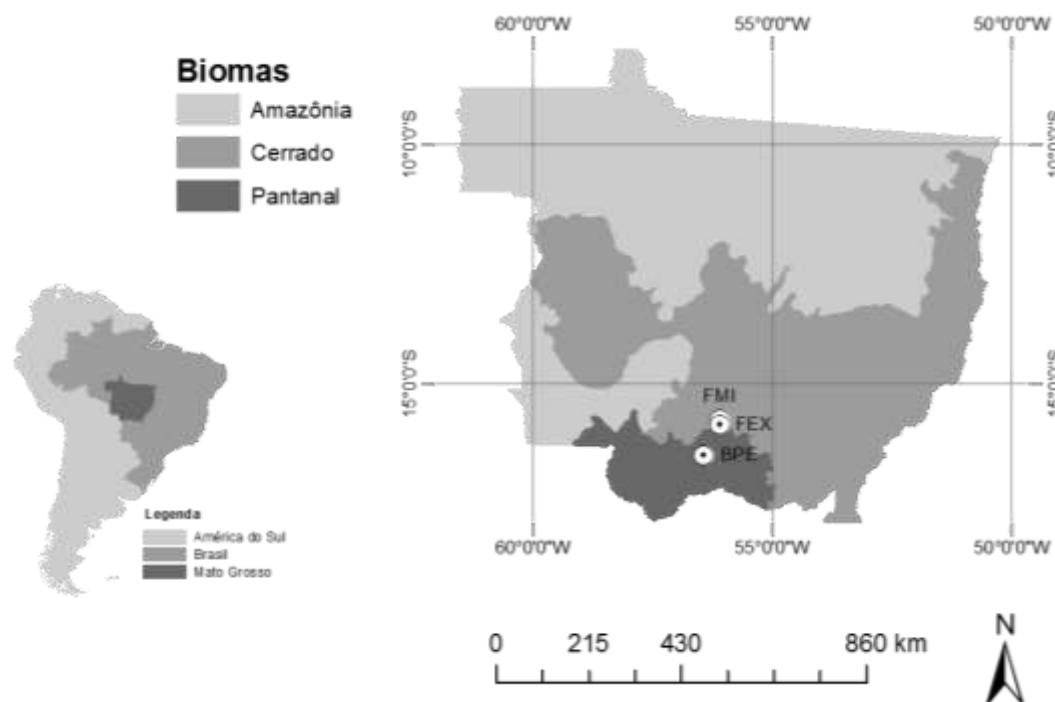


Figura 3: Localização geográfica de Mato Grosso, Brasil e torres de fluxo em uma floresta sazonalmente inundada em Baía das Pedras (BPE), pastagem com ocorrência de arbustos (campo sujo) em Fazenda Miranda (FMI) e Pastagem de Brachiaria humidicola na Fazenda Experimental (FEX).

3.2. INSTRUMENTOS DE MEDIDA

Os dados foram recolhidos continuamente em torre micrometeorológica instalada em cada uma das áreas experimentais. Os dados coletados foram radiação solar (R_g), saldo de radiação (R_n), temperatura do ar (T_a) e umidade relativa (UR). Os sensores de aquisição de dados e sistemas de fornecimento de energia são praticamente idênticos em todos os locais, e uma lista completa, incluindo modelo do instrumento, informações de instalação, é apresentada na Tabela 1.

Tabela 1: Descrição dos equipamentos usados nas medições de R_n , R_g , Temperatura do ar e umidade relativa com as respectivas alturas de instalação de cada sensor nas torres presentes em BPE, FMI e FEX.

Variável	Descrição dos equipamentos	Altura instalada (m)		
		BPE	FMI	FEX
R_g	LI200X, LI-COR, Lincoln, NE, USA	20	5	2
R_n	NRLITE, Kipp & Zonen, Delft, Netherlands	20	5	2
T_a/UR	HMP-45AC, Vaisala Inc., Woburn, MA, USA	22/31	5/18	0.5/1.8

Com base nos dados de temperatura do ar (T_{ar} ; °C) e umidade relativa (UR) foram calculados a pressão de saturação do vapor d'água (e_s ; KPa), pressão atual de vapor d'água (e_a ; KPa) e déficit de pressão de vapor d'água (DPV; KPa) de acordo com as equações 7, 8 e 9, respectivamente.

$$e_s = 0.6108 \times 10^{\frac{7.5 T_{ar}}{237.3 + T_{ar}}} \quad (7)$$

$$e_a = UR \times e_s \quad (8)$$

$$DPV = e_s - e_a \quad (9)$$

3.3. IMAGENS ORBITAIS UTILIZADAS

As imagens utilizadas neste estudo foram obtidas a partir do satélite Landsat 8 na órbita 226 e ponto 71. O satélite Landsat 8 pertence a série Landsat e foi lançado em 11 de fevereiro de 2013 em substituição ao Landsat 5 e 7. À bordo do Landsat 8 estão os sensores OLI (Operational Terra Imager) e o TIRS (Thermal Infrared Sensor). Estes dois sensores são superiores aos antecessores em todos os tipos de resolução, ou seja, espacial (para banda térmica), espectral (inclusão de três novas bandas) e resolução radiométrica (maiores níveis de cinza) (Bhardwaj et al., 2015). Os produtos de refletância Landsat 8 não corrigidos (reflectância banda 10) e corrigidos (demais reflectâncias utilizadas) para os efeitos da atmosfera foram baixados da plataforma de processamento Architecture Science Center (ESPA) (<http://espa.cr.usgs.gov/>) do Serviço Geológico Americano (United State Geological Survey - USGS). O critério para aquisição das imagens foi a ausência de nuvens nos pixels referentes aos pontos de coleta dos dados. Foram utilizadas 16 imagens em BPE, 19 em FMI e 15 em FEX entre abril de 2013 e agosto de 2014.

3.4. CÁLCULO E CORREÇÃO DA TEMPERATURA SUPERFICIAL

No cálculo da temperatura superficial corrigida a radiância espectral (banda 10 Landsat 8) foi corrigida atmosféricamente a partir dos valores de transmissividade atmosférica, radiância emitida e recebida pela superfície obtidas junto ao site da NASA (<http://atmcorr.gsfc.nasa.gov/>). Com os dados obtidos foi realizado a correção radiométrica de acordo com a equação 10 (BARSI, 2003).

$$L_T = \frac{L_{toa} - L_u - (1 - \epsilon)L_d}{\epsilon_0 \tau} \quad (10)$$

em que, L_T é a radiância de um alvo negro de temperatura cinética ($W m^{-2} \cdot sr \cdot \mu m$); L_{TOA} é a radiância espectral ($W m^{-2} \cdot sr \cdot \mu m$); τ é a Transmissividade da atmosfera; L_u é a radiância emitida pela superfície ($W m^{-2} \cdot sr \cdot \mu m$) e L_d é a radiância recebida pela superfície ($W m^{-2} \cdot sr \cdot \mu m$); ε_0 é a emissividade da superfície calculada de acordo com a equação proposta por Valor e Caselles, (1996) (equação 11):

$$\varepsilon_0 = \varepsilon_v * Fc + \varepsilon_g * (1 - Fc) * (1 - 1.74 * Fc) + 1.7372 * Fc * (1 - Fc) \quad (11)$$

em que ε_v é a emissividade referente a vegetação (neste estudo $\varepsilon_v = 0.985$); ε_g é a emissividade do solo (neste estudo $\varepsilon_g = 0.96$); Fc é a fração do solo coberta pela vegetação, calculado pela equação 12:

$$Fc = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (12)$$

em que NDVI é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (sigla em inglês para Normalized Difference Vegetation Index) obtida em cada ponto (equação 13); $NDVI_{max}$ e $NDVI_{min}$ é o valor máximo e mínimo do NDVI da área de estudo, respectivamente.

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada foi obtido de acordo com a equação 10:

$$NDVI = \frac{\rho_{iv} - \rho_v}{\rho_{iv} + \rho_v} \quad (13)$$

em que ρ_{iv} e ρ_v são as refletâncias na bandas 5 e 4 do satélite Landsat 8.

As radiâncias espectrais corrigida e não corrigida foram convertidas em temperatura da superfície a partir da equação proposta pela USGS (equação 14). As constantes térmicas foram obtidas no arquivo de metadados obtidas no download das imagens no site da USGS.

$$T_{nc} = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad (14)$$

em que, K_1 é a constante de calibração 1 ($666.09 W m^{-2} sr \mu m$); K_2 é a constante de calibração 2 ($1282.71 K$) e L_λ é a Radiância espectral ($W m^{-2} sr \mu m$).

3.5. ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

Neste trabalho os dados de Radiação Solar Global utilizados na estimativa do R_n foram obtidos a partir de dados medidos em superfície e estimado por diferentes modelos. Ambos os modelos consideram a radiação solar incidente à superfície após os processos de atenuação devido aos fatores astronômicos e meteorológicos. O modelo sugerido por Zillman (1972) ($R_{g|Zillman}$) considera o

ângulo de incidência dos raios solares (definido pelo ângulo zenital) e a quantidade de vapor d'água da atmosférica local conforme a equação 15.

$$R_{g\downarrow Zillman} = \frac{S_0 \cos^2 \theta_z}{1.085 \cos \theta_z + e_s (2.7 + \cos \theta_z) \times 10^{-3} + \beta} \quad (15)$$

em que S_0 é a constante solar (1367 W m^{-2}); e_s é a pressão de saturação de vapor d'água do ar; θ_z é o ângulo zenital, disponíveis nos metadados das imagens e β é coeficiente de ajuste (0.1) Zillman (1972).

No segundo modelo, proposto por Allen (2007) ($R_{g\downarrow Allen}$), a radiação solar incidente também é função da variação no ângulo de incidência dos raios solares (ângulo zenital), acrescida pela correção da excentricidade do sol. Contudo, neste modelo a influência atmosférica é abordada em termos de transmissividade atmosférica local, que por sua vez é dependente principalmente da água precipitável na atmosfera, bem como a quantidade de poeira e aerossóis no ar (ASCE-EWRI 2005) (equação 16).

$$R_{g\downarrow Allen} = \frac{S_0 \cos \theta_z \tau_{oc}}{d^2} \quad (16)$$

em que d^2 é o quadrado da distância média Terra-Sol, obtido de acordo com Duffie e Beckman (1991) pela equação 17:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0.33 \cos (DJ 2\pi/365)} \quad (17)$$

em que DJ é o dia juliano ou dia sequencial do ano.

τ_{oc} é a transmitância atmosférica obtida pela equação 18 (MAJUMDAR et al., 1972; (ASCE-EWRI, 2005):

$$\tau_{oc} = 0.35 + 0.627 \exp \left[\frac{-0.00146 P_o}{K_t \cos \theta_z} - 0.075 \left(\frac{W}{\cos \theta_z} \right)^{0.1} \right] \quad (18)$$

em que P_o é a pressão atmosférica local (kPa) (considerada 99.9 kPa neste estudo); K_t é o coeficiente de turbidez atmosférico (utilizou-se $K_t = 0.65$) e W é o conteúdo de água precipitável na atmosfera em (mm) segundo a equação 19 (Garrison e Aldler, 1990):

$$W = 0.14 e_a P_o + 2.1 \quad (19)$$

em que e_a é a pressão de vapor d'água atual do ar.

3.6. ESTIMATIVA DO SALDO DE RADIAÇÃO

O Saldo de Radiação instantâneo ($R_{n_{inst}}$) foi calculado de acordo com a equação 20.

$$R_{n_{inst}} = R_{g\downarrow} (1 - \alpha_{sup}) - R_{L\uparrow} + R_{L\downarrow} - (1 - \epsilon_0) R_{L\downarrow} \quad (20)$$

onde $R_{g\downarrow}$ representa a radiação solar incidente (neste caso, medida a superfície e estimada pelos modelos de Allen, (2007) e Zillman, (1972)), α_{sup} representa o albedo superficial, $R_{L\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela superfície, $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera em direção a cada pixel e ε_0 é emissividade de cada pixel.

O albedo da superfície (α_{sup}) foi obtido de acordo com a equação 21 (CHEN and OHRING, 1984; KOEPKE et al., 1985; BASTIAANSSEN et al., 1998).

$$\alpha_{sup} = \left(\frac{\alpha_{sup} - \alpha_{atm}}{\tau_{oc}} \right) \quad (21)$$

em que, α_{toa} é o albedo no topo da atmosfera, α_{atm} é o albedo da própria atmosfera (neste estudo utilizou-se $\alpha_{atm} = 0.03$ de acordo com Allen, (2002)) e τ_{oc} é a transmitância atmosférica (equação 18).

O albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) é aquele não ajustado ao efeito da atmosfera terrestre, e foi obtido pela combinação linear das refletâncias monocromáticas da banda 2 a banda 7 do Landsat 8 (Equação 22).

$$\alpha_{toa} = 0.300 \rho_2 + 0.277 \rho_3 + 0.233 \rho_4 + 0.143 \rho_5 + 0.036 \rho_6 + 0.012 \rho_7 \quad (22)$$

em que ρ_2 , ρ_3 , ρ_4 , ρ_5 , ρ_6 e ρ_7 são refletâncias das bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7 do TM Landsat 8 não corrigidas ao efeito da atmosfera. Os coeficientes de proporcionalidade da refletância para cada banda (ou peso de cada banda) foram obtidos em Silva et al. (2016).

A radiação de onda longa incidente pela atmosfera ($R_{L\downarrow}$) e a emitida pela superfície ($R_{L\uparrow}$) foram obtidas conforme as equações 23 e 24, respectivamente.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (23)$$

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (24)$$

em que, ε_a é a emissividade da atmosfera obtida de acordo com Duarte et al. (2006);

ε_0 é a emissividade da superfície obtida de acordo com Valor e Caselles, (1996) (equação 8); σ é a constante de Stefan-Boltzman ($= 5,67 \cdot 10^8 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$); T_{sup} é a temperatura radiométrica da superfície (K) obtida a partir das bandas 10 do Landsat 8 TIRS e T_{air} é a temperatura do ar obtida das estações micrometeorológicas em BPE, FMI e FEX.

O R_n diário ($R_{n(24h)}$; W m^{-2}) foi calculado usando a equação 25 (DE BRUIN e STRICKER, 2000):

$$R_{n(24h)} = R_{g\downarrow(24h, medida)} (1 - \alpha_{sup}) - a\tau_{24h} \quad (25)$$

em que $Rg_{\downarrow(24h,medida)}$ é a radiação solar incidente por dia (Wm^{-2}), α_{sup} é o albedo da superfície estimado com base nas reflectâncias do Landsat 8, τ_{24h} é a transmissividade atmosférica de ondas curtas diária (equação 26) e “a” é um coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária.

$$\tau_{24h} = \frac{Rg_{\downarrow 24h,medida}}{Ro_{\downarrow 24h}} \quad (26)$$

em que $Ro_{\downarrow 24h}$ é a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera.

3.7. ESTATÍSTICA

Os erros aleatórios associados com as médias das medidas micrometeorológicas mensais e anuais foram calculados com intervalo de confiança de $\pm 95\%$ utilizando a técnica Bootstrap com 1000 interações (EFRON and TIBSHIRANI,1993). A eficiência das estimativas do R_n foi avaliada por testes estatísticos como o índice de concordância de Willmott d proposto por Willmott et al. (1985) (Equação 27), Erro Médio Absoluto (EMA) (Equação 28) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) (Equação 29):

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (27)$$

$$EMA = \sum \frac{|P_i - O_i|}{n} \quad (28)$$

$$REQM = \sqrt{\frac{\sum |P_i - O_i|^2}{n}} \quad (29)$$

em que P_i são os valores estimados, O_i os valores observados, $\bar{O}$ é a média dos valores observados, e n é o número de observações. O índice de Willmott apresenta o grau de desempenho de uma estimativa com base na distância entre os valores estimados e observados. Seus valores podem variar de 0 (nenhuma concordância) a 1 (concordância perfeita). O EMA indica a distância (desvio) média absoluta. O REQM indica a falha do modelo em estimar a variabilidade das medições em torno da média e mede a variação dos valores estimados em torno dos medidos. O limite mínimo de REQM é 0 o que representa um acordo perfeito entre as estimativas do modelo e os dados medidos.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. PADRÃO ESPACIAL E SAZONAL DOS DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

A precipitação na FMI e FEX foi aproximadamente 9% superior na BPE (Figura 4a e Tabela 2). O período chuvoso, com precipitação maior que 100 mm (Hutyra et al., 2007), se estendeu de outubro a abril em todos os sítios experimentais, exceto em 2013 que ocorreu de outubro a março na FMI e FEX. A precipitação durante o período chuvoso representou em média 85% da precipitação total anual nos sítios experimentais. Os picos de precipitação alternaram entre fevereiro e março, representando em média 24% da precipitação do período chuvoso, enquanto que não foi registrado precipitação em agosto em todos os sítios experimentais. Esses resultados estão de acordo com a climatologia da região descritas em outros trabalhos (RODRIGUES et al., (2013); BIUDES et al., 2012, 2014a, 2015).

Em geral, o déficit de pressão de vapor (DPV) teve padrão similar em todos os sítios experimentais, com valores médios anuais ligeiramente maiores em BPE, seguido por FEX (Figura 4b e Tabela 2). O DPV durante o período seco foi em média 24% superior ao período chuvoso com valores máximos entre agosto e setembro. Estes meses são considerados os meses mais secos na região devido à falta de precipitação (Rodrigues et al., 2013,2014; Biudes et al., 2015). Os menores valores de DPV tenderam a acompanhar os meses com maior precipitação. Neste período tem-se a ocorrência de massas de ar carregadas de umidade oriundas da Amazônia, bem como uma maior disponibilidade hídrica no solo e, conseqüentemente, o intercâmbio de vapor d'água entre vegetação e atmosfera através da evapotranspiração é maior. Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Rodrigues et al. (2016) e Biudes et al. (2015) para a região.

A temperatura do ar variou sazonalmente em todos os sítios experimentais durante todo o período de estudo, com valores médios entre 25 e 26°C (Figura 4c e Tabela 2). Durante o período seco a temperatura foi em média 7% menor quando comparada com o período chuvoso em ambos os sítios. Os maiores valores da temperatura do ar ocorreram entre outubro e novembro em FEX e FMI, e entre setembro e novembro em BPE com menores valores ocorrendo em julho em todos os sítios experimentais. Os menores valores da temperatura do ar no período seco é devido a diminuição da radiação solar incidente na região que atua como um dos principais fatores moduladores da temperatura do ar. Outro fator

preponderante na redução da temperatura nesse período é a presença de frentes frias, comum nessa época do ano na região, podendo permanecer sobre o local por períodos de até 3 dias (MACHADO et al., 2004).

Tabela 2: Precipitação acumulada sazonal e anual (Ppt; mm) e média sazonal e anual ($\pm$ intervalo de confiança) para Déficit de Pressão de Vapor (DPV; Kpa), Temperatura do ar (T; °C), Albedo (α), Radiação solar Global (Rg; W m⁻²) e Saldo de Radiação (Rn; W m⁻²).

Variáveis		2013			2014		
		BPE	FMI	FEX	BPE	FMI	FEX
Ppt	Chuvoso	1127	1347	1347	1082	1122	1122
	Seco	79	204	204	360	233	233
	Anual	1206	1551	1551	1442	1356	1356
DPV	Chuvoso	0.9 $\pm$ 0.04	0.9 $\pm$ 0.04	0.9 $\pm$ 0.03	0.9 $\pm$ 0.04	0.9 $\pm$ 0.04	0.8 $\pm$ 0.03
	Seco	1.3 $\pm$ 0.05	1.2 $\pm$ 0.05	1.2 $\pm$ 0.05	1.2 $\pm$ 0.05	1.1 $\pm$ 0.05	1.2 $\pm$ 0.05
	Anual	1.1 $\pm$ 0.04	1.0 $\pm$ 0.05	1.1 $\pm$ 0.04	1.0 $\pm$ 0.04	1.0 $\pm$ 0.05	1.0 $\pm$ 0.04
T	Chuvoso	26.5 $\pm$ 0.16	27.3 $\pm$ 0.17	27.3 $\pm$ 0.19	26.3 $\pm$ 0.16	27.0 $\pm$ 0.16	26.9 $\pm$ 0.20
	Seco	24.2 $\pm$ 0.30	25.0 $\pm$ 0.27	24.9 $\pm$ 0.31	25.0 $\pm$ 0.25	25.3 $\pm$ 0.25	25.0 $\pm$ 0.28
	Anual	25.6 $\pm$ 0.22	26.1 $\pm$ 0.22	26.1 $\pm$ 0.25	25.8 $\pm$ 0.20	26.3 $\pm$ 0.20	26.1 $\pm$ 0.23
Albedo	Chuvoso	0.22 $\pm$ 0.003	0.24 $\pm$ 0.003	0.27 $\pm$ 0.006	0.21 $\pm$ 0.005	0.21 $\pm$ 0.004	0.27 $\pm$ 0.004
	Seco	0.22 $\pm$ 0.003	0.18 $\pm$ 0.004	0.27 $\pm$ 0.003	0.19 $\pm$ 0.005	0.17 $\pm$ 0.003	0.25 $\pm$ 0.004
	Anual	0.22 $\pm$ 0.003	0.21 $\pm$ 0.004	0.27 $\pm$ 0.004	0.20 $\pm$ 0.005	0.19 $\pm$ 0.004	0.26 $\pm$ 0.004
Rg	Chuvoso	230.3 $\pm$ 17.13	197.5 $\pm$ 14.90	204.9 $\pm$ 14.61	223.3 $\pm$ 16.38	195.0 $\pm$ 14.26	201.4 $\pm$ 14.80
	Seco	205.6 $\pm$ 15.69	187.3 $\pm$ 13.89	177.2 $\pm$ 13.15	196.6 $\pm$ 14.43	178.1 $\pm$ 12.99	174.0 $\pm$ 12.55
	Anual	220.0 $\pm$ 16.53	192.4 $\pm$ 14.40	191.1 $\pm$ 13.88	212.1 $\pm$ 15.57	188.0 $\pm$ 13.73	190.0 $\pm$ 13.86
Rn	Chuvoso	154.7 $\pm$ 13.71	132.8 $\pm$ 12.34	156.3 $\pm$ 13.67	163.4 $\pm$ 13.88	135.0 $\pm$ 12.16	156.6 $\pm$ 13.85
	Seco	126.9 $\pm$ 12.13	105.2 $\pm$ 10.69	96.0 $\pm$ 9.91	126.5 $\pm$ 11.82	108.7 $\pm$ 10.44	105.7 $\pm$ 10.55
	Anual	143.1 $\pm$ 13.05	119.0 $\pm$ 11.51	126.1 $\pm$ 11.79	148.0 $\pm$ 13.02	124.0 $\pm$ 11.44	135.4 $\pm$ 12.48

A variação do albedo mensal foi menor em BPE do que nos demais sítios, com valores variando entre 0.17 e 0.23 para todo o período. Já em FEX e FMI o albedo mensal oscilou entre 0.21 a 0.35 e 0.16 a 0.27, respectivamente. Os maiores valores de albedo foram observados na FEX e foram em média 23% superiores ao observados na BPE e FMI (Figura 5a e Tabela 2). Somente houve sazonalidade do albedo na FMI, onde a média do albedo durante o período chuvoso foi 23% maior que no período seco. Os valores máximos do albedo ocorreram entre outubro e fevereiro, provavelmente devido ao fato de que, apesar de ser considerado início do período chuvoso, nesses meses a vegetação local

ainda se recupera dos efeitos do período seco na região, e portanto seu vigor é limitado, acarretando em menor atividade fotossintética e maior refletividade.

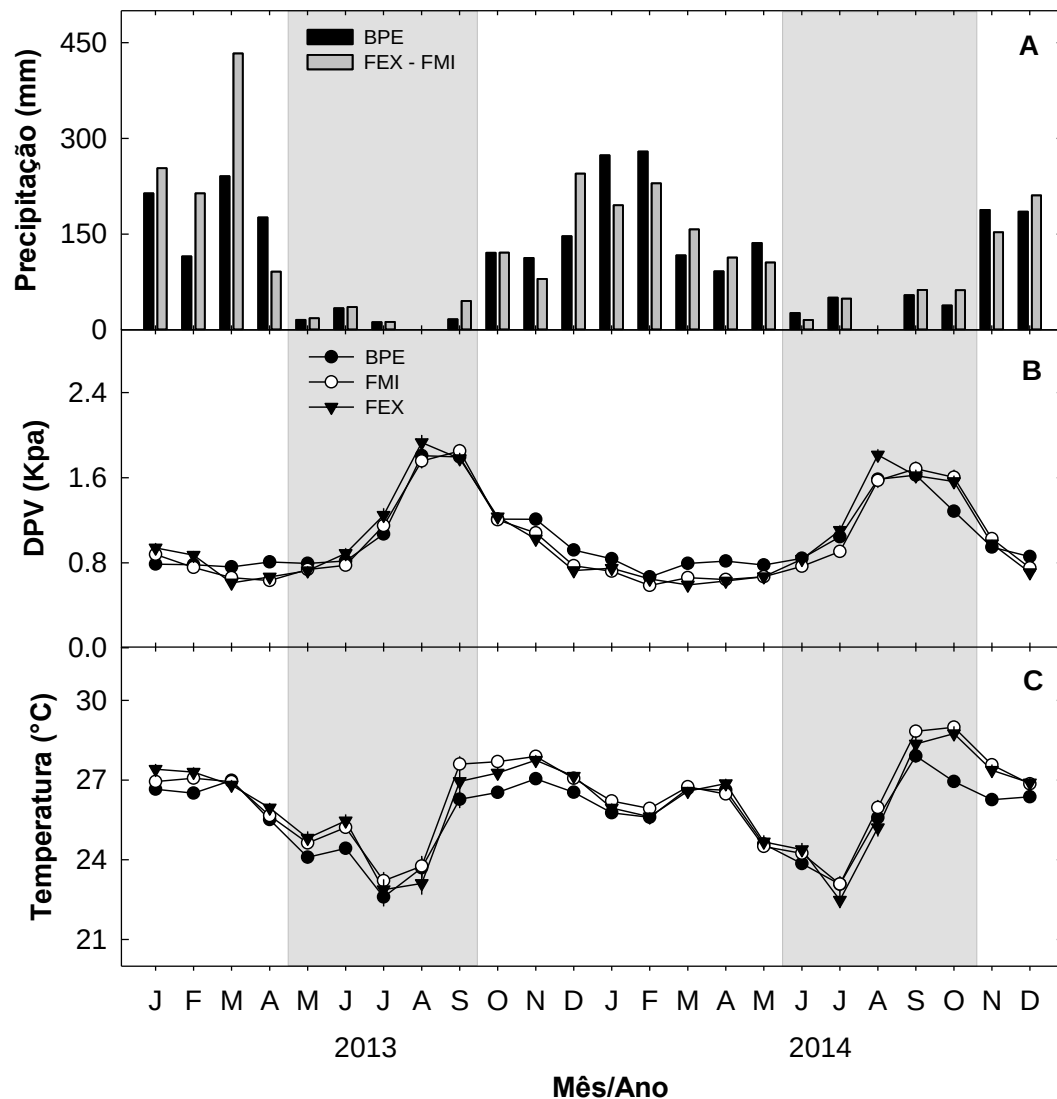


Figura 4: Precipitação acumulada mensal (Ppt; mm) e média mensal ($\pm$ intervalo de confiança) para Déficit de Pressão de vapor (DPV; Kpa) e Temperatura do ar (T; °C) nos sítios experimentais Baía das Pedras (BPE), Fazenda Miranda (FMI) e Fazenda Experimental (FEX) nos anos de 2013 e 2014. As faixas de cor cinza correspondem ao período seco para região.

As menores variações do albedo em BPE em relação a FMI e FEX é devido à cobertura vegetal em BPE ser composta por árvores de pequeno/grande arbusto que cresce em moitas densas em todo o Pantanal (conhecida localmente como "pombeiro"), ao passo que FEX e FMI são áreas de pastagem composta por vegetação rasteira e espaçadas com porções de solo exposto o que irá acarretar uma maior amplitude e variabilidade nos valores de albedo. Ademais, os valores de albedo irão variar no decorrer do ano, em função de estágio fenológico da

vegetação, bem como, comprimento de onda, ângulo de incidência dos raios luminosos (ângulo zenital), quantidades de nuvens e material particulado na atmosfera, uma vez que, esses elementos atuam como atenuantes da radiação solar incidente na superfície absorvendo e refletido essa radiação (PEREIRA et al., 2006; MARTINS et al., 2004). Superfícies com colorações e grau de umidades diferentes, também interferem no valor do albedo superficial, pois superfícies úmidas terão colorações mais escuras ao passo que superfícies secas apresentam coloração mais clara refletindo respectivamente menos e mais radiação (PEREIRA et al., 2006; QUERINO et al., 2006; LEIVAS et al., 2007; BRAGA et al., 2009;).

Os maiores valores anuais de R_g foram observados em BPE, seguido pela FEX com variação sazonal em todos os sítios (Figura 5b e Tabela 2). O R_g na BPE e FEX durante o período chuvoso foi em média 12% superior ao período seco, enquanto que o R_g na FMI foi em média 7% superior ao período seco. Os maiores valores de R_g ocorreram majoritariamente entre novembro e janeiro, diminuindo gradativamente até junho. Menores valores de R_g nesse período é função do movimento aparente do sol, que se desloca para o Hemisfério norte e incide menor quantidade de radiação solar no hemisfério sul. Assim, mesmo com a atmosfera com menor nebulosidade durante o período seco, o fator astronômico apresenta maior influência na R_g . Esses valores de R_g são consistentes com os valores esperados e obtidos em outros estudos na região (BIUDES et al., 2012, 2014a, 2015; RODRIGUES et al., 2016).

Em se tratando das diferenças de R_n entre os ambientes, de modo geral, o sítio BPE teve valores anuais cerca de 10 e 17% superior a FEX e FMI, respectivamente. O R_n teve padrão semelhante ao R_g com variação sazonal durante todo o período de estudo e valores médios 20% maiores durante a estação chuvosa na FMI e BPE e 35% na FEX (Figura 5c e Tabela 2). O R_n representou em média 67% da radiação solar incidente em todos os sítios experimentais. Os maiores valores de R_n ocorreram entre novembro e janeiro e os valores mínimos ocorreram entre abril e julho.

A diferença do R_n entre os ambientes pode estar atrelada ao tipo de vegetação, sazonalidade da R_g e ao albedo. A R_g e o albedo irão controlar o balanço de ondas curtas (BOC) à superfície, ao passo que o tipo de vegetação irá influenciar na temperatura e emissividade da superfície, dos quais dependem o balanço de ondas longas (BOL). Assim, quanto maior a intensidade da radiação solar global maior tenderá a ser a disponibilidade de energia incidente. No

entanto, a taxa de captação e armazenamento dessa energia será controlada pelo tipo, densidade e albedo da vegetação local. Este último representará a porcentagem de energia incidente sobre a superfície que será refletida para a atmosfera.

Deste modo, áreas arborizadas (como é o caso em BPE) tendem a ter menor variação em sua estrutura e coloração, e consequentemente em seu albedo e temperatura. Isto ocorre devido ao fato de suas raízes buscarem água em maiores profundidades quando comparado com a vegetação de pastagem, onde a variação da disponibilidade hídrica é maior (BIUDES et al., 2009). Ademais, em áreas arborizadas, grande parte da radiação solar é capturada pelo dossel devido à sua disposição geométrica, fazendo com que a energia refletida seja menor e mais homogeneia, aumentando, portanto, o R_n local.

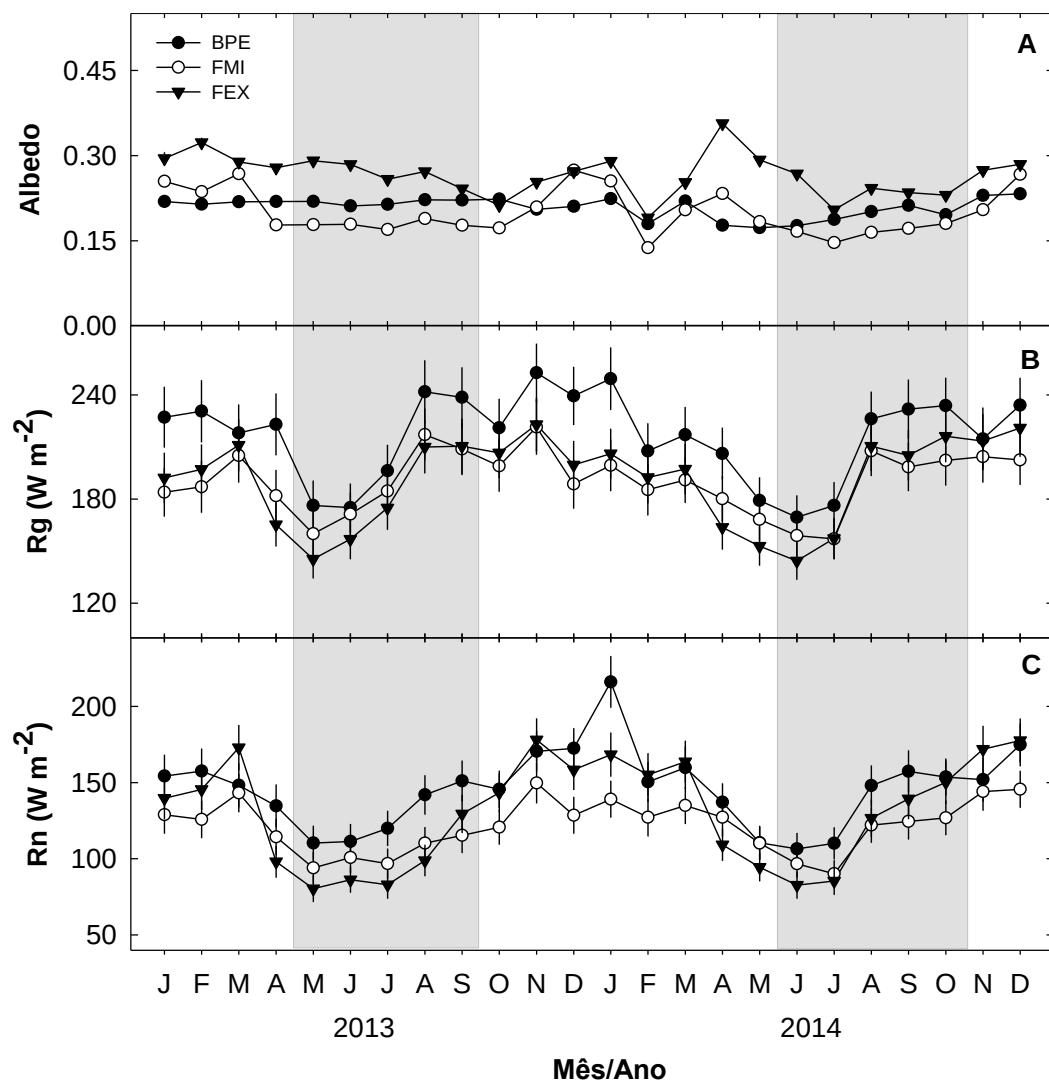


Figura 5: Média mensal ($\pm$ intervalo de confiança) para Albedo, Radiação solar Global (R_g ; $W m^{-2}$) e Saldo de radiação (R_n ; $W m^{-2}$) nos sítios experimentais Baía das Pedras (BPE), Fazenda Miranda (FMI) e Fazenda Experimental (FEX) nos

anos de 2013 e 2014. As faixas de cor cinza correspondem ao período seco para região.

4.2. RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

A radiação solar global (R_g) é considerada como principal fonte de energia para os processos físicos, químicos e biológicos na interface superfície atmosfera (SOUZA et al., 2005). Em escala global, variáveis como temperatura, precipitação e vento são função da distribuição de intensidade desta variável. Assim, pode se dizer que uma das principais forças atuantes no clima é a R_g , uma vez que a mesma irá determinar direção e sentidos dos fluxos (verticais e horizontais) presentes na circulação geral da atmosfera.

Em geral, o modelo com melhores estimativas para a R_g neste estudo foi o proposto por Allen (2007) com coeficiente de correlação de Pearson (r) igual a 0.74, índice de concordância de Willmot (d) igual a 0.76, Erro Médio Absoluto (EMA) de 70 W m^{-2} e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) de 82 W m^{-2} (Figura 6a). No modelo de Zillman o “ r ” foi 0.72, e, portanto, próximo ao de Allen, no entanto, o índice de concordância foi 0.48 com EMA de 203 W m^{-2} e REQM igual a 212.7 W m^{-2} (Figura 6b). Assim, apesar das semelhanças nos coeficientes de correlação entre os modelos de Allen e Zillman a superioridade na estimativa da R_g para o modelo de Allen é evidenciada ao se analisar o índice de concordância (d) que foi cerca de 39% maior em Allen e os Erros EMA e REQM que foram em média aproximadamente 63% maior em Zillman.

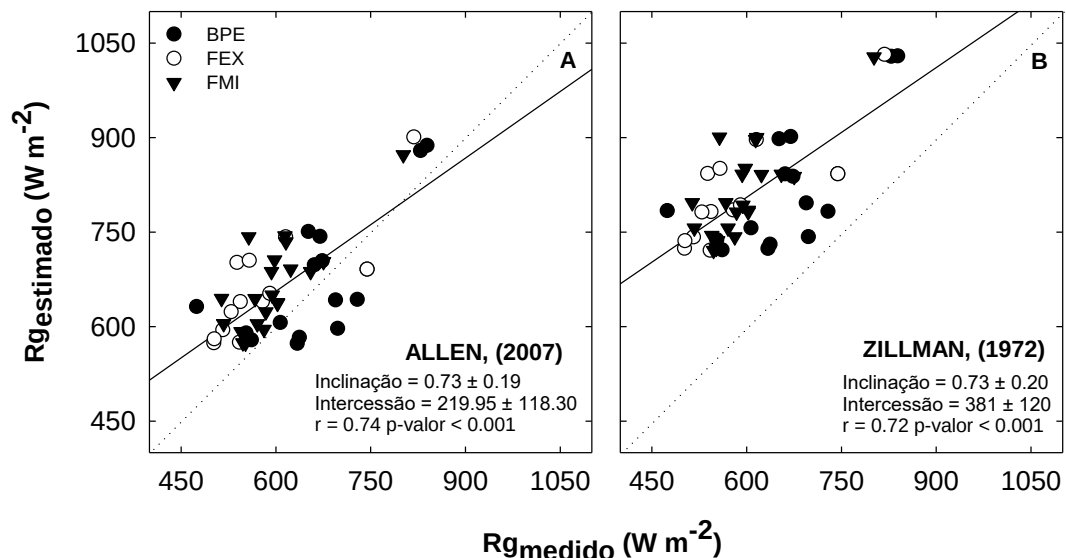


Figura 6: regressão linear simples entre dados de R_g estimados a partir dos modelos propostos por Allen (2007) (A) e Zillman (1972) (B) e dados medidos em superfície em BPE, FMI e FEX.

4.3. TEMPERATURA SUPERFICIAL

A temperatura corrigida para os efeitos da atmosfera (T_C) foi em média 15% (aproximadamente 5°C) superior a temperatura não corrigida atmosféricamente (T_{NC}) (figura 7a). A variabilidade entre os valores de temperatura superficial corrigida e não corrigida pode estar relacionado as condições de temperatura e umidade da atmosfera local. O efeito combinado entre temperatura e umidade do ar irá influenciar na transmissividade local e consequentemente na fração da radiação emitida pela superfície que será registrada pelo sensor. O aumento da temperatura tende a reduzir o conteúdo relativo de vapor d'água na atmosfera, aumentando a transmissividade local (Figura 7b), uma vez que o vapor d'água tem grande interação com a radiação na faixa do infravermelho.

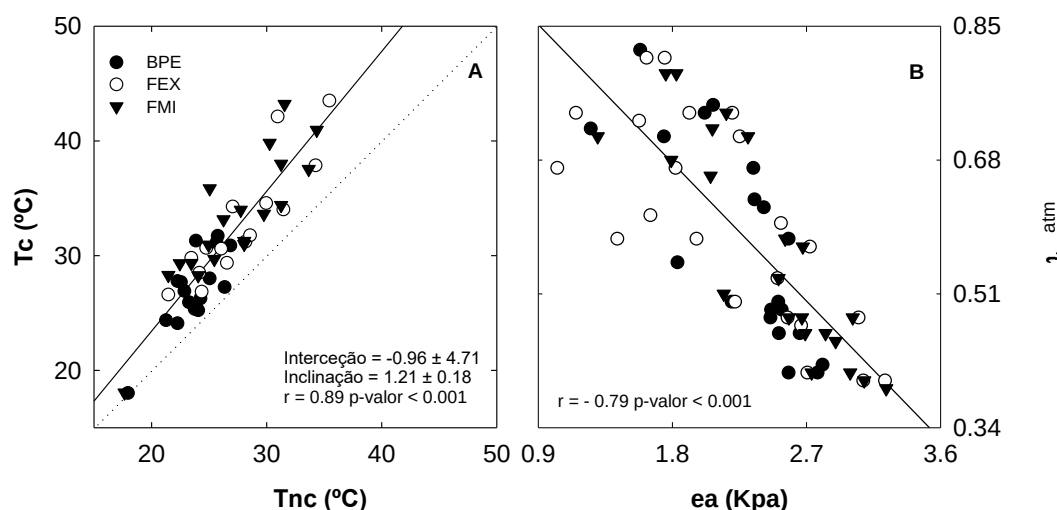


Figura 7: (A) relação entre Temperatura superficial não corrigida (T_{nc} ; °C) e corrigida (T_c ; °C) (A); (B) relação entre Pressão de vapor (ea ; Kpa) e transmissividade atmosférica (τ_{atm}) (B) em BPE e FMI.

4.4. SALDO DE RADIAÇÃO INSTANTÂNEO

Quando considerada a estimativa do Saldo de radiação instantâneo ($R_{n_{inst}}$) sem correção dos efeitos da atmosfera, o melhor desempenho foi observado com a utilização de dados de R_g medidos em estação micrometeorológica, com correlação muito forte ($r = 0.96$; $p\text{-valor} < 0.001$), índice de concordância de Willmolt (d) acima de 0.9 e Erros EMA e REQM aproximadamente 48 e 80% inferiores aos obtidos com Allen e Zillman, respectivamente (Tabela 3 e Figura 8a). O R_n instantâneo a partir dos modelos de estimativa da R_g propostos por Allen, (2007) e Zillman, (1972) apresentaram coeficientes de correlação semelhantes entre si, com forte correlação em ambos ($r = 0.85$; $p\text{-valor} < 0.001$). Porém, em termos de concordância e erros, as melhores respostas foram obtidas a partir do modelo de Allen com “d” aproximadamente 30% superior ao de Zillman e erros EMA e REQM aproximadamente 63% inferiores (Tabela 3 e Figura 8c e 8e).

Tabela 3: Coeficiente angular (a) e linear (b), índice de concordância de Willmolt (d), Erro Médio Absoluto (EMA) e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) para as estimativas de R_n a partir de dados de R_g medidos e estimados por Allen (2007) e Zillman (1972). As siglas T_c e T_{nc} representam a temperatura superficial corrigida e não corrigida para os efeitos da atmosfera, respectivamente.

Modelos	A	b	R	D	EMA	REQM
---------	---	---	---	---	-----	------

T_{NC}	Rn, Rg_Medido	0.86 ***	56.6 **	0.95 ***	0.96	26.97	35.50
	Rn, Rg_Allen	0.67 ***	188.53 ***	0.85 ***	0.86	54.14	64.51
	Rn, Rg_Zillman	0.69 ***	296 ***	0.85 ***	0.61	154.09	162.80
T_C	Rn, Rg_Medido	0.87 ***	23.90	0.93 ***	0.92	41.76	54.46
	Rn, Rg_Allen	0.67 ***	155.83 ***	0.88 ***	0.91	39.80	49.33
	Rn, Rg_Zillman	0.69 ***	263.6 ***	0.87 ***	0.67	124.32	133.43

Valores acompanhados de (*) indicam p-valor < 0.05, (**) p-valor < 0.01 e (***) p-valor < 0.001.

Após a correção atmosférica o índice de concordância diminuiu aproximadamente 5% e os erros aumentaram em média 35% nas estimativa de Rn utilizando dados de Rg medidos (Tabela 3 e figura 8b). Já as estimativas de Rn com modelos de Allen e Zillman tiveram melhores desempenhos após a correção atmosférica. O índice de concordância das estimativas com o modelo de Allen aumentaram aproximadamente 5% com redução de 25% nos erros EMA e REQM. Já a estimativa de Rn com Zillman teve índice de concordância aproximadamente 9% superior e redução de 19% nos erros após correção da atmosfera, porém se manteve com menor adequabilidade entre os três modelos de estimativa (Tabela 3 e figura 8d e 8f).

As melhoras nos erros e índices de concordância no Rn estimado pelos modelos de Allen e Zillman após correção atmosférica estão relacionados a redução nos valores médios (aproximadamente 6%) e variabilidade dos dados (neste caso representado pelo desvio padrão) (Tabela 4). A redução dos valores médios do Rn é devido ao aumento da temperatura superficial proporcionado pela correção atmosférica. Considerando que a emissão de onda longa da superfície é uma função linear da temperatura superficial, aumentos na temperatura superficial acarretarão em maior perda de radiação de ondas longas e, consequentemente, menor saldo de radiação. Já a diminuição da variabilidade está relacionada a amplitude dos dados que neste estudo reduziu após a correção atmosférica.

Tabela 4: Estatística descritiva com Mínimo, Máximo, Média e Desvio Padrão obtidos dos dados de estimativas do Rn a partir de Rg medidos e estimados por Allen (2002) e Zillman (1972). As siglas T_C e T_{NC} representam a temperatura superficial corrigida e não corrigida para os efeitos da atmosfera, respectivamente.

Modelos	Mínimo	Máximo	Média	Desv. Pad
---------	--------	--------	-------	-----------

T_{NC}	Rn, Rg_Medido	313.87	668.91	453.23	89.59
	Rn, Rg_Allen	393.66	710.02	494.51	77.08
	Rn, Rg_Zillman	503.04	831.84	612.11	79.76
T_C	Rn, Rg_Medido	259.76	635.12	423.51	92.09
	Rn, Rg_Allen	367.01	676.23	464.79	75.09
	Rn, Rg_Zillman	473.08	798.05	582.39	77.90

Assim, considerando apenas os erros e índice de concordância os melhores resultados após correção atmosférica foram obtidos utilizando a Rg medida em superfície, bem como, estimada de acordo com Allen, (2007). Contudo, apesar do aumento do erro e redução da concordância das estimativas de Rn com Rg medidos em superfície, seus coeficiente angulares e lineares, são melhores ajustados quando comparado com Rn a partir dos modelos de Allen e Zillman.

As piores estimativas de Rn instantâneo a partir do Rg estimado pelo modelo de Zillman em comparação ao Rg estimado pelo modelo de Allen pode ser devido à formulação do modelo de Zillman. Esse modelo possui um coeficiente de ajuste ($\beta = 0.1$) que não foi ajustado para a região. Por outro lado, a equação de Allen se baseia apenas em fatores físicos, como a constante solar, distância média terra sol, ângulo zenital e transmissividade atmosférica e não apresenta nenhum coeficiente de ajuste local, visto que seu uso pressupõem condições atmosféricas locais de céu claro. Contudo, isso não inviabiliza a utilização do modelo de Zillman para estimar Rg, o qual deve ser objeto de estudo de futuras pesquisas para obter um coeficiente de ajuste local.

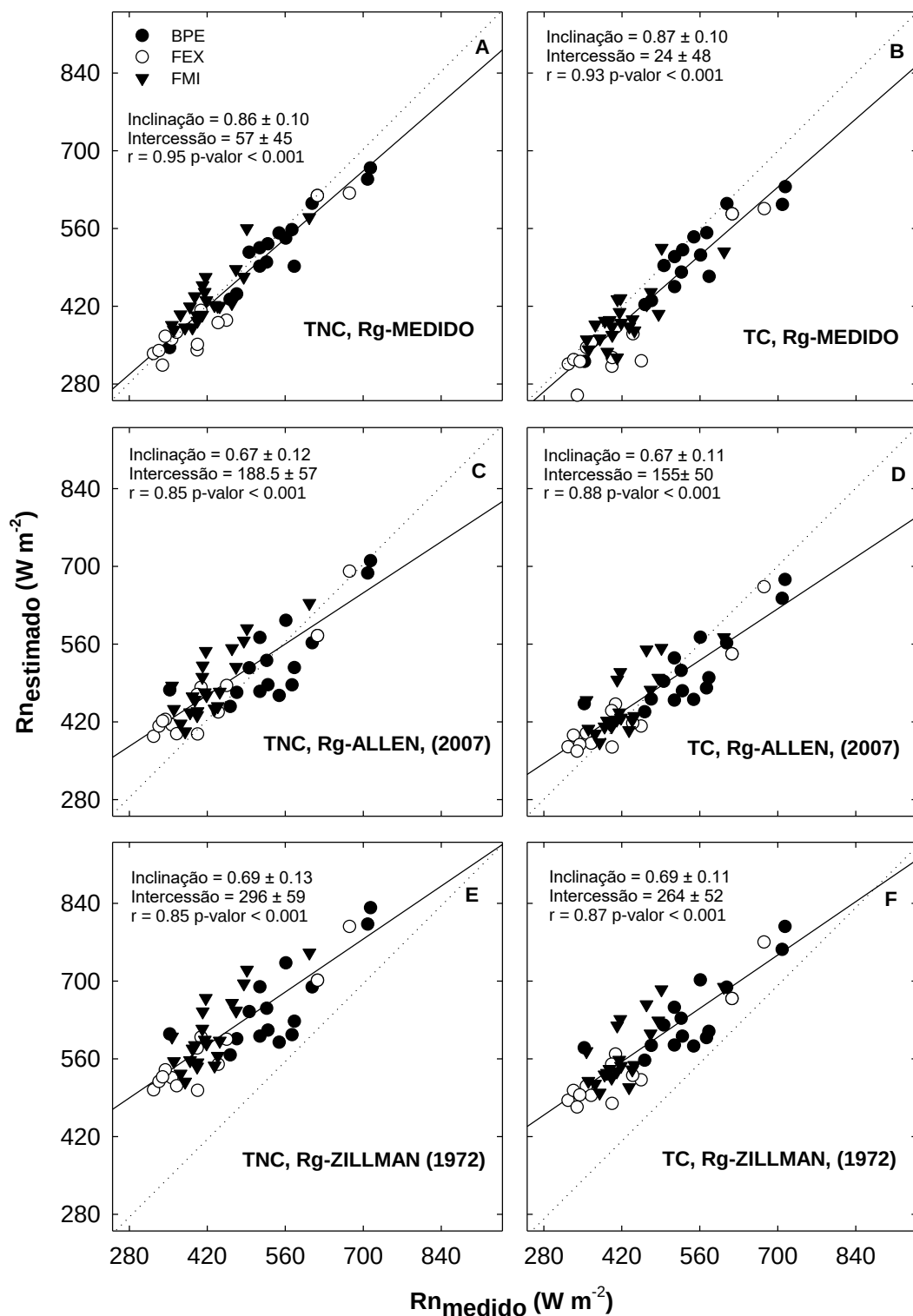


Figura 8: regressão linear simples entre dados de R_n obtidos a partir de R_g medido em superfície (A e B) e estimados pelos modelos de Allen (2007) (C e D) e Zillman (1972) (E e F) versus dados de R_n medidos em BPE, FMI e FEX. As siglas T_C e T_{NC} representam a temperatura superficial corrigida e não corrigida para os efeitos da atmosfera, respectivamente.

Oliveira et al., (2015) em estudo realizado na Bacia de Tapacurá – PE, avaliaram o desempenho destes mesmos modelos de estimativa de R_g e seus efeitos sobre a estimativa do R_n instantâneo e obtiveram coeficiente de correlação cerca de 28% inferior aos observados neste estudo com imagens MODIS. Já o

EMA e REQM foi aproximadamente 45% superior o que indica a variabilidade na estimativa em função dos diferentes ambientes e sensores orbitais sugerindo a necessidade de calibração destes modelos para condições locais.

As melhores adequações das equações obtidas com os modelos de Rn utilizando dados de Rg medidos em superfície ocorre devido ao fato de dados de Rg medidos representarem melhor a variabilidade da nebulosidade local, e consequentemente a variabilidade do Rn instantâneo. Isto pode ser evidenciado ao analisar os coeficientes de correlação que foram aproximadamente 10% superiores aos obtidos em Allen e Zillman sem correção atmosférica e 5% após a correção. Ademais, o uso de dados medidos estão relacionados a redução de erros no modelo. Levando-se em consideração que cada uma das variáveis de entrada para o cálculo do Rn instantâneo é estimada, variáveis de entrada que foram medidas não apresentarão erros de estimativa, o que acarretará em redução dos erros totais presente no modelo.

Neste sentido, estudos como os de Silva et al. (2011;2014) e Machado et al. (2014) mostram a eficiência de estimativas de Rn instantâneo a partir de imagens Landsat 5 e dados medidos para diferentes superfícies no Brasil. Santos et al. (2011) verificaram $r = 0.97$, e portanto, próximos ao encontrado neste estudo, entre Rn instantâneo medido e estimado a partir de imagens Landsat 5 em áreas de pastagem e floresta no Noroeste do Brasil.

4.5. SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO

Neste estudo o coeficiente “a” obtido na equação proposta por De Bruin & Stricker, (2000) foi ajustado para região obtendo-se o valor de “a” = 63.4. De modo geral o Rn diário teve bom ajuste com os dados medidos em campo, com correlação muito forte ($r = 0.92$; p-valor < 0.001), índice de concordância de Willmolt (d) igual a 0.95, Erro Médio Absoluto (EMA) de 8.8 W m^{-2} e Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM) de 11.29 W m^{-2} (Figura 9).

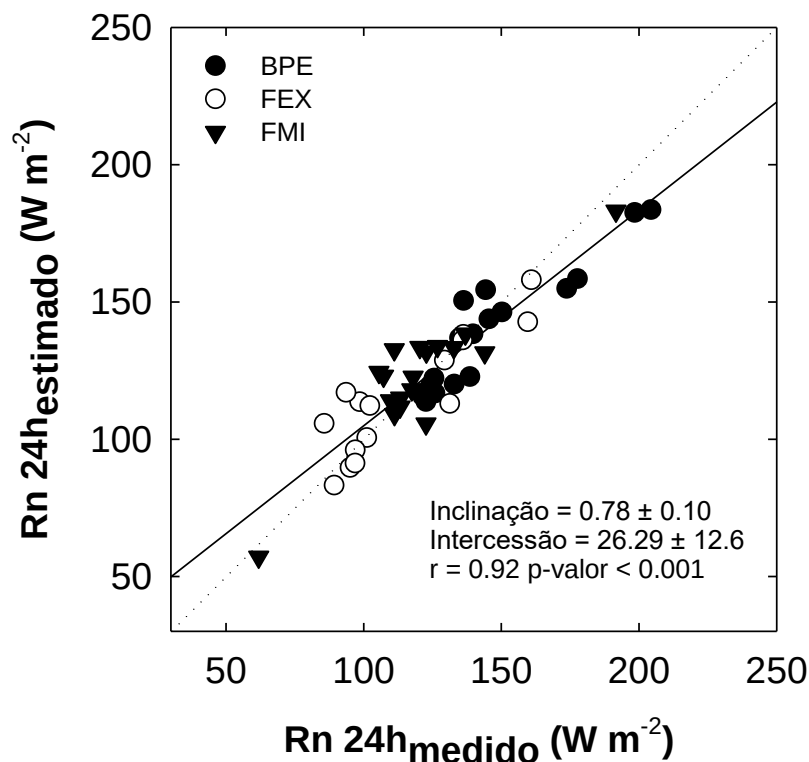


Figura 9: Regressão linear simples entre Rn diário estimado e Rn diário medido em BPE, FMI e FEX.

Estimativas satisfatórias do Rn diário estão relacionadas a parametrização do coeficiente multiplicativo “a” presente no segundo termo da equação. Santos et al., (2015) estimaram o saldo de radiação diário por meio de diferentes modelos e obtiveram para o modelo clássico (De Bruin e Stricker, 2000) após ajuste do coeficiente multiplicativo “a” correlação igual 0.93 quando comparado com dados de superfície. Gusmão et al., (2012) a partir de albedo Landsat 5 também obtiveram estimativas de Rn diário bastante satisfatórias com EMA e REQM iguais a 2.78 e 3.36 W m^{-2} . Já Oliveira et al., (2015) utilizando albedo a partir de imagens MODIS obtiveram EMA e REQM iguais a 7.4 e 9.7 W m^{-2} e, portanto, próximos aos encontrados neste estudo.

5. CONCLUSÃO

As variáveis micrometeorológicas discutidas neste estudo apresentaram variação sazonal em todos os anos analisados, com forte influência de fatores astronômicos, precipitação e tipo de cobertura da superfície.

Áreas com presença de vegetação densa e de maior porte (BPE) tenderam a ter menores temperaturas, menor variabilidade no albedo e maior saldo de radiação quando comparado com áreas de pastagem (FMI e FEX). Este fato sugere maior disponibilidade de energia para aquecimento do ar e solo, bem como para evaporação da água nesta região.

As melhores estimativas de Radiação solar global (R_g) foram obtidas de acordo com a equação proposta por Allen (2007). Já em termos de modelagem do saldo de radiação (R_n), dados de entradas baseados em R_g medido em superfície, quando disponíveis, são indicados para melhores estimativas do R_n . Contudo, não havendo R_g medido, o uso de equações como as de Allen e Zillman utilizadas neste trabalho, apresentam estimativas de R_n satisfatórias necessitando apenas de calibração para região.

Após correção atmosférica os dados de R_n estimados tiveram melhores ajustes, contudo, com aumento nos erros no R_n estimado a partir de dados de R_g medidos. De modo geral a metodologia empregada para a estimativa do R_n diário mostrou-se satisfatória e consistente com o observado em outros trabalhos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEM, A.C.; VALLS, J.F.M. **Recursos forrageiros nativos do Pantanal Mato-Grossense**. Brasília: Embrapa/Cernagem, 1987. 339p.

ALLEN, R. G, TASUMI, M., TREZZA, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, n.4, p.380- 394, 2007.

ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; TASUMI M. **Surface energy balance algorithms for land**. Advance training and user's manual, version 1.0, p.98, 2002.

ALMOROX, J.; HONTORIA, C. Global solar radiation estimation using sunshine duration in Spain. **Energy Conversion and Management**, Oxford, v. 45, n. 9-10, p. 1529-35, 2004.

Amanajás, J. C.; Braga, C. C.; Alcântara, C. R.; Sousa, L. F.;Oliveira, G. B. Estimativa do saldo de radiação à superfície em área de cerrado amazônico utilizando imagem Landsat 5 – TM. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE. P 1712.

ANDRADE, R. G.; SANCHES, I. D.; VICTORIA, D. C.; FURTADO, A. L. S. Análise de metodologias para correção atmosférica e estimativa do albedo da superfície usando imagens Landsat 5, TM. **Anais 3º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**, Cáceres, MT, 16-20 de outubro . Embrapa Informática Agropecuária/INPE. 2010 p. 133 -141

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**, vol. 07, n.4, 653-661. 2014.

ANDREAS, E. L., ACKLEY, S. F. On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. **Journal Atmospheric Science**, v.39, p. 440– 447, 1982.

ASCE–EWRI. _2005_. “The ASCE standardized reference evapotranspiration equation.” **ASCE–EWRI** Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committe Rep., ASCE Reston, Va.

ASSIS, S. V. ESCOBEDO, J. F.. Relação entre as radiações solares global e difusa obtidas em estufas de polietileno com diferentes orientações. **Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET)**. 5p. 2008.

AUBINET, M. Longwave sky radiation parametrizations. **Solar Energy**. Vol. 53. No 2, pp. 147-154.1994.

BARBARO, E.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; CODATO, G.; FERREIRA, M. J. Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*,v. 49, n. 12, 2574-259. 2010.

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

BHARDWAJ, ANSHUMAN.; JOSHI, PK.; SNEHMANI, SAM L. SINGH, M. K.; SINGH, S.; KUMAR, R. Applicability of Landsat 8 data for characterizing glacier facies and supraglacial debris. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 38, 51-64. 2015.

BIGNAMI, F., S. MARULLO, R. SANTOLERI, AND M. E. SCHIANO, Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, 100, 2501 – 2514, 1995.

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**. 202,112–124, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.12.008>.

Biudes, M.S., Campelo Júnior, J.H., Nogueira, J.S., Sanches, L., 2009. Estimativa do balanço de energia em cambarazal e pastagem no norte do Pantanal pelo método da razão de Bowen. *Rev. Bras. Meteorol.* 24 (2), 135–143, <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862009000200003>.

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 area index in a transitional forest and seasonal flooded forest in Brazil. *Int. J. Biometeorol.* 58, 1181–1193. 2014a. <http://dx.doi.org/10.1007/s00484-013-0713-4>.

BIUDES, M.S., NOGUEIRA, J.S., DALMAGRO, H.J., MACHADO, N.G., DANELICHEN, V.H.M., SOUZA, M.C., 2012. Mudanc, a no microclima provocada pela conversão de uma floresta de cambará em pastagem no norte do Pantanal. *Revista de Ciências Agro-Ambientais* 10, 61–68.

BRAGA, C. C.; SOARES, F.R.; DANTAS, F.R.C.; BARBIERI, L. F. P. Determinação do albedo e índice de área foliar usando o sensor TM / LANDSAT 5, In: **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 abril, INPE, p. 935-942. 2009.

BRISTOW, K.L.; CAMPBELL, G.S. On the relationship between incoming solar radiation and daily minimum and maximum temperature. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 31, p. 159–166, 1984.

CADAVID GARCIA, E.A. **O clima no Pantanal Mato-grossense**. Corumbá: EMBRAPA-UEPAE de Corumbá, 1984. 39p. (EMBRAPA-UEPAE de Corumbá. Circular técnica, 14).

CÂMARA, Juliana. Cheiro do Campo. **Planeta Terra/EMBRAPA**. 3p. 26 de julho de 2012.

CHEN R, LU S, KANG E, YANG J, JI X. Estimating daily global radiation using two types of revised models in China. **Energy Conversion and Management**, Oxford, v. 47, p. 865–878, 2006.

- Chen, T.S., Ohring, G., 1984. On the relationship between clear sky planetary and surface albedos. *J. Atmos. Science* 41, 156–158.
- COELHO, A. L. N.; CORREA, W. S. C. Temperatura de Superfície Celsius do Sensor TIRS/Landsat-8: metodologia e aplicações. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 7, n. 1, 31-45, 2013.
- CORRÊA, M. P. Influencia da radiação solar na regeneração natural de mata atlântica. **Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro**. Seropédica, RJ. Julho. 48p. 2008.
- COUTINHO, L.M. O conceito de Cerrado. *Revista brasileira de Botânica*, 1:17-23, 1978.
- De BRUIN, H. A. R.; STRICKER, J. N. M. Evaporation of grass under non-restricted soil moisture conditions. **Journal of Hydrology**. v.45, n.3, p.391–406, 2000.
- DOMINGUES, A.N., DE ABREU, J.G., CANEPPELE, C., DOS REIS, R.H.P., NETO, A.B., DEALMEIDA, C.M., 2013. Agronomic characteristics of corn hybrids for silage production in the State of Mato Grosso, Brazil. *Acta Scientiarum* 35 (1), 7–12, <http://dx.doi.org/10.4025/actascianimsci.v35i1.15592>.
- DUARTE, H. F., DIAS, N. L., MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 139, p.171–181, 2006.
- DUFFIE, J.A.; BECKMAN, W.A. Solar engineering of thermal processes. 2 Ed. New York: John Wiley & Sons, 1991.
- Duguay, C. R., & LeDrew, E. F.. Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 58, 551 - 558. (1992).
- Duguay, C. R.; LeDrew, E. F. Estimating surface reflectance and albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over rugged terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 58, p. 551- 558, 1992.
- EFRON, B., TIBSHIRANI, R. An Introduction to the Bootstrap. Chapman and Hall, New York. 1993.
- FERREIRA, IDELVONE MENDES. O afogar das veredas: uma análise comparativa espacial e temporal das veredas do Chapadão de Catalão (GO). 2003. 242 f. Tese (Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro – SP. 2003.
- Furlan, D. N.; Ballester, M. V. R.; Andrade, R. G. Estimativa dos valores de saldo de radiação e fluxo de calor no solo em diferentes condições antrópicas na bacia do rio Ji-Paraná, Rondônia. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE p.6301.
- GALVÍNCIO, J. D.; CORRÊA, A. C. B.; ARAÚJO, M. S. B. determinação do albedo no município de Belém do São Francisco, com base em imagens Landsat 7. *Revista de Geografia (Recife)*, Vol. 23, Nº 3. 2006.

GARCIA, A.; ANDRÉ, R. G.B. Erros na radiação refletida pela superfície medida em piranômetros invertidos. **Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET)**, v.19, n.1, 1-4. 2004.

GARRISON, J. D., AND ADLER, G. P. “Estimation of precipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components.” *Sol. Energy*, 44(4), 225–241. 1990.

GIONGO, P. R.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; ROCHA, H. R.; MEDEIROS² e NAZARENO. Albedo à superfície a partir de imagens Landsat 5 em áreas de cana-de-açúcar e cerrado. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, v.14, n.3, p.279–287. 2010.

GIONGO, P. R.; PADOVANI, C. R.; VETTORAZZI, C. A. Variabilidade espacial e temporal do albedo obtido a partir de imagens MODIS na região do Pantanal, In: **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 abril, INPE, p. 4715-4722. 2009.

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

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

GOMES, J. B.; WEBLER, A. D.; AGUIAR, R. G.; AGUIAR, L. J. G. NUÑES, M. L. A. Conversão de florestas tropicais em sistemas pecuários na Amazônia: quais as implicações no microclima da região? **Revista Brasileira de Climatologia**. Ano 11 – Vol. 17 – JUL/DEZ 2015.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B. MONTENEGRO, S.M. G. L.; GALVÍNCIO, J. 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.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.da; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. 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.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of Irrigation and Drainage**. ASCE; Delaware, v. 108, p. 225-30, 1982.

HAY, J. E. Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces. **Solar Energy**, New York, V. 23, p. 301-307, 1979.

HUBER, O. 1982 Significance of Savanna Vegetation in the Amazon Territory of Venezuela. In: *Biological Diversification in the Tropics*, Guillean T. Prance, Columbia University Press, N.Y., 221-244.

HUETE, A. R. “A soil adjusted vegetation index _SAVI_.” *Remote Sensing of Environment*, 25, 295–309. 1988.

HUNT, L. A.; KUCHAR, L.; SWANTON, C. J. Estimation of solar radiation for use in crop modelling. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 91, p. 293-300, 1998.

Hutyra, L.R., Munger, J.W., Saleska, S.R., Gottlieb, E., Daube, B.C., Dunn, A.L., Amaral, D.F., de Camargo, P.B., Wofsy, S.C., 2007. Seasonal controls on the exchange of carbon and water in an Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.* 112, G03008, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JG000365>.

IDSO, S. B.; JACKSON R. D. Thermal Radiation from the Atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 23, p. 5397-5403, 1969.

INÁCIO, T. Potencial solar das radiações global, difusa e direta em Botucatu. 2009. 84p. Dissertação (Agromia). Faculdade de Ciências Agronômicas da UNESP – Campus de Botucatu. Botucatu – SP. 2009.

JUNK, W.J.; BROWN, M.; CAMPBELL, I.C.; FINLAYSON, M.; GOPAL, B.; RAMBERG, L. & WARNER, B.G. 2006. The comparative biodiversity of seven globally important wetlands: A synthesis. **Aquatic Sciences** 68 (3): 400-414.

JUNK, W.J.; Current state of knowledge regarding South America wetlands and their future under global climate change. **Aquatic Science**. v.75, p. 113-131, 2013.

KIRK, G. The **Biogeochemistry of Submerged Soils**. John Wiley & Sons, Chichester, 2004.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. A conservação do cerrado brasileiro. **Megadiversidade**. Volume 1. Nº 1. Julho. 9p. 2005.

Koepke, P., Kriebel, K.T., Dietrich, B., 1985. The effect of surface reflection and of atmospheric parameters on the shortwave radiation budget. *Adv. Space Research* 5, 351–354.

KOLLER LR. 1965. Ultraviolet radiation. New York: John Wiley and Sons. 312 p.

LEIVAS, J.; FONTANA, D.; BERLATO, M.; CARDOSO. Variação diária do albedo sobre uma superfície vegetada e sobre um lago na estação experimental da UFRGS – RS. **XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**. 02 a 05 de julho. Aracaju – SE. 2007.

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

LIBERATO, A. M. albedo à superfície a partir de imagens landsat 5 – tm em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Revista de Geografia (UFPE)** V. 28, No. 1. 10p. 2011.

LIMA, A. e BAKKER, J. Espectroscopia no infravermelho próximo para a monitorização da perfusão tecidual. **Rev. Bras. Ter. Intensiva**. 23(3):341-351. 2011.

LIMA, A. e BAKKER, J. Espectroscopia no infravermelho próximo para a monitorização da perfusão tecidual. **Rev. Bras. Ter. Intensiva**. 23(3):341-351. 2011.

LIU, D. L.; SCOTT, B. J. Estimation of solar radiation in Australia from rainfall and temperature observations. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 106, p. 41–59, 2001.

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNIO, 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, 55 - 67, 2014.

MACHADO, L.A.T., LAURENT, H., DESSAY, N., MIRANDA, I., 2004. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different veg-etation types and large scale forcing. *Theor. Appl. Climatol.* 78 (1–3), 61–77, <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-004-0044-9>.

MAJUMDAR, N. C., MATHUR, B. L., AND KAUSHIK, S. B.. “Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity,” **Solar Energy**, 13, 383–394. 1972.

MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B.; ECHER, M. P. S. Levantamento dos recursos de energia solar no Brasil com o emprego de satélite geoestacionário. O Projeto Swera. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 2, p. 145 - 159. 2004.

MARTINS, A. L.; CUNHA, C. R.; PEREIRA, V. M. R.; DANELICHEN, V. H. M.; MACHADO, N. G.; LOBO, F. A.; MUSIS, C. R.; BIUDES, M. S. Mudanças em índices biofísicos devido à alteração da cobertura do solo em área nativa de Cerrado em Mato Grosso. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 37 n. 4, p. 152-159 set-dez. 2015.

MESQUITA, F. L. L. Monitoramento do balanço de radiação na região metropolitana do rio de janeiro. (2012). 96f. Mestre (Mestre em Ciências (área: meteorologia). Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro – RJ. 2012.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Biodiversidade do Cerrado e Pantanal: áreas e ações prioritárias para conservação. Brasília: MMA, 540 p.: il. color. (Série Biodiversidade 17). 2007.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Plano de Ação para Prevenção e Controle do Desmatamento e das Queimadas no Cerrado – PP Cerrado. Brasília. MMA. Setembro de 2009.

MORAES, E. C. fundamentos de sensoriamento remoto. **INPE-8984-pud/62**. Capítulo 1. José dos Campos. 23p. 2002.

NASA/USGS. LDCM CAL/VAL. ALGORITHM DESCRIPTION DOCUMENT. Version 3.0. February 25, 2013.

OLIVEIRA, I. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da

zona da mata nordestina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, 16 - 28, 2015.

PAVÃO, V. M.; QUERINO, C. A. S.; QUERINO, J. K. A. S.; MARTINS, P. A. S.; SIQUEIRA, L. F.; LEITE, L. O.; PASSOS, L. A.; COSTA, T. A. C. R.; MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S. análise da radiação solar global (rg) e albedo superficial sobre um ecossistema de floresta nativa em humaitá - am durante o período chuvoso. **Revista EducAmazônia**. ano 7, vol xii, número 1, pág. 42-56. 2014.

PENHA, J.M., DA SILVA, C.J. & BIANCHINI, I. 1999. Productivity of the aquatic macrophytes *Pontederia lanceolata* Nutt. (Pontederiaceae) on the floodplains of the Pantanal Mato-grossense, Brazil. **Wetland Ecology and Management** 7: 155-163.

PEREIRA, E. B.; MARTINS, F. R.; ABREU S. L.; RUTHER. R. Atlas brasileiro de energia solar. **Swera**. São José dos Campos, 1ª edição, 64p. 2006.

PEREIRA, G.; MORAES, E. C.; ARAI, E.; OLIVEIRA, L. G. L. estudo preliminar da estimativa da reflectância e albedo de microssistemas pantaneiros a partir de imagens de satélite. **Revista Brasileira de Cartografia** No 59/01,Abril. (ISSN1808-0936). 7p. 2007.

PONNAMPERUMA, F.N. 1972. The chemistry of submerged soil. **Advances in Agronomy** 24: 29-96.

PRESCOTT, J. A. Evaporation from Water Surface in Relation to Solar Radiation. **Transactions of the Royal Society of South Australia**, Adelaide. V. 64, 1940, p. 114-118.

PROCLIRA. Radiação solar e terrestre – modulo 3. **Ciência Inovação 2010**. Julho. 44p. 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 (RBMET)**, v.21, n.3a, 42-49. 2006.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; QUERINO, J. K. A. S. VON RADOW, C. FILHO, A. O. M. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (kt), externo e interno, em uma floresta de mangue em alagoas – Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia (RBMET)**, v.26, n.2, 204 - 294. 2011.

RADAMBRASIL, 1982. Levantamentos dos Recursos Naturais Ministério das Minas deEnergia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD 21 Cuiabá, Rio deJaneiro, Brazil.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. Solo, planta e atmosfera. Conceitos, processos e aplicações. Editora: Manole Ltda. Barueri, SP. 2004.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. (2012). Campo sujo. EMBRAPA – Bioma cerrado. Acesso em <

http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/Agencia16/AG01/arvore/AG01_49_911200585233.html>. 2012.

RIBEIRO, R. P. Desenvolvimento e validação da metodologia de análise do teor de filtros solares e determinação do FPS *in vitro* em formulações fotoprotetoras comerciais. 2004. 104 f. dissertação - UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (UFJ). RIO DE JANEIRO, Julho, 2004.

RIVINGTON, M.; MATTHEWS, K. B.; BELLOCCHI, G.; BUCHAN, K. Evaluating uncertainty introduced to process-based simulation model estimates by alternative sources of meteorological data. **Agricultural Systems**, Wageningen, v. 88, p. 451–471, 2006.

RODRIGUES, T. R.; Paulo, S. R.; Novais, J. W. Z.; Curado, L. F. A.; NOGUEIRA, J. S.; Oliveira, R. G.; LOBO, F. A.; VOURLITIS, G. L. Temporal Patterns of Energy Balance for a Brazilian Tropical Savanna under Contrasting Seasonal Conditions. **International Journal of Atmospheric Sciences**. 9 páginas, 2013. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/326010>

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; Oliveira, R. G.; NOGUEIRA, J. S. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Journal Of Geophysical Research: Biogeosciences**, VOL. 119, 1–13, 2014 doi:10.1002/2013JG002472.

RODRIGUES, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. A.; SANTANNA, F.B.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. Modeling canopy conductance under contrasting seasonal conditions for a tropical savanna ecosystem of south central Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**. 218-219, 218–229, 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.12.060>.

SANTOS, C. A. C.; NASCIMENTO, R. L.; RAO, T. V. R. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, 24(4), 435-446 2011.

SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, 295 - 306, 2015. <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778620130085>

SANTOS, M. A.; BARBIERI, A. F.; CARVALHO, J. A. M.; MACHADO, C. J. O Cerrado brasileiro: notas para estudo. **Universidade Federal do Mato Grosso (UFMG)/CEDEPLAR**, Junho. 15p. 2010.

Schott, J. R; Gerace, A; Raqueno, N; Ientilucci E; Raqueno, R. "**Chasing the TIRS ghosts: calibrating the Landsat 8 thermal bands**". Proc. SPIE 9218, Earth Observing Systems XIX, 92181A (October 2, 2014);

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

SILVA, B. B.; BRAGA, A. P.; BARBOSA JUNIOR, B.; RICCE, W. S.; PACHECO, A. p. Balanço de radiação em áreas do cerrado brasileiro por

- sensoriamento remoto. **Revista Educação Agrícola Superior**, v.29, n.2, p.119-126, 2014.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. P.; JUNIOR, B. B.; RICCE, W. S.; PACHECO, A. P. Balanço de radiação em áreas do cerrado brasileiro por sensoriamento remoto. **Revista Educação Agrícola Superior**. V.29, n.2, p.119-126, 2014. DOI: <http://dx.doi.org/10.12722/0101-756X.v29n02a14>.
- SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v.20, n.1, p.3-8, 2016. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v20n1p3-8>.
- SOBRINHO, F. J. C.; CARRILHO, S. B. P.; NOGUEIRA, J. S.; PINTO JUNIOR, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais – REMOA**. v. 12 n. 12. p. 2734 – 2748, ago. 2013.
- SOUZA, J.L. de.; NICÁCIO, R.M.; MOURA, M.A.L. Global solar radiation measurements in Maceió, Brazil. *Renewable Energy*. v. 30, p. 1203 – 1220, 2005.
- SOUZA, J.L. de.; NICÁCIO, R.M.; MOURA, M.A.L. Global solar radiation measurements in Maceió, Brazil. *Renewable Energy*. v. 30, p. 1203 – 1220, 2005.
- TASUMI, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Logan: The University of Idaho, 2003. 357p. PhD Dissertation.
- TAVARES, M. Aprendendo sobre o Sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, vol. 22, no. 1, Marco. Niterói – RJ. p 78 – 82. 2000.
- THORNTON, P. E.; RUNNING, S. W. An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature, humidity and precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.93, n.4, p.211-228, 1999.
- TIRADENTES, A. A. R. uso da energia solar para geração de eletricidade e para aquecimento de água. **Universidade Federal de Lavras – MG**. Lavras/Minas Gerais, 54p. 2007.
- TRNKA, M.; ZALUD, Z.; EITZINGER, J.; DUBROVSKÝ, M. Global solar radiation in Central European lowlands estimated by various empirical formulae. **Agricultural and Forest Meteorology**, Philadelphia, v. 131, p. 54-76, 2005.
- TURCO, J. E. P. RIZZATTI, G. S. Avaliação de modelo matemático para estimar a radiação solar incidente sobre superfícies com diferentes exposições e declividades. *Engenharia Agrícola*. vol.26 no.1. Jaboticabal Jan./Apr. 2006.
- VALOR, E.; CASELLES Vicente. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas. **Remote Sensing of Environment**. 57:167-184. 1996.
- Varejão - Silva, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2. Recife, PB, março, 463p. 2006.

VISWANADHAM, Y., AND RAMANADHAM, R. Estimation of long wave radiation by an empirical method. **Pure and Applied Geophysics**. 1970, DOI: 10.1007/BF00875033, v. 81, n. 01, p. 272–278.

VOURLITIS, G.L., LOBO, F.A., LAWRENCE, S., LUCENA, I.C., BORGES JR., O.B., DALMAGRO, H.J., ORTIZ, C.E.R., NOGUEIRA, J.S., 2013. Variations in stand structure and diversity along a soil fertility gradient in a Brazilian savanna (Cerrado) in southern Mato Grosso. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77, 1370–1379, <http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2012.0336>.

WALTER, B. M. T. Fitofisionomia do bioma Cerrado: síntese terminologia e relações florísticas. 2006. 389 f. Tese – Universidade de Brasília. Brasília, Março de 2006.

WEISS, A.; HAYS, C. J.; HU, Q.; EASTERLING, W. E. Incorporating bias error in calculating solar irradiance: implications for crop simulations. *Agronomy Journal*, v.93, n.6, p.1321-1326, 2001.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, J. J.; FEDDEMA, K.; KLINK, D. R. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. 5, p. 8995-9005, 1985.

WONG, L. T.; CHOW, W. K. Solar radiation model. **Applied Energy**, London, v. 69, n. 3, p. 191–224, 2001.

YANG, K.; KOIKE, T. Estimating surface solar radiation from upper-air humidity. **Solar Energy**, Kidlington, v. 72, n. 2, p. 177–86, 2002.

Zhong, Q.; Li, Y. H. Satellite observation of surface albedo over the Qinghai-Xizang plateau region. *Advances in Atmospheric Science*, v.5, p.57-65, 1988. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02657346>.

ZILLMAN, J. W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. **Meteorology Study** 26, Bur. Ff Meteorology Canberra, Australia Dept. of the Inter, 1972.