

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

**ESTIMATIVA DOS VALORES DOS ATRIBUTOS
FÍSICOS DE UM SOLO TÍPICO DA BAIXADA
CUIABANA PARA FINS DE BALANÇO HÍDRICO**

JULIANA BARBOSA DA SILVA LOTUFO

PROF. DR^a. CARMEN EUGENIA RODRÍGUEZ ORTÍZ
Orientadora

PROF. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
Coorientador

**Cuiabá, MT
OUTUBRO/2018**

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

**ESTIMATIVA DOS VALORES DOS ATRIBUTOS
FÍSICOS DE UM SOLO TÍPICO DA BAIXADA
CUIABANA PARA FINS DE BALANÇO HÍDRICO**

JULIANA BARBOSA DA SILVA LOTUFO

*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.*

PROF. DR^a. CARMEN EUGENIA RODRÍGUEZ ORTÍZ
Orientadora

PROF. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO
Coorientador

**Cuiabá, MT
OUTUBRO/2018**

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

B238e Barbosa da Silva Lotufo, Juliana.
ESTIMATIVA DOS VALORES DOS ATRIBUTOS FÍSICOS DE UM SOLO
TÍPICO DA BAIXADA CUIABANA PARA FINS DE BALANÇO HÍDRICO /
Juliana Barbosa da Silva Lotufo. -- 2018
94 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientadora: Carmen Eugenia Rodríguez Ortíz.
Co-orientador: Francisco de Almeida Lobo.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de
Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2018.
Inclui bibliografia.

1. Disponibilidade hídrica. 2. Razão de Bowen. 3. Evapotranspiração. 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

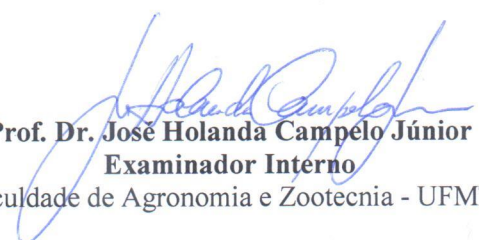
TÍTULO: ESTIMATIVA DOS VALORES DOS ATRIBUTOS FÍSICOS DE UM SOLO TIPICO DA BAIXADA CUIABANA PARA FINS DE BALANÇO HÍDRICO

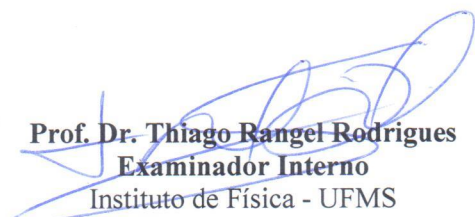
AUTORA: JULIANA BARBOSA DA SILVA LOTUFO

Dissertação de Mestrado defendida e aprovada em 03 de outubro de 2018, pela comissão julgadora:


Profa. Dra. Carmen Eugenia Rodríguez Ortiz
Orientadora
Instituto de Biociências – UFMT


Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo
Coorientador
Faculdade de Agronomia e Zootecnia UFMT


Prof. Dr. José Holanda Campelo Júnior
Examinador Interno
Faculdade de Agronomia e Zootecnia - UFMT


Prof. Dr. Thiago Rangel Rodrigues
Examinador Interno
Instituto de Física - UFMS


Prof. Dr. Jonathan Willian Zangeski Novais
Examinador Externo
Universidade de Cuiabá – UNIC/Cuiabá

DEDICATORIA

À minha família, pelo amor e companheirismo.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pelo auxílio financeiro concedido durante toda pesquisa;

À Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-graduação em Física Ambiental pelo apoio científico;

À prof^a Dra. Carmen Eugenia Rodríguez Ortíz, pela orientação, amizade e compreensão durante o desenvolvimento desta dissertação;

Ao Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo, por compartilhar os seus conhecimentos, por toda orientação e contribuição no desenvolvimento deste trabalho;

Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira, Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, pelo comprometimento, bem como, pelos conselhos;

A todos os professores que participaram da banca examinadora, meus respeitosos agradecimentos pelas contribuições que enriqueceram o presente trabalho;

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da UFMT, onde transmitiram seus conhecimentos contribuindo com a elaboração desta pesquisa;

À Pablinne Cynthia, grande incentivadora, por todo apoio;

A todos os colegas e amigos da Pós-Graduação em Física Ambiental, pelos momentos de descontração, companheirismo e estudos durante esta trajetória, em especial a: Lucas D. Rothmund, Luciene Taques, Bruno Abdalla, Elio Júnior, Heloisa Massad, Luís Lima, Daniela Borella, Flávia Santos e Acabias Luiz;

Aos colegas e amigos do laboratório de Ecofisiologia Vegetal, pelo companheirismo e pelas contribuições, em especial a: Silmara Melo, Vanessa Rêgo, Bruna Almeida, Simone Guarnieri, Magdiel Prado, Nelson e André Martins;

Às minhas amigas, pela amizade e incentivo, Brunah Rockenbach, Elaine Alonso, Lefayette Michele e Maria Cardoso;

À minha família, pelo amor e estímulo em todos os momentos da minha vida;

Ao meu esposo e à minha filha, por todo amor, companheirismo e incentivo, foram os meus maiores motivadores, fundamentais nessa trajetória;

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

A Deus, por me guiar e fortalecer.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE QUADROS	XV
LISTA DE TABELAS	XVI
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS	XVII
RESUMO	XIX
ABSTRACT	XX
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 PROBLEMÁTICA	1
1.2 JUSTIFICATIVA	3
1.3 OBJETIVO GERAL	3
1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.5 HIPOTESE	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1 CERRADO E O USO DO SOLO	5
2.2 BAIXADA CUIABANA.....	7
2.3 SOLOS DA BAIXADA CUIABANA.....	10
2.4 DISPONIBILIDADE DE ÁGUA NO SOLO	12
2.5 BALANÇO HÍDRICO	13
2.6 BALANÇO DE ENERGIA E RAZÃO DE BOWEN PARA ESTIMATIVADA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL	19
3. MATERIAL E METODOS	22
3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A LÓGICA DA PESQUISA	22
3.2 ÁREA EXPERIMENTAL E ESTAÇÕES CLIMATOLÓGICAS.....	23
3.3 SENSORES E EQUIPAMENTOS.....	27
3.4 PRECIPITAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA.....	28
3.5 BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL.....	35
3.6 BALANÇO DE ENERGIA E RAZÃO DE BOWEN	38
3.7 EVAPOPLUVIOGRAMA	41
3.8 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS	42
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	43
4.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MESES DOS ANOS DE ESTUDO PARA DEFINIÇÃO DAS SÉRIES DE DADOS EMPREGADAS NO BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL	43
4.2 ESTIMATIVA DOS ATRIBUTOS DO SOLO	54

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Baixada Cuiabana em Mato Grosso e seus municípios. ...	8
Figura 2 - Biomas encontrados na Baixada Cuiabana.	9
Figura 3 - Tipos de solos encontrados da Baixada Cuiabana.	10
Figura 4 - Fluxos de entrada (precipitação) e saída (evapotranspiração) de água no Balanço Hídrico.	14
Figura 5 - Mapa de localização das Estações da Fazenda Miranda (Área de estudo) e Padre Ricardo Remetter (Fazenda Experimental) e a distância aproximada entre as duas áreas.	23
Figura 6 - Composição física das frações granulométricas realizada a partir da análise de 200 amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.....	24
Figura 7 – Valores de capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) obtidos de sete amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.....	24
Figura 8 – Valores da densidade aparente (δ_a) obtidas de 30 amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.	25
Figura 9 - Valores da profundidade efetiva (PE) obtidas de 26 amostras de solo da Fazenda Miranda.	25
Figura 10 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2008. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.	44
Figura 11 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2009. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.	44

Figura 12 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2010. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 45

Figura 13 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2011. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 45

Figura 14 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2012. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 46

Figura 15 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2013. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 46

Figura 16 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2014. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 47

Figura 17 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2015. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 47

Figura 18 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2016. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 48

Figura 19 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência. 48

Figura 20 - Box plot da precipitação pluviométrica mensal para o período de janeiro de 2008 a outubro de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: no gráfico estão especificadas a média (linha central pontilhada), a mediana (linha central sólida), o 10°, o 25°, o 75° e o 90° percentis (barras de erro) e os dados espúrios (pontos fora do intervalo de confiança da média). 51

Figura 21 - Box plot da evapotranspiração de referência mensal para o período de janeiro de 2008 a outubro de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: no gráfico estão especificadas a média (linha central pontilhada), a mediana (linha central sólida), o 10°, o 25°, o 75° e o 90° percentis (barras de erro) e os dados espúrios (pontos fora do intervalo de confiança da média). 52

Figura 22 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Exponencial de Thornthwaite e Mather (1955), Equação 29, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 54

Figura 23 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Primeira Ordem de Rijtema & Aboukhaled (1975),

Equação 30, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott..... 55

Figura 24 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação de Braga, Equação 31, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 55

Figura 25 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Segunda Ordem, Equação 32, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 56

Figura 26 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Co-senoidal, Equação 33, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 56

Figura 27 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Exponencial no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 61

Figura 28– Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Primeira Ordem no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 62

Figura 29 – Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação de Braga no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott. 62

Figura 30 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Segunda Ordem no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: *EMA* = erro médio absoluto e *d* = índice de concordância de Willmott. 63

Figura 31- Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Cosenoidal no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: *EMA* = erro médio absoluto e *d* = índice de concordância de Willmott. 63

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Classificação da oferta hídrica em relação à precipitação e evapotranspiração, segundo Ometto (1981).....	41
---	----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Frequência relativa dos meses nas classes de oferta hídrica ambiental, no período de janeiro de 2008 a outubro de 2017 (OMETTO, 1981).....	49
Tabela 2 – Valores dos atributos do solo estimados empregando-se diferentes equações para estimativa da água disponível no solo no balanço hídrico sequencial.	58
Tabela 3 – Valores médios dos atributos do solo para estimativa da água disponível no solo no balanço hídrico sequencial.....	59

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

Δ - Inclinação da curva de pressão de vapor de água

AD - Água disponível

BHS - Balanço hídrico sequencial

CAD - Capacidade de água disponível

CC - Capacidade de campo

d - Índice de concordância de Willmott

Déf - Déficit hídrico

e - tensão de vapor

ea - Pressão atual de vapor de água

EMA - Erro médio absoluto

es - Pressão de saturação de vapor de água

ET_o - Evapotranspiração de referência

ETR - Evapotranspiração real

ET_{rBH} - Evapotranspiração real pelo balanço hídrico

Exc - Excedente hídrico

FAO - Food and agricultural organization

G - Densidade de fluxo de calor no solo

H - Densidade de fluxo de calor sensível

L - Calor latente de evaporação

LE - Densidade de fluxo de calor latente

M_s - Massa de solo seco

NAC - Negativo acumulado

PP - Precipitação pluviométrica

PMP - Ponto de murcha permanente

q - Umidade do solo

R_g - Radiação solar global

R_n - Saldo de radiação

T - Temperatura do ar

t_s - Temperatura do solo

u - Velocidade do vento

u₂ - Velocidade do vento a 2 m de altura

UR - Umidade relativa do ar

z - Profundidade efetiva do solo

β - Razão de Bowen

γ - Constante psicrométrica

δ_a - Densidade aparente do solo

ρ = massa específica do ar

c_p = calor específico do ar à pressão constante

$\Delta T/\Delta z$ = gradiente de temperatura do ar no perfil atmosférico em estudo

$\Delta e/\Delta z$ = gradiente de tensão de vapor no perfil atmosférico em estudo

$\delta \Delta e$ = erro associado às medidas de diferença na tensão de vapor entre as duas alturas

$\delta \Delta T$ = erro associado às medidas de diferença na temperatura do ar entre as duas alturas

RESUMO

LOTUFO, J. B. S. **Estimativa dos valores dos atributos físicos de um solo característico da Baixada Cuiabana para fins de balanço hídrico**. Cuiabá, 2018. 94p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

O balanço hídrico climatológico é aplicado para análise da disponibilidade hídrica no solo, sendo útil na caracterização das flutuações temporais de períodos com excedente ou deficiência. Os solos predominantes da Baixada Cuiabana possuem características físicas desfavoráveis ao armazenamento de água para as plantas. Nesse sentido, o objetivo desse trabalho foi classificar a oferta hídrica ambiental e identificar os atributos físicos representativos de um solo típico da Baixada Cuiabana para fins de balanço hídrico sequencial. O Balanço Hídrico Sequencial (*BHS*) foi estimado a partir de dados diários de variáveis climatológicas, do período de 2009 a 2017, obtidos a partir de uma torre micrometeorológica provida de sensores para determinar as densidades de fluxo de evapotranspiração situada numa área de Cerrado na Baixada Cuiabana e dados de evapotranspiração de referência da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. A evapotranspiração real estimada pela razão de Bowen na área de Cerrado foi utilizada como um padrão comparativo, ajustando-se os dados de densidade aparente do solo, profundidade efetiva, capacidade de campo e ponto de murcha permanente para estimar a mesma evapotranspiração real desse local a partir do *BHS*, de modo que a diferença entre ambas estimativas de evapotranspiração real seja a mínima possível. Segundo evapopluviograma (Ometto, 1981), considerando série de dados de 2008 a 2017, a área de estudo foi classificada com maior percentual na classe úmida (32,20%). Os maiores valores de precipitação e evapotranspiração incidiram em mesma estação, primavera-verão. A partir da metodologia utilizada foram estimados os valores dos atributos físicos do solo: capacidade de campo (15,73%), ponto de murcha permanente (2,37%), da profundidade efetiva (906,17 mm), densidade aparente (1660 kg/m³), fração de água disponível e a capacidade de água disponível (200,97mm). Contudo, analisando os dados estimados verificou-se que os mesmos não condizem com a realidade local, assim, concluindo que não foi verdade a hipótese de que a partir do método utilizado no presente estudo seria possível caracterizar os atributos físicos do solo da região.

Palavras-chave: Disponibilidade hídrica, Razão de Bowen, Evapotranspiração.

ABSTRACT

LOTUFO, J. B. S. **Estimation of the physical attributes values of a characteristic soil of Baixada Cuiabana for water balance purposes.** Cuiabá, 2018. 94p. Dissertation (Master's Degree in Environmental Physics) - Postgraduate Program in Environmental Physics, Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

The climatological water balance is applied to analyze the water availability in the soil, being useful in the characterization of temporal fluctuations of periods with surplus or deficiency. The predominant soils of Baixada Cuiabana have physical characteristics unfavorable to the storage of water for the plants. In this sense, the objective of this work was to classify the environmental water supply and to identify the physical attributes representative of a typical soil of the Baía Cuiabana for purposes of sequential water balance. The Sequential Water Balance (BHS) was estimated from daily data of climatological variables, from the period from 2009 to 2017, obtained from a micrometeorological tower equipped with sensors to determine the flow densities of evapotranspiration located in a Cerrado area in the Baixada Cuiabana and reference evapotranspiration data from the Padre Ricardo Remetter Climatological Station. The actual evapotranspiration estimated by Bowen's ratio in the Cerrado area was used as a comparative standard, adjusting soil bulk density, effective depth, field capacity and permanent wilt point to estimate the same actual evapotranspiration from that location at from BHS, so that the difference between both estimates of actual evapotranspiration is the lowest possible. According to the evapopluviograma (Ometto, 1981), considering the data series from 2008 to 2017, the study area was classified with a higher percentage in the humid class (32.20%). The highest values of precipitation and evapotranspiration occurred in the same season, spring-summer. The soil physical attributes values were estimated: field capacity (15.73%), permanent wilting point (2.37%), effective depth (906.17 mm), apparent density (1660 kg/m³), fraction of available water and available water capacity (200.97 mm). However, analyzing the estimated data it was verified that they do not match the local reality, thus, concluding that it was not true the hypothesis that from the method used in the present study it would be possible to characterize the physical attributes of the soil of the region.

Keywords: Water availability, Bowen ratio, Evapotranspiration

1. INTRODUÇÃO

1.1 PROBLEMÁTICA

O Cerrado é composto por uma diversidade de ambientes e, conseqüentemente, possui uma grande diversidade de espécies. A literatura traz que os solos porosos do Cerrado acumulam água formando grandes aquíferos, portanto, o solo funciona como um reservatório que abastece inúmeras bacias hidrográficas brasileiras. Ainda que seja um bioma de grande importância, o Cerrado vem sendo degradado intensamente por meio da ação antrópica.

A degradação ambiental no Brasil, sobretudo, no bioma Cerrado, provém principalmente da exploração agropecuária. É o segundo bioma brasileiro que mais sofreu modificações devido à ocupação humana, resultando em impactos ambientais como desmatamento, queimada, compactação do solo, erosão, assoreamento de rios, contaminação de água subterrânea e perda da biodiversidade. Além disso, a substituição da vegetação natural por culturas e para áreas de pastagem para criação de gado modifica a interação entre a superfície e a atmosfera, o que modifica o microclima local, isso se dá ao fato de a cobertura vegetal ter relação direta com o microclima da região.

A composição e estrutura do Cerrado são complexas, o bioma é composto por um mosaico de fitofisionomias resultantes da diversidade dos solos, da topografia e da diversidade de climas. Portanto, há uma heterogeneidade de habitats não sendo adequada generalização das características quanto ao Cerrado, sendo importante o desenvolvimento de trabalhos que apresentem características pontuais. Portanto, o conhecimento mais profundo das características e/ou limitações dos recursos naturais das áreas de Cerrado se faz pertinente, podendo ser fundamento para políticas públicas e medidas protetivas.

Por exemplo, na Baixada Cuiabana, área do entorno do Pantanal Mato-Grossense, a região está constituída por Cerrado, porém, com solos que não se parecem com os solos de outras regiões brasileiras de Cerrado, essa região possui características físicas ambientais específicas. Na verdade, na Baixada Cuiabana, os solos predominantes são pobres em termos da sua fertilidade natural e possuem atributos físicos desfavoráveis ao armazenamento de água para as plantas, sendo em sua maioria arenosos, pedregosos e litólicos.

As mudanças no uso do solo que ocorrem nessa região e na escala em que ocorrem, tanto na área urbana quanto na área rural, podem ser uma fonte potencial de problemas para o curso normal das águas provenientes da Baixada Cuiabana que constitui o entorno do Pantanal, para o próprio Pantanal. Dentre as mudanças no uso do solo nas áreas rurais, há atualmente grande motivação para a implantação de cultivos agronômicos, especialmente o arroz, a soja e a cana-de-açúcar.

O balanço hídrico climatológico é um método de estimativa desenvolvido para se monitorar o armazenamento de água no solo em tempo real e avaliar a disponibilidade hídrica de uma região, possibilitando a identificação das variações sazonais dos excedentes e das deficiências hídricas a partir das entradas e saídas de água no solo. Nesse sentido, o balanço hídrico climatológico pode prover informações muito diferentes da realidade, se forem empregados valores não realistas no cálculo da capacidade de água disponível do solo.

Sabe-se que todos modelos matemáticos têm algum comprometimento, alguma limitação. Assim, parece oportuno que além do modelo de Thornthwaite & Mather (1955) de armazenamento de água no solo, outros modelos sejam testados, assim como também uma série ampla de dados seja utilizada. Isso possibilitará uma maior aproximação da realidade para determinação dos atributos físicos do solo como a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente, a profundidade efetiva, a densidade aparente e a fração de água disponível, na caracterização da sua capacidade de água disponível.

Portanto, por meio deste trabalho, utilizou-se um banco de dados de propriedades físicas do solo, além das técnicas do Balanço Hídrico Sequencial e do

método de Balanço de Energia e Razão de Bowen para determinar com maior representatividade os valores dos atributos físicos em solos da Baixada Cuiabana.

1.2 JUSTIFICATIVA

A principal motivação para realização do presente trabalho foi que a Baixada Cuiabana vem sofrendo crescente pressão do setor agrícola, há interesse em transformá-la em uma área de produção intensiva, o que acarretará um progressivo esgotamento dos recursos naturais da região. Também, a necessidade de se estabelecer um método para caracterizar, da forma mais representativa possível, algumas das variáveis que são empregadas no balanço hídrico para a região da Baixada Cuiabana.

Sendo a água o principal fator limitante à manutenção da vida e produção agrícola, entende-se que a ratificação de que os solos predominantes da Baixada Cuiabana possuem limitações no armazenamento de água deve se prestar como informação básica para o delineamento de políticas públicas mais adequadas, em substituição ao fomento agrícola na região.

1.3 OBJETIVO GERAL

O objetivo geral deste trabalho foi classificar a oferta hídrica ambiental e identificar os atributos físicos (capacidade de campo, ponto de murcha permanente, profundidade efetiva, densidade aparente e fração de água disponível) representativos de um solo típico da Baixada Cuiabana para fins de balanço hídrico sequencial.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Especificamente objetivou-se:

- Classificar a oferta hídrica do ambiente do período de 2009 a 2017 para realização do balanço hídrico sequencial;
- Realizar balanço hídrico sequencial com diversas equações, com séries de dados contínua de 2009 a 2017 para a área experimental;
- Estimar a evapotranspiração real da área experimental empregando o método micrometeorológico de Balanço de Energia e Razão de Bowen;

- Utilizar a comparação dos dados de evapotranspiração real estimados a partir do balanço hídrico sequencial e do método micrometeorológico, minimizando-se o erro médio absoluto entre as medidas;
- Estimar a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente, a densidade aparente e a profundidade efetiva do solo, fração de água disponível, tomando como referência de valores o banco de dados existente desses atributos físicos do solo para a área experimental.

1.5 HIPOTESE

A magnitude da capacidade de retenção de água no solo típico da Baixada Cuiabana é menor em relação a outras regiões de Cerrado.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta seção foi destinada à uma breve introdução referente ao bioma Cerrado e o uso do solo, também para descrição da Baixada Cuiabana, objeto do presente trabalho. Além disso, foram realizadas introduções acerca dos métodos que foram utilizados no trabalho, sobretudo, o Balanço Hídrico e o Balanço de Energia e Razão de Bowen.

2.1 CERRADO E O USO DO SOLO

O Bioma Cerrado ocupa a área central do Brasil, possui área de aproximadamente dois milhões de quilômetros quadrados, cerca de 22% do território nacional. Abrange os estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Rondônia, Goiás, Tocantins, Maranhão, Piauí, Bahia, Minas Gerais, São Paulo e o Distrito Federal (SILVA et al., 2008). É formado por uma grande diversidade de fitofisionomias (MARIMON JUNIOR & HARIDASAN, 2005).

Está inserido na região tropical subúmida, tendo verão chuvoso e inverno seco, com precipitação média de 1500 mm. Em grande parte da região a temperatura média anual está entre 22°C a 27°C (MALHEIROS, 2016). O clima do Cerrado Mato-Grossense, que abrange a área de estudo, é tropical quente e semiúmido “Aw” (ALVARES et al., 2014), com quatro a cinco meses de seca e duas estações bem definidas: outono-inverno (seca) e primavera-verão (chuvoso). As chuvas se concentram no período entre outubro e março, e a seca prolongada entre abril e setembro, com umidade relativa do ar atingindo níveis desérticos (SILVA et al., 2008; RIBEIRO & WALTER, 1998).

Os diferentes tipos de vegetações do bioma Cerrado estão relacionados, entre alguns fatores, às condições edáficas (pH, saturação de alumínio, fertilidade), clima sazonal, condições hídricas, lençóis freáticos profundos e elevada profundidade dos

solos (AGNES et al., 2014). Comumente, os cerrados associam-se à relevos que variam de suaves a levemente ondulados, com solos profundos, bem drenados e de baixa fertilidade (SILVA, 2007).

É formado por um mosaico de vegetação resultantes dos solos, da topografia e da diversidade de climas da região (ALHO & MARTINS, 1995). Dentre as fitofisionomias do Cerrado, as formações savânicas, principalmente o Cerrado *strictu sensu*, abrangem a maior parte de seu território. Com características singulares, o Cerrado *strictu sensu* é composto por um estrato arbóreo-arbustivo e outro herbáceo-graminoso (RIBEIRO & WALTER, 2008; BORGES et al., 2014), que revestem solos lixiviados e aluminizados (IBGE, 2012). Esta fitofisionomia caracteriza-se pela ausência de árvores emergentes e de dossel uniforme (SILVEIRA & BORGES, 2009), com cobertura arbórea variando entre 5 a 70% (SILVA JUNIOR et al., 2014). Por ser um subgrupo de formação natural e/ou antrópico é uma fisionomia nanofanerofítica rala e outra hemicriptofítica graminóide, contínua, sujeita ao fogo anual (IBGE, 2012). As árvores e arbustos do Cerrado desenvolveram adaptações devido às características do solo da região como, complexo e profundo sistemas radiculares que possibilitam que mesmo durante o período de seca consigam obter água do solo para sobrevivência (MORAES, 2013).

O Cerrado do estado de Mato Grosso está localizado na região Centro-Oeste do Brasil e ao centro do estado do Mato Grosso. A região Centro-Oeste cada vez mais vem se destacando no cenário econômico nacional, o que se deve a programas realizados pelo Governo Federal no início da década de 70, em que propuseram a intensificação da produção de alimentos por meio da ampliação da fronteira agrícola, pela incorporação em novas áreas de Cerrado ao processo produtivo e pelo aumento da produtividade pela implantação de tecnologias (FERNANDES, 2008; NETO et al., 2009).

A viabilidade dessas atividades se deu em decorrência às características do Cerrado, que possibilitaram planejamento no plantio e colheita, são elas; estações bem definidas, seca e chuvosa, topografia plana e solos com boa qualidade física (NETO et al., 2009), sendo que, a qualidade física do solo está relacionada à capacidade de infiltração de água, escoamento superficial, aeração e sistema radicular do solo. Um

solo é classificado como de baixa ou má qualidade física quando tem baixa capacidade de infiltração de água, escoamento superficial, aeração baixa, sistema radicular reduzido e dificuldade de mecanização (ANDRADE & STONE, 2009).

Todavia, com o avanço da agricultura no Centro-Oeste tem-se substituído extensas áreas, onde originalmente tinham uma vegetação de Cerrado. A substituição da vegetação nativa do Cerrado ocasiona mudanças na dinâmica do ecossistema, na estrutura e funcionamento, em diversas magnitudes, desde alterações na estrutura físico-química, microbiológica até os mecanismos de trocas de matéria e energia entre solo e atmosfera (FERNANDES, 2008). Outro fato é a redução da disponibilidade de água em consequência ao crescimento populacional, expansão das fronteiras agrícolas e à degradação ambiental (OLIVEIRA, 2013). A atividade agrícola é grande responsável pelo consumo dos recursos hídricos (PEREIRA et al., 2016).

2.2 BAIXADA CUIABANA

O Mato Grosso, com suas dimensões continentais, é dividido em diferentes macrorregiões. Na macrorregião centro-sul está localizada a chamada Baixada Cuiabana, composta por 14 municípios: Acorizal, Barão de Melgaço, Campo Verde, Chapada dos Guimarães, Cuiabá, Jangada, Nobres, Nossa Senhora do Livramento, Nova Brasilândia, Planalto da Serra, Poconé, Rosário Oeste, Santo Antônio do Leverger e Várzea Grande, Figura 1 (CGMA/MDA, 2015).

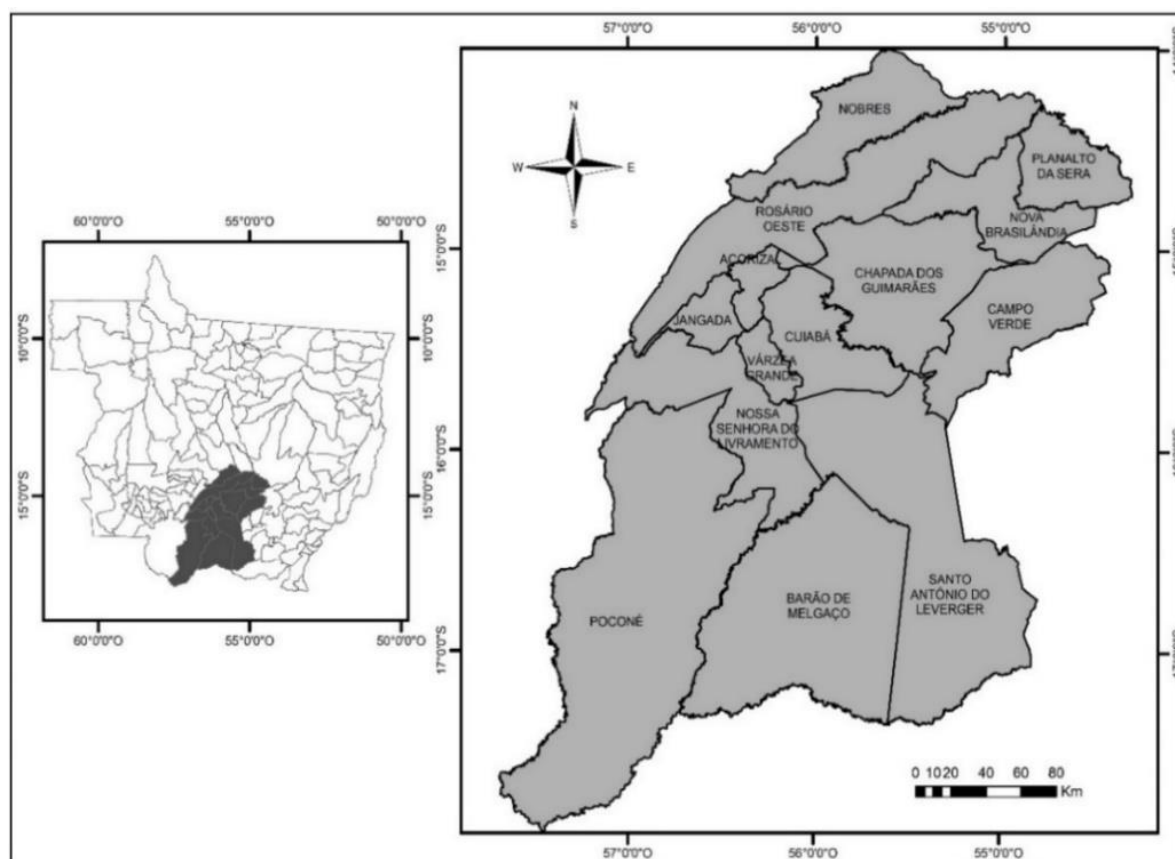


Figura 1 - Localização da Baixada Cuiabana em Mato Grosso e seus municípios.
 Fonte: Mapa elaborado por Carlos Kreutz, 2017.

Com uma área de 85.369,7 km², a Baixada Cuiabana possui cerca de 975.752 habitantes, dos quais 92,09% residem em zonas urbanas (IBGE, 2010). A principal atividade econômica da região é a pecuária, desenvolvida principalmente nos municípios pertencentes ao Pantanal, como Barão de Melgaço e Poconé. Possui também um sistema produtivo diversificado, com culturas perenes de cana-de-açúcar, principalmente em direção ao Planalto dos Parecis, e agricultura em larga escala na porção de Campo Verde (IMEA, 2017).

As regiões da Baixada Cuiabana podem ser classificadas de acordo com as suas características urbanas e ambientais, consistindo em três regiões. Os municípios de Cuiabá e Várzea Grande correspondem à região urbanizada, ou seja, com predominância da população em área urbana. As outras duas regiões podem ser classificadas em relação ao bioma em que estão inseridas e à economia que é voltada ao âmbito rural. Sendo então, uma região que abarca o bioma Pantanal e transição com o Cerrado e, a outra, correspondente aos municípios com predominância da atividade

rural no bioma Cerrado (AMOROZO, 2013). Portanto, dois biomas compõem a região da Baixada Cuiabana, Cerrado e Pantanal, com ampla predominância do primeiro, Figura 2.

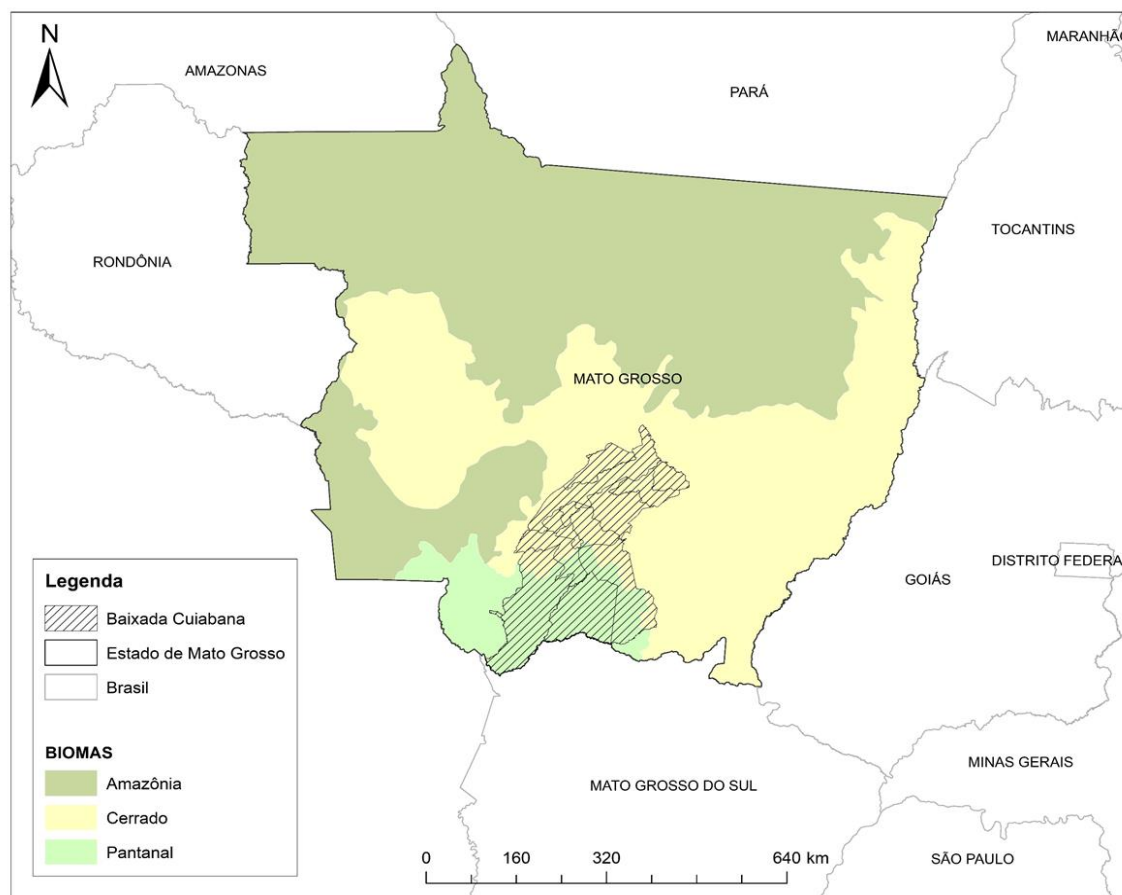


Figura 2 - Biomas encontrados na Baixada Cuiabana.

Fonte: Mapa elaborado por Juliana Lotufo, 2017.

O Estado de Mato Grosso, em específico, a Baixada Cuiabana, sofreu mudança significativa na sua composição vegetal em resultado da degradação do Cerrado, proveniente dos processos de urbanização, plantio de grão e a pecuária (RODRIGUES, 2011).

A região de Cerrado da Baixada Cuiabana está constituída por solos cujas propriedades físicas e químicas diferem em muito dos solos encontrados em outras regiões do Cerrado brasileiro (HARIDASAN, 1992), com baixos níveis de capacidade de armazenamento de água (OLIVEIRA, 2013) e, sendo os atributos físicos dos solos bons indicadores da qualidade dos sistemas agrícolas (SANCHEZ et al, 2005), a análise dos atributos físicos do solo da região a partir do balanço hídrico pode prover

informações fundamentais ao planejamento dos sistemas agrícolas, racionalização no uso dos recursos hídricos.

2.3 SOLOS DA BAIXADA CUIABANA

Diversos processos físicos, químicos e biológicos interagem para definir o tipo de solo e afetam intensamente sua qualidade, tais como transporte dentro do perfil do solo, a formação local de novos componentes, ou mudanças no estado de agregação das partículas do solo (DELGADO & GÓMEZ, 2016). Quanto aos solos da Baixada Cuiabana, estes tendem a ser arenosos e/ou pedregosos, de elevada densidade aparente e rasos, indo contra as características normalmente conhecidas dos solos do cerrado, sendo profundos, bem drenados, distróficos, ácidos e álicos e raramente sobre solos mesotróficos (HARIDASAN, 1992).

De acordo com a base de dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE (2015), os municípios da Baixada Cuiabana são cobertos principalmente por Plintossolos, Argissolos, Neossolos e Latossolos, que constituem cerca de 73% de sua cobertura, conforme Figura 3.

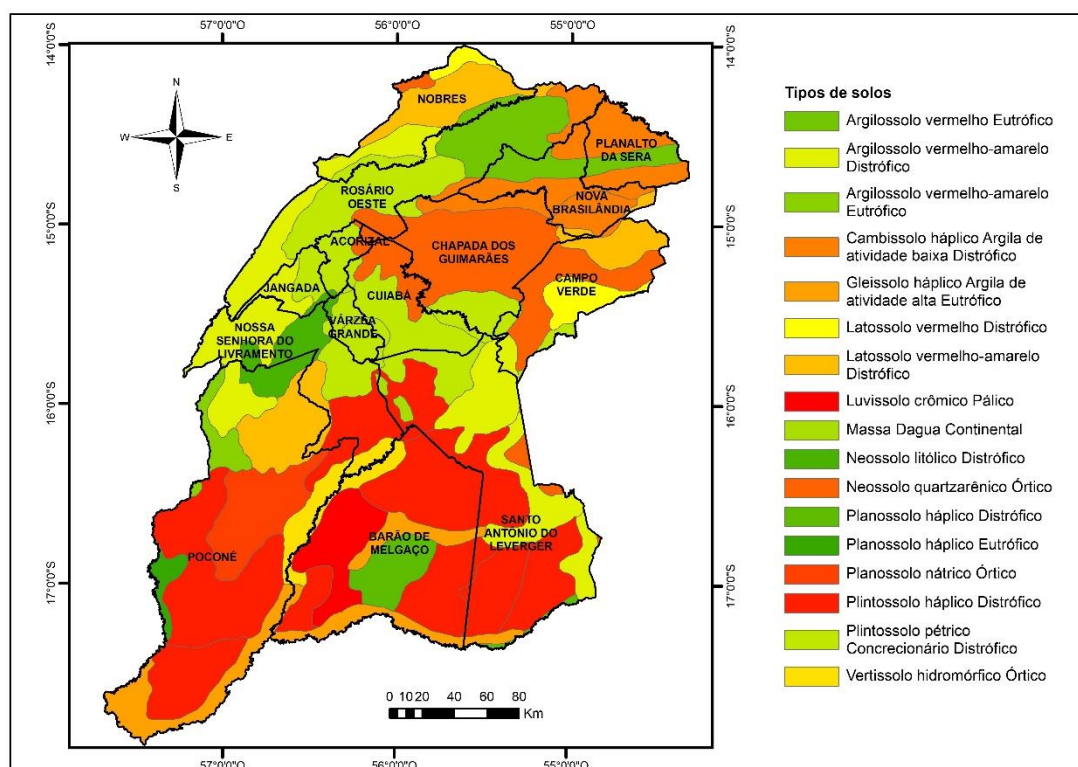


Figura 3 - Tipos de solos encontrados da Baixada Cuiabana.
Fonte: Mapa elaborado por Carlos Kreutz, 2017.

Os Plintossolos são solos minerais hidromórficos, com horizonte plântico a 40 cm da superfície, tendo sua formação influenciada por terrenos planos e baixos com oscilação do lençol freático, como o Pantanal ou efeito da chuva sazonal da Região Amazônica. Ocorrência de coloração acinzentada a avermelhada, com textura diversificada entre arenosos e argilosos sendo como característica marcante a brusca diferença textural do horizonte A para o B (IBGE, 2015).

Os Argissolos também são solos minerais, porém, não hidromórficos, com horizonte “B”, caracterizam-se por terem gradiente textural, como nítida separação entre horizontes quanto à cor, estrutura e textura. São de profundidade variável, desde forte a imperfeitamente drenados, de cores avermelhadas ou amareladas, e mais raramente, brunadas ou acinzentadas. A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte B, com presença ou não de cascalho (EMBRAPA, 2006; IBGE, 2015). Ocorrem as subordens Vermelho e Vermelho-Amarelo nas extremidades leste, oeste e extremo norte da Baixada.

Solos constituídos por material mineral ou material orgânico pouco espesso (menos de 30 cm de espessura), os Neossolos não têm qualquer tipo de horizonte B. Não há alterações significativas em relação à sua origem, seja devido à maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos demais fatores de formação (clima, relevo ou tempo) (EMBRAPA, 2006). Podem ser profundos e ocorrentes em relevo plano a suave ondulado, com textura arenosa de cor amarelada, susceptível a erosão dependendo do seu relevo devido à textura ser essencialmente arenosa (IBGE, 2015), que é o caso dos Neossolos Quartzarênicos que cobrem quase toda a Chapada dos Guimarães, se estendendo de Rosário Oeste até Campo Verde, no limite leste da Baixada Cuiabana.

Por sua vez, os Latossolos geralmente são muito intemperizados, profundos e de boa drenagem. Caracterizam-se pela grande homogeneidade de características ao longo do perfil. É um dos tipos de solos mais encontrados no Brasil, se estendo por todo o território nacional. A subordem Vermelho-Amarela é caracterizada por solos com teores de Fe_2O_3 em torno de 11%, muito profundos, de textura argilosa à média, de relevo plano a suavemente ondulado. Sua marcante característica é a cor, possui boa drenagem, apesar da baixa fertilidade em sua textura argilosa são úteis para

lavoura com um manejo adequado (EMBRAPA, 2006; IBGE, 2015), sendo encontrados, principalmente em Campo Verde, Nobres e Poconé.

2.4 DISPONIBILIDADE DE ÁGUA NO SOLO

A água é determinante na produção vegetal, a sua deficiência ou excesso comprometem expressivamente o desenvolvimento das plantas (REICHARDT & TIMM, 2004). Durante o ciclo de desenvolvimento, de qualquer cultura, há um consumo considerável de água, 98% do volume consumido passa pela planta, sé transferida à atmosfera por meio da transpiração (REICHARDT & TIMM, 2004) logo, a sua falta é uma das principais causas da redução da produção agrícola (OLIVEIRA, 2013). É um dos principais componentes do solo, juntamente com o ar ocupa todo o espaço poroso existente nele, também atua como solvente de nutrientes e transporta nutrientes na planta (KIELHL, 1989). Além de ser fundamental ao desenvolvimento das plantas, a água é termorreguladora, evita que ocorram flutuações muito intensas da temperatura no ambiente, também regula os fluxos de energia, a redistribuição de energia na superfície terrestre (OLIVEIRA, 2013).

Logo, o solo desempenha a função de reservatório de água para as plantas (REICHARDT, 1987; REICHART & TIMM, 2004) e abastece os cursos hídricos (BORTOLINI, 2016). Considera-se um solo fisicamente ideal ao crescimento de plantas quando há boa retenção de água, arejamento, suprimento de calor e pouca resistência ao crescimento radicular (REINERT & REICHERT, 2006).

A partir das forças de adsorção e capilaridade (adesão e coesão) a água é retida nos poros do solo. Quanto menor o diâmetro dos poros, maior é a atuação dessas forças, assim, a água retida nos microporos ficam disponíveis, principalmente, para as plantas, já a água que retida nos macroporos percola no perfil do solo, tendo função de realizar trocas gasosas (BRADY, 1989). O comportamento da água no solo varia conforme as suas propriedades físicas, por exemplo, um solo que apresente maior densidade terá uma menor capacidade de armazenamento de água (NETTO et al., 1999).

O suprimento de água e ar do solo variam com a alternância dos ciclos de umedecimento e secagem (REINERT & REICHERT, 2006). Em períodos de chuvas

excessivas a capacidade de armazenamento do solo pode ser excedida tendo como consequência a perda de água por escoamento superficial ou por percolação profunda, em contrapartida, em períodos em que há pouca precipitação, o solo desempenhará a função de reservatório indispensável ao desenvolvimento vegetal (REICHART & TIMM, 2004).

Dependendo da sazonalidade climática, ao passo que o solo fica mais seco, a quantidade de água disponível no solo reduz, devido ao aumento da capacidade de retenção de água, o que afeta a absorção de água pelas plantas. Dessa maneira, nem toda água que o solo é capaz de armazenar está disponível para as plantas (ROSSATO, 2001).

O conhecimento do estado energético da água no solo e a sua quantificação servem como embasamento para medidas de manejo da água no sistema solo-planta (COELHO et al., 2014), visto que, a disponibilidade hídrica nos ambientes tem-se reduzido gradativamente em resultado ao crescimento populacional, expansão agrícola e à degradação ambiental (OLIVEIRA, 2013). Diversos processos dependentes entre si e de ocorrência simultânea, como infiltração da água no solo, redistribuição, evaporação e absorção de água pelas plantas, envolvem fluxos hídricos (ROSSATO, 2001), que nos permitem entender o balanço hídrico de determinada região.

2.5 BALANÇO HÍDRICO

O Balanço Hídrico (*BH*) é uma ferramenta utilizada para se monitorar a variação do armazenamento de água no solo e resulta da aplicação do princípio de conservação de massa para água em um solo vegetado, muito utilizada como instrumento de gestão dos recursos hídricos (PEREIRA et al., 1997; PASSOS et al., 2017), foi desenvolvido inicialmente com a finalidade de se caracterizar o clima de uma região.

Portanto, entende-se por balanço hídrico a contabilidade da condição hídrica do solo até a profundidade explorada pelas raízes, em que, computa-se todos os fluxos positivos (entrada de água no solo) e negativos (saída de água do solo) em um intervalo de tempo, tendo a finalidade de informar ganho, perda e armazenamento de água no

solo (OMETTO, 1981; ROSSATO, 2001; PEREIRA et al., 2002; VAREJÃO-SILVA, 2006), Figura 4.



Figura 4 - Fluxos de entrada (precipitação) e saída (evapotranspiração) de água no Balanço Hídrico.

Os fluxos ocorrem a partir de trocas com a atmosfera (precipitação, condensação, evaporação e transpiração), do movimento superficial (escoamento) e subterrâneo (percolação) da água (VAREJÃO-SILVA, 2006). Segundo Reichert et al. (2011), as entradas são provenientes, essencialmente, da dinâmica das precipitações (frequência, intensidade, duração) e, ou, irrigação, levando em conta que a ascensão do lençol freático tem menor significância e as águas subterrâneas dependem das precipitações.

A aplicação do *BH* pode ser tanto na escala diária, denominado balanço hídrico sequencial, como em escalas maiores, como a mensal, denominado balanço hídrico climatológico. Portanto, os balanços hídricos são modelos que abordam a relação das propriedades físico-hídricas do solo com os componentes de entrada e saída de água (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Segundo Varejão-Silva (2006), devido à dificuldade em realizar medições para fins do balanço hídrico, por ser necessário o emprego de equipamentos sofisticados e de profissionais especializados, foram desenvolvidos modelos matemáticos que simulam o balanço hídrico, métodos indiretos que consideram variáveis meteorológicas para se estimar o *BH*, sendo modelos restritos a pequenas áreas.

Apesar dos inúmeros modelos existentes para a determinação do balanço hídrico, um dos mais utilizados é o desenvolvido por Thornthwaite & Mather (1955),

esse método leva em conta que as saídas e entradas de água no solo ocorrem exponencialmente e que qualquer valor de umidade do solo que esteja abaixo da sua capacidade de água disponível (*CAD*) configura deficiência às culturas (SOUZA & FRIZZONE, 2003). Segundo esse método, a saída de água por evapotranspiração varia linearmente com o armazenamento de água no solo (THORNTHWAITHE & MATHER, 1955).

O *BH* desenvolvido pelos autores mencionados tem sido amplamente utilizado em trabalhos científicos, adaptado às próprias realidades. Esse método faz uso de dados normais climatológicos da região de estudo com o intuito de desenvolver análises climatológicas. Aspectos edáficos, dinâmica da água no solo e as características do sistema radicular das plantas da região são levados em conta na sua aplicação (MATOS et al., 2014).

Além da equação proposta por Thornthwaite & Mather (1955), existem outras equações de Balanço Hídrico (RIJTEMA & ABOUKHALED, 1975; BRAGA, 1982; DOURADO NETO & JONG VAN LIER, 1993; MORETTI DE SOUZA FILHO & GOMES, 2007) que levam em consideração que uma fração da *CAD* fica prontamente disponível para as plantas absorverem sem prejuízo para o seu crescimento e não obedecem a curva exponencial apontada pela equação de Thornthwaite & Mather (1955). O valor de água disponível (*AD*) é obtido a partir da multiplicação da *CAD* por uma fração de água disponível (*p*). A fração de água disponível está relacionado ao tipo de cultura e seu estágio de desenvolvimento (SOUZA & GOMES, 2007), é a água disponível no solo que uma cultura pode extrair sem sofrer estresse hídrico, ou seja, água prontamente disponível para evapotranspiração, a planta absorve sem esforço.

Logo, para elaboração do *BH*, é necessário definir para determinada área ou local, em um dado período, valores de entrada de água, precipitação pluviométrica (*PPT*), da demanda atmosférica, sendo a evapotranspiração de referência (*ET_o*) e da capacidade de água disponível (*CAD*), a partir dessas informações é possível estimar valores de evapotranspiração real (*ET_r*), déficit (*Déf*), excedente hídrico (*Exc*) e o total de água disponível no solo (*AD*) (OMETTO, 1981; PEREIRA et al., 1997; SENTELHAS et al., 1999).

A Capacidade de Água Disponível (*CAD*) do solo representa o máximo da água disponível que determinado solo pode reter em função das suas características físico-hídricas. Essas características são: capacidade de campo (*CC*), ponto de murcha permanente (*PMP*), densidade aparente do solo (δ_a) e a profundidade efetiva (*PE*). (BERGAMASCHI et al., 1992), Equação 1.

$$CAD = \left(\frac{CC - PMP}{100} \right) \times a\delta \times PE \quad (\text{Equação 1})$$

Em que: *CAD* = capacidade de água disponível (mm), *CC* = capacidade de campo (%), *PMP* = ponto de murcha permanente (%), $a\delta$ = densidade aparente do solo (kg/m³), *PE* = profundidade efetiva do solo (mm).

O conceito da capacidade de campo (*CC*) refere-se à quantidade de água retida no solo após a quantia em excesso ter sido drenada e a taxa de redistribuição descendente ter diminuída consideravelmente, conforme proposto por Veihmeyer & Hendrickson (1931). Ela pode ser estimada a partir de diversos métodos, diretos e indiretos, tais como *in situ* (EMBRAPA, 1979; FABIAN & OTTONI FILHO, 2000), funções de pedotransferência (GIVI et al., 2004), curva de retenção e fluxo de densidade de água (BRITO et al., 2011), o seu valor é obtido através da Equação 2.

$$CC = \frac{W_{fs} - W_s}{W_s} \times 100 \quad (\text{Equação 2})$$

Em que: *CC* = capacidade de campo (%), W_{fs} = massa do solo saturado em equilíbrio com 0,03 MPa de pressão (g), *Ws* = massa do solo seco (g).

O ponto de murcha permanente (*PMP*) é um conceito também aplicado à umidade do solo e refere-se ao limite mínimo de disponibilidade de água no solo, ou seja, é a quantidade mínima de água no solo a ponto de não permitir que uma planta murcha consiga atingir a turgidez novamente, conforme proposto por Veihmeyer & Hendrickson (1948). Sua determinação pode ser feita através de métodos indiretos ou diretos, como a utilização de amostras de solo em casas de vegetação e uso de plantas

indicadoras (REICHARDT, 1987), como o tomateiro (MOLINE et al., 2013), feijão caupi (COELHO et al., 2014), ou até mesmo a capilaridade do solo (KARKANIS, 1983), é obtida a partir da Equação 3. Entre os limites superior e inferior estabelecidos pela capacidade de campo (*CC*) e pelo ponto de murcha permanente (*PMP*), respectivamente, há a água disponível (*AD*).

$$PMP = \frac{Wf_{(PMP)} - Ws}{Ws} \times 100 \quad (\text{Equação 3})$$

Em que: *PMP* = ponto de murcha permanente (%), *Wfs* = massa do solo úmido em equilíbrio com 1,5 MPa de pressão (g), *Ws* = massa do solo seco (g).

Reichardt & Timm (2004), definem a densidade do solo (densidade aparente ou densidade global do solo) como a massa de material sólido contida em um volume de solo. Segundo os autores, a determinação da densidade do solo pode ser obtida a partir de diferentes métodos, alguns métodos são empregados comumente, tais como, métodos do anel volumétrico e torrão parafinado. Esses autores referem-se à densidade do solo como um índice do grau de compactação de um solo. A densidade do solo está diretamente relacionada à profundidade do solo, conforme o aumento da profundidade do solo, a densidade do solo também aumenta.

A chuva é a principal forma em que a água retorna da atmosfera para a superfície terrestre após a evaporação e condensação, de modo a completar o ciclo hidrológico. É a principal fonte de entrada de água empregada para o *BH*, quando em um ambiente natural, sem irrigação. O tipo de vegetação natural e o tipo de exploração agrícola são determinados pelo volume e a distribuição de chuvas que ocorrem na região (OMETTO, 1981). A quantidade de chuva é medida a partir da altura pluviométrica, que é a altura de água precipitada e acumulada em uma superfície plana e impermeável (TUCCI, 1993), expressa em milímetros (*mm*). A precipitação pode ser medida por equipamento simples, o pluviômetro, que na presença de sistema de armazenamento de registro contínuo da quantidade e da hora da ocorrência das chuvas, denomina-se pluviógrafo (OMETTO, 1981).

A evapotranspiração (ET) é uma parte importante da equação do balanço hídrico (KATUL et al., 2012), corresponde à quantidade de vapor d'água transferido à atmosfera proveniente de uma superfície vegetada (ROSSATO, 2001; VAREJÃO-SILVA, 2006), depende das condições da vegetação, do tamanho da área vegetada, do suprimento de água no solo (OMETTO, 1981), da radiação solar, temperatura do ar, déficit de pressão de vapor e da velocidade do vento (ALLEN et al., 1998). É um fenômeno que exige disponibilidade de energia, essa disponibilidade está relacionada ao local e à época do ano (PEREIRA et al., 1997).

A evapotranspiração de referência (ET_o) é um importante componente climatológico, sendo considerado o oposto da chuva, pois corresponde ao total de água utilizada por uma superfície vegetada. Para tal, padroniza-se a espécie vegetal e a disponibilidade de água no solo, de modo a não restringir água à demanda atmosférica. A evapotranspiração máxima (ET_m) ocorre quando uma pequena área úmida está rodeada por uma área seca e, por isso, não consegue eliminar os efeitos advectivos do calor sensível. Nessa situação, se avalia a demanda hídrica de um cultivo qualquer, em qualquer estágio de desenvolvimento, mas com solo mantido na sua capacidade de água disponível. Por sua vez, a evapotranspiração real (ETR) ocorre numa superfície vegetada, independentemente de sua área, de seu porte e das condições de umidade do solo (ROSSATO, 2001; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Desde que foi proposta, a evapotranspiração tem passado por transformações para melhorar os métodos para sua medição e cálculo (ALLEN et al., 2011). Atualmente, as medições *in situ* de ET são realizadas usando lisímetros, método de uso de água do solo, método da razão de Bowen, cintilômetros e método de covariância de vórtices turbulentos (ALLEN et al., 2011; EVETT et al., 2012).

Conforme mencionado, a estimativa da evapotranspiração pode ser realizada a partir de diversos métodos, alguns são bem aceitos, enquanto outros são bastante criticados (ROSSATO, 2001). Dentre os mais aceitos estão os métodos de balanço de energia que representa o conjunto de interações entre os tipos de energia com a superfície. Em condições atmosféricas normais, o suprimento principal de energia para a superfície é dado pela radiação solar (HARTMANN, 1994; PEREIRA et al., 1997).

A energia disponível será utilizada nos diversos processos ecossistêmicos, como aquecimento do solo, aquecimento do ar, evaporação, transpiração, entre outros (PEREIRA et al., 1997). Dentre os métodos de balanço de energia, destacam-se o da razão de Bowen (BOWEN, 1926) e o de Priestley-Taylor (PRIESTLEY-TAYLOR, 1972).

Há ainda os métodos combinados, nos quais as equações propostas associam os efeitos do balanço de energia e os termos de energia advectiva para estimar a evapotranspiração, como ocorre com o método de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965), nesse método, além dos parâmetros aerodinâmicos, são incluídos os fisiológicos (SENTELHAS et al., 2010). Após publicação do boletim 56 da FAO, o método de Penman-Monteith (FAO) tornou-se padrão para se determinar a evapotranspiração de referência (ALLEN et al., 1998).

De tal modo, o conhecimento da evapotranspiração é de extrema importância para o acompanhamento do estado hídrico do ecossistema. Conhecer a evapotranspiração real, de solos vegetados em geral, possibilita a gestão apropriada de bacias hidrográficas e modelagens meteorológicas (BEZERRA et al., 2008). Diversos estudos acompanharam essa variável buscando monitorar a dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera (NASCIMENTO et al., 2010; GOULART et al., 2015; MACHADO et al., 2016; WEGEHENKEL et al., 2017).

2.6 BALANÇO DE ENERGIA E RAZÃO DE BOWEN PARA ESTIMATIVADA DE EVAPOTRANPIRAÇÃO REAL

Com o intuito de se conhecer o balanço de energia em superfícies vegetadas e, consequentemente, obter os valores de evapotranspiração, o método de razão de Bowen tem sido amplamente utilizado. Para tal, é necessária instrumentação que possibilite as medições locais do saldo de radiação e dos gradientes verticais de temperatura e pressão de vapor do ar (SOUZA et al., 2008, BIUDES et al., 2009; MACHADO et al., 2016; SILVA et al., 2016).

Bowen (1926) expôs que a razão de Bowen é a relação entre os fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE) (Equação 4), portanto, é o resultado do coeficiente

psicrométrico pela razão entre o gradiente de temperatura do ar e o gradiente de pressão de vapor de água no ar (Equações 4 a 6, SILVA et al., 2016).

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (\text{Equação 4})$$

$$LE = \frac{Rn-G}{(1+\beta)} \quad (\text{Equação 5})$$

$$\beta = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Equação 6})$$

Em que: H é o fluxo de calor sensível; LE é o fluxo de calor latente; γ é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); ΔT é o gradiente de temperatura do ar; Δe é o gradiente de pressão de vapor de água do ar.

Devido à simplicidade e praticidade do Balanço de Energia – Razão de Bowen (*BERB*) em relação aos demais métodos micrometeorológicos, o método tem sido amplamente utilizado para se determinar fluxo de calor latente (ET) e o fluxo de calor sensível de diversos cultivos (SILVA et al. 2016). HU et al. (2013) atribuem isto ao fato de o método ter vantagens de um conceito físico, alguns requisitos de parâmetros e um método de cálculo simples.

Segundo Pereira et al. (1997), o valor de β depende das condições hídricas da superfície evaporante. Em uma superfície umedecida a maior parte do saldo de radiação (Rn) será utilizado para calor latente, tendo como resultado β pequeno. Em contrapartida, em superfície com restrição hídrica, a maior parte da energia disponível será utilizada para o calor sensível e o valor de β será elevado. Os valores de LE e H são negativos quando o fluxo ocorre de forma ascendente, ou seja, da superfície para o ar, quando o fluxo é descendente os valores são positivos.

No entanto, há limitações quanto ao *MRB*, valores próximos de -1,0 têm sido tratados como limites (LIU & FOKEN, 2001). Alguns autores recomendam descartar valores inferiores à -0,75 durante o nascer e pôr do sol e durante a noite, em decorrência à dificuldade de estimar gradientes de temperatura e pressão de vapor d'água (ORTEGA FARIAS et al., 1996). Silva et al. (2016), igualmente, atribuíram as

limitações em se aplicar o *BERB* em resultado aos pequenos gradientes de temperatura e pressão de vapor d'água próximo ao nascer e pôr do sol, assim resultando em valores para Bowen (β) de aproximadamente -1 ou ∞ .

3. MATERIAL E METODOS

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS SOBRE A LÓGICA DA PESQUISA

A motivação que norteou este trabalho de pesquisa foi a da necessidade de se estabelecer um método para caracterizar, da forma mais representativa possível, algumas das variáveis que são empregadas no balanço hídrico, especificamente para as áreas com altitude não superior a 150 m, com solos rasos e de baixa retenção de umidade da Baixada Cuiabana. Essas variáveis são a capacidade de campo (CC), o ponto de murcha permanente (PMP), a densidade aparente (δ_a) e a profundidade efetiva (PE).

Sabendo-se que o balanço hídrico sequencial é um método climatológico que, a partir de dados de uma estação meteorológica convencional, provê informações de caráter regional e que o método micrometeorológico do balanço de energia e razão de Bowen provê informações representativas de uma área de abrangência limitada em um local específico, surgiu a ideia de empregar ambos para, com base em numa comparação dos valores de evapotranspiração real obtidos em cada caso, estimar aquelas variáveis do solo.

Escolheu-se uma área experimental representativa dos ambientes encontrados na Baixada Cuiabana com altitude não superior a 150 m, onde o método microclimatológico foi instalado e tomou-se os dados climatológicos de uma estação convencional situada a aproximadamente 15 km em linha reta desse local.

Partiu-se de um banco de dados com os valores de CC , PMP , δ_a e PE , obtido por meio de avaliações *in loco*, da área experimental como fonte primária de consulta. Para uma mesma série histórica de dados, a evapotranspiração real obtida pelo método microclimatológico de balanço de energia e razão de Bowen (ETR_{BERB}) foi comparada

com aquela estimada a partir do balanço hídrico sequencial (ETR_{BHS}), utilizando-se a estatística do erro médio absoluto (EMA) como elemento comparativo. Nesse caso, por meio da função Solver do Microsoft Excel, para resolver o balanço hídrico sequencial, os valores de CC , PMP , δa e PE foram estimados buscando-se dentro dos limites de maior e de menor valores disponíveis no banco de dados das avaliações realizadas in loco, aqueles que possibilitassem reduzir ao mínimo o valor do EMA , tomando-os como os mais representativos possíveis da microrregião.

3.2 ÁREA EXPERIMENTAL E ESTAÇÕES CLIMATOLÓGICAS

A área experimental onde a pesquisa foi realizada é de propriedade privada, a Fazenda Miranda, situada a 18 km à sudeste de Cuiabá, situada no município de Santo Antônio de Leverger, Mato Grosso, Brasil. O local conta com uma torre micrometeorológica ($15^{\circ}43'53.84''S$ $56^{\circ}4'19.17''O$), Figura 5, de onde foi possível obter dados para a estimativa da evapotranspiração real pelo método de Balanço de Energia e Razão de Bowen. O local é característico da Baixada Cuiabana, com altitude não superior a 150 m e solos com baixa retenção de umidade.

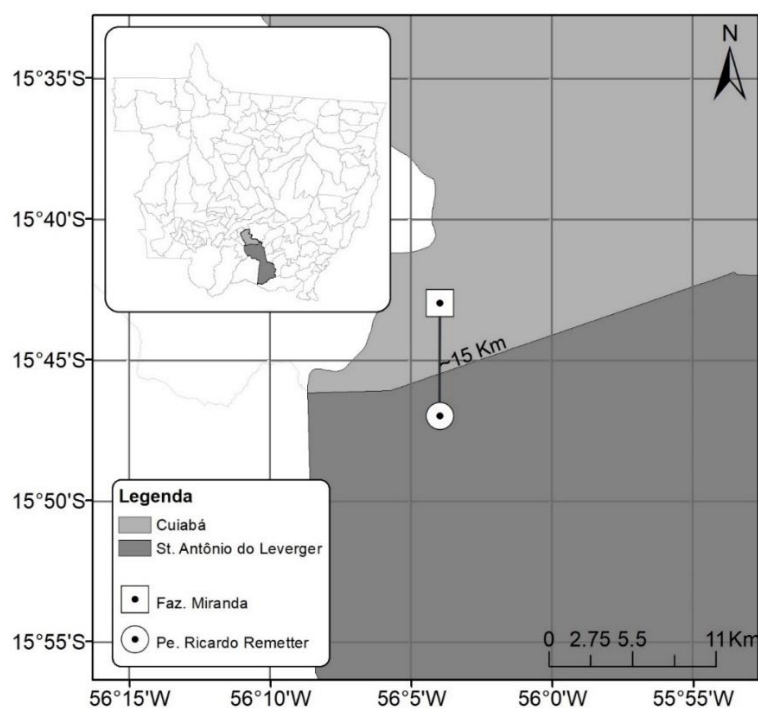


Figura 5 - Mapa de localização das Estações da Fazenda Miranda (Área de estudo) e Padre Ricardo Remetter (Fazenda Experimental) e a distância aproximada entre as duas áreas.

Com base no banco de dados disponível sobre os atributos físicos dos solos da Fazenda Miranda (Lucena et al., informação pessoal), observa-se que, em geral, são solos frequentemente pedregosos, com textura arenosa, com elevada densidade aparente e baixa retenção de umidade (Figuras 6 – 9).

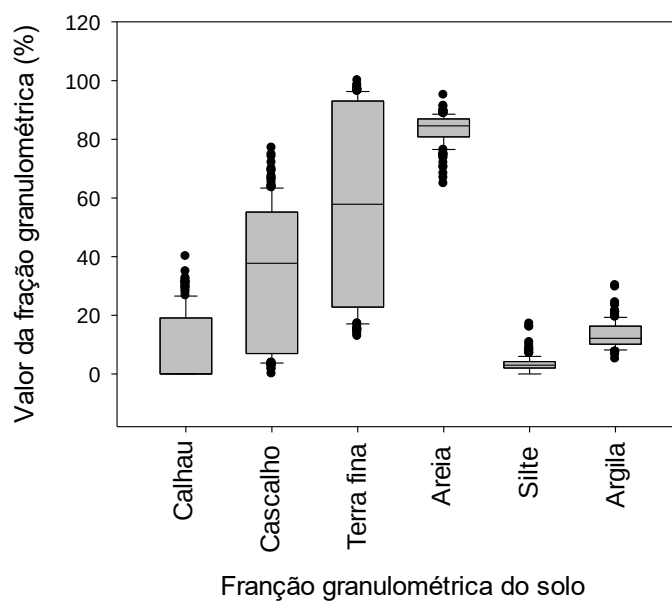


Figura 6 - Composição física das frações granulométricas realizada a partir da análise de 200 amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.

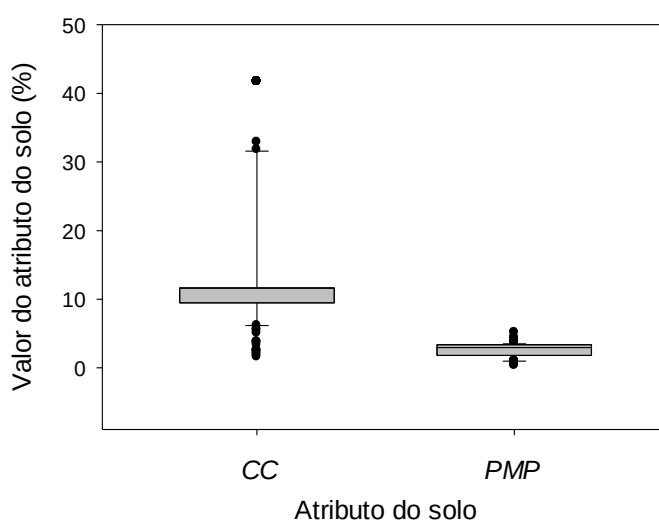


Figura 7 – Valores de capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP) obtidos de sete amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.

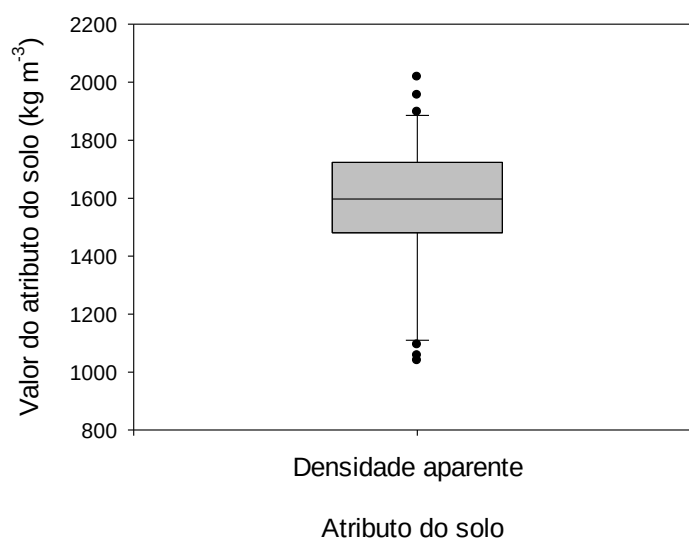


Figura 8 – Valores da densidade aparente (δ_a) obtidas de 30 amostras do perfil de 0 – 0,20 m da Fazenda Miranda.

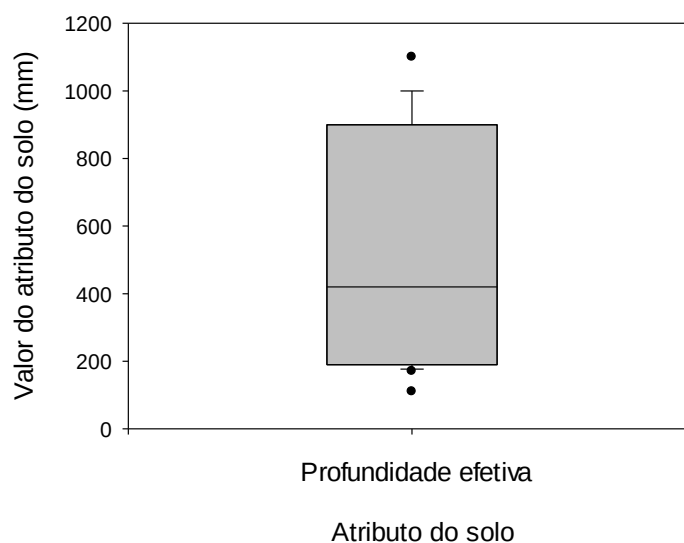


Figura 9 - Valores da profundidade efetiva (PE) obtidas de 26 amostras de solo da Fazenda Miranda.

Tomando-se a média desses dados, ilustrados nas Figuras 6 – 9, tem-se para as variáveis CC , PMP , δ_a e PE os valores de 11,70%, 2,41%, 1570 kg m⁻³ e 500,0 mm; respectivamente. Com esses dados médios, o cálculo da capacidade de água disponível no solo assume o valor de 73,08 mm.

Há ainda um outro dado produzido por Prado e Banga (informação pessoal) na área experimental da Fazenda Miranda, próxima à torre micrometeorológica, em que foi determinada a curva de retenção de umidade do solo às profundidades de 0,0 m – 0,20 m e de 0,20 – 0,50 m. Nesse trabalho, os pesquisadores identificaram que as médias ponderadas da *CC*, do *PMP*, da $\delta\alpha$ para o perfil de 0 – 0,50 m foram iguais a 3,66%, 0,01% e 2014,5 kg m⁻³, respectivamente; sendo tais valores obtidos para a condição natural do solo com seu esqueleto. Com tais valores, é possível estimar uma capacidade de água disponível (*CAD*) para esse perfil igual a 36,7 mm.

Esses valores dos atributos do solo da Fazenda Miranda apresentados anteriormente servirão de parâmetro comparativo para aqueles que serão estimados pelo método proposto neste trabalho.

Para a realização do balanço hídrico sequencial, empregaram-se os dados climatológicos da Estação Climatológica Convencional Padre Ricardo Remetter localizada na Fazenda Experimental da Universidade Federal de Mato Grosso (15°51'17.22"S 56°4'15.45"O), vinculada ao 9º Distrito Meteorológico do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), a 33 km à sudeste de Cuiabá e aproximadamente 15 km em linha reta da área experimental da Fazenda Miranda, Figura 5. A estação é composta por vários sensores isolados que registram parâmetros meteorológicos (pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa do ar, precipitação, radiação solar, direção e velocidade do vento entre outras variáveis).

O clima da área de estudo é classificado como *Aw*, clima tropical semi-úmido, com duas estações distintas: uma seca (outono-inverno) com duração de aproximadamente cinco meses e uma chuvosa (primavera-verão). A precipitação média anual é de 1320 mm ano⁻¹ (KÖPPEN & GEIGER, 1928; ALVARES et al., 2014).

A vegetação da área experimental é predominante de Cerrado, na área há um pasto degradado de *B. humidicola* com fragmentos de Cerrado *stricto sensu*, sendo uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal (OLIVEIRA, 2013). A área tem solo pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário, com superfície cascalhenta, Plintossolo pétrico, também com ocorrência de solos Litólicos distróficos em alguns locais (EMBRAPA, 1999).

3.3 SENSORES E EQUIPAMENTOS

3.3.1 Sensores e equipamentos da Fazenda Miranda

A partir de sensores instalados na torre micrometeorológica da Fazenda Miranda foi possível obter os valores das variáveis climatológicas temperatura do ar (T); umidade relativa do ar (UR); velocidade do vento (u); fluxo de calor no solo (G), radiação global (R_g); saldo de radiação (R_n); precipitação pluviométrica (PPT), provendo dados básicos para o emprego do método de Balanço de Energia e Razão de Bowen. Os sensores da torre utilizados para o objetivo deste trabalho foram:

- (dois) painéis solares de 65 W, modelo SP 65 (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (um) controlador de voltagem modelo SUNSAVER-10 (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (um) sistema de controle e armazenamento de dados (datalogger) modelo CR 1000 (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (um) multiplexador, modelo AM16/32 A (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (duas) placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Holanda).
- (um) saldo radiômetro modelo modelo NR-LITE-L25 (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (dois) piranômetros modelo LI200X (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).
- (três) termohigrômetros modelo HMP45C-L15 (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA). Utilizado para medir a temperatura e a umidade relativa do ar a 5 e 18 m de altura em relação ao nível do terreno.
- (um) pluviômetro modelo TE25 Tipping Bucket (Campbel Scientific, Inc., Logan, UT, USA).

3.4 PRECIPITAÇÃO E EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA

Os dados diários de precipitação pluviométrica (*PPT*) e das variáveis necessárias para realizar o balanço hídrico sequencial foram todas obtidas da Estação Climatológica Convencional Padre Ricardo Remetter. A série de dados utilizada na presente metodologia compreendeu o período de 01/01/2008 a 31/10/2017.

A evapotranspiração de referência (*ET_o*) foi calculada pelo método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 2006), de acordo com a Equação 7.

$$ET_o = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273,15} u_2 (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (\text{Equação 7})$$

Em que: *ET_o* = evapotranspiração de referência (mm d⁻¹), Δ = tangente à curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹), *R_n* = saldo de radiação (MJ m⁻² d⁻¹), *G* = densidade de fluxo de calor no solo (MJ m⁻² d⁻¹), γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹), *T* = temperatura média do ar (°C), *u₂* = velocidade média do vento à 2,0 m de altura (m s⁻¹), *e_s* = pressão de saturação (kPa), *e* = pressão de vapor atual (kPa).

Todas as variáveis empregadas no cálculo da evapotranspiração de referência (*ET_o*) foram médias diárias (para a temperatura do ar, *T*, a umidade relativa do ar, *UR*, e a velocidade do vento, *u*) ou o total diário (para o saldo de radiação, *R_n*). A densidade de fluxo de calor no solo (*G*) foi considerada desprezível.

A tangente à curva de pressão de vapor (Δ) foi calculada empregando-se a Equação 8 (ALLEN et al. 2006).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp \left(\frac{17,27T}{T + 237,3} \right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (\text{Equação 8})$$

Em que: Δ = tangente à curva de pressão de vapor (kPa °C⁻¹), *T* = temperatura média do ar (°C).

A temperatura média diária do ar (T) foi contabilizada como sendo a semi-soma das temperaturas extremas, de acordo com a Equação 9.

$$T = \frac{T_{máx} + T_{mín}}{2} \quad (\text{Equação 9})$$

Em que: T = temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$), $T_{máx}$ = temperatura máxima do dia ($^{\circ}\text{C}$), $T_{mín}$ = temperatura mínima do dia ($^{\circ}\text{C}$).

O saldo de radiação (R_n) foi estimado a partir do balanço de ondas curtas (Boc) e do balanço de ondas longas (Bol), considerando que a superfície evaporante de referência tem um albedo de 0,23; de acordo com as Equações 10, 11 e 12, respectivamente (ALLEN et al., 2006).

$$R_n = Boc + Bol \quad (\text{Equação 10})$$

Em que: R_n = saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), Boc = balanço de ondas curtas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), Bol = balanço de ondas longas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$).

$$Boc = R_g(1 - \alpha) \quad (\text{Equação 11})$$

Em que: Boc = balanço de ondas curtas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), R_g = radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), α = albedo da superfície (neste caso, igual a 0,23 por se tratar de uma superfície evaporante de referência).

A radiação solar global (R_g) foi estimada por meio da equação de Ångström- Prescott (Equação 12), considerando a insolação obtida a partir dos dados da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter.

$$R_g = R_o \left(a + b \frac{n}{N} \right) \quad (\text{Equação 12})$$

Em que: R_g = radiação solar global ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), R_o = radiação no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), a e b = constantes de ajustamento (adimensionais), n = insolação (h), N = duração astronômica do dia (h).

Para a Equação 12, o valor adotado para a constante a foi igual a 0,21 não variando durante o ano, ao passo que os valores da variável b variaram mensalmente, sendo iguais a 0,43; 0,44; 0,40; 0,33; 0,29; 0,29; 0,29;

0,31; 0,38; 0,43; 0,43 e 0,43 para os meses consecutivos de janeiro a dezembro. Estes valores foram estabelecidos para a região sudoeste da Amazônia por Campelo Júnior (1998) e, por tal razão, adotados neste trabalho considerando o local de estudo.

A radiação no topo da atmosfera (R_o) foi calculada por meio da Equação 13 (ALLEN et al., 2006).

$$R_o = 0,0864 \frac{S}{\pi} d_r (H \times \sin \phi \times \sin \delta + \cos \phi \times \cos \delta \times \sin H) \quad (\text{Equação 13})$$

Em que: R_o = radiação no topo da atmosfera ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), S = constante solar (W m^{-2}), $\pi = 3,1415...$, d_r = distância relativa inversa entre o sol e a terra (adimensional), H = ângulo horário do nascer ou do pôr do sol (quando aparece pela primeira vez na equação, é dado em radianos), ϕ = latitude local (neste caso, igual a $-15,7833^\circ$), δ = declinação solar (graus).

O valor da constante solar (S) adotado neste trabalho foi de 1373 W m^{-2} (IQBAL, 1983).

A d_r se calculou de acordo com a Equação 14 (ALLEN et al., 2006).

$$d_r = 1 + 0,033 \cos \left(\frac{2\pi}{365} d \right) \quad (\text{Equação 14})$$

Em que: d_r = distância relativa inversa entre o sol e a terra (adimensional), d = dia juliano (dia consecutivo do ano, $1 \leq d \leq 365$).

O ângulo horário do nascer ou do pôr do sol (H) foi estimado com o emprego da Equação 15 (ALLEN et al., 2006; VIANELLO & ALVES, 1991; VAREJÃO-SILVA, 2006).

$$H = \arccos(-\tan \phi \times \tan \delta) \quad (\text{Equação 15})$$

Em que: H = ângulo horário do nascer ou do pôr do sol (graus), ϕ = latitude local (neste caso, igual a $-15,7833^\circ$), δ = declinação solar (graus).

A declinação solar (δ) foi estimada com o emprego da Equação 16 (ALLEN et al., 2006).

$$\delta = 23,45 \times \sin \left[\frac{360}{365} (d - 80) \right] \quad (\text{Equação 16})$$

Em que: δ = declinação solar (graus), d = dia juliano ($1 \leq d \leq 365$).

Os valores diários da insolação (n) foram tomados dos registros da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter.

A duração astronômica do dia (N) foi determinada a partir da Equação 17, considerando que o nascimento e o pôr do sol ocorrem quando o limite superior do disco solar tangencia o plano do horizonte local (VAREJÃO-SILVA, 2006).

$$N = \frac{2(H + 0,83)}{15} \quad (\text{Equação 17})$$

Em que: N = duração astronômica do dia (h), H = ângulo horário do nascer ou do pôr do sol (graus).

O balanço de ondas longas foi contabilizado empregando-se a Equação 18, de acordo com ALLEN et al. (2006)

$$Bol = \sigma \left[\frac{(T_{m\acute{a}x} + 273,15)^4 + (T_{m\acute{i}n} + 273,15)^4}{2} \right] \times$$

(Equação 18)

$$(0,34 - 0,14\sqrt{e}) \times \left(1,35 \frac{n}{N} - 0,35 \right)$$

Em que: Bol = balanço de ondas longas ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), σ = constante de Stefan-Boltzmann (igual a $4,903 \times 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1} \text{ K}^{-4}$), $T_{m\acute{a}x}$ = temperatura máxima do ar do dia ($^{\circ}\text{C}$), $T_{m\acute{i}n}$ = temperatura mínima do ar do dia ($^{\circ}\text{C}$), e = tensão de vapor média do dia (kPa); n = insolação (h), N = duração astronômica do dia (h).

A temperatura do ar máxima do dia ($T_{m\acute{a}x}$), assim como a temperatura do ar mínima do dia ($T_{m\acute{i}n}$) foram obtidas a partir dos registros da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter.

A média diária da tensão de vapor atual (e) foi calculada a partir do valor das médias diárias da umidade relativa do ar (UR) e da tensão de saturação (e_s), a partir da Equação 19.

$$e = \frac{UR \times e_s}{100}$$

(Equação 19)

Em que: e = média diária da tensão de vapor atual (kPa), UR = média diária da umidade relativa do ar (%), e_s = média diária da tensão de saturação (kPa).

A média diária da umidade relativa do ar (UR) foi calculada a partir dos registros das determinações da umidade relativa da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter, de acordo com a Equação 20.

$$UR = \frac{UR_{12:00} + UR_{18:00} + 2UR_{24:00}}{4} \quad (\text{Equação 20})$$

Em que: $UR_{12:00}$ = umidade relativa do ar medida às 12:00 h do meridiano de Greenwich (%), $UR_{18:00}$ = umidade relativa do ar medida às 18:00 h do meridiano de Greenwich (%), $UR_{24:00}$ = umidade relativa do ar medida às 24:00 h do meridiano de Greenwich (%).

A média diária da tensão de saturação (e_s) foi calculada a partir da Equação 21 (ALLEN et al., 2006).

$$e_s = \frac{e_s(T_{máx}) + e_s(T_{mín})}{2} \quad (\text{Equação 21})$$

Em que: e_s = média diária da tensão de saturação (kPa), $e_s(T_{máx})$ = tensão de saturação para a temperatura do ar máxima do dia (kPa), $e_s(T_{mín})$ = tensão de saturação para a temperatura do ar mínima do dia (kPa).

A tensão de saturação para a temperatura do ar máxima [$e_s(T_{máx})$] e para a temperatura do ar mínima do dia [$e_s(T_{mín})$] foram obtidas utilizando a mesma equação (Equação 22), segundo Allen et al. (2006).

$$e_s(T_{máx} \text{ ou } T_{mín}) = 0,6108 \times \exp \left[\frac{17,27(T_{máx} \text{ ou } T_{mín})}{237,3 + (T_{máx} \text{ ou } T_{mín})} \right] \quad (\text{Equação 22})$$

Em que: $e_s (T_{máx} \text{ ou } T_{mín})$ = média diária da tensão de saturação (kPa), para a temperatura máxima $T_{máx}$ (°C) ou para a temperatura mínima $T_{mín}$ (°C).

A constante psicrométrica (γ) foi calculada segundo a Equação 23 (ALLEN et al., 2006).

$$\gamma = \frac{c_p \times P}{0,622 \times L} \quad (\text{Equação 23})$$

Em que: γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹), c_p = calor específico do ar à pressão constante (1,013 x 10⁻³ MJ kg⁻¹ °C⁻¹), P = pressão atmosférica local (kPa), L = calor latente de vaporização da água (MJ kg⁻¹).

A pressão atmosférica local (P) foi obtida pela média aritmética dos registros obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter, de acordo com a Equação 24.

$$P = \frac{P_{12:00} + P_{18:00} + P_{24:00}}{3} \quad (\text{Equação 24})$$

Em que: P = pressão atmosférica (kPa), $P_{12:00}$ = pressão atmosférica medida às 12:00 h do meridiano de Greenwich (kPa), $P_{18:00}$ = pressão atmosférica medida às 18:00 h do meridiano de Greenwich (kPa), $P_{24:00}$ = pressão atmosférica medida às 24:00 h do meridiano de Greenwich (kPa).

O calor latente de vaporização da água (L) foi calculado em função da temperatura do ar média do dia, segundo a Equação 25 (HENDERSON-SELLERS, 1984), sendo considerada como temperatura média do dia a média aritmética entre as temperaturas extremas $T_{máx}$ e $T_{mín}$ do ar (Equação 25).

$$L = 1,91846 \left[\frac{T + 273,15}{(T + 273,15) - 33,91} \right]^2 \quad (\text{Equação 25})$$

Em que: L = calor latente de vaporização da água (MJ kg⁻¹), T = temperatura média diária do ar (°C).

A velocidade média diária do vento (u_{10}) foi obtida pela média aritmética dos registros obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter realizadas para a

altura de 10 m (Equação 26), e depois estimadas para a altura de 2 m de acordo com a Equação 27 (ALLEN et al., 2006).

$$u_z = u_{10} = \frac{u_{12:00} + u_{18:00} + u_{24:00}}{3} \quad (\text{Equação 26})$$

Em que: u_z = velocidade do vento medida à altura z , que neste caso foi de 10 m (m s^{-1}), u_{10} = velocidade do vento à altura de 10 m (m s^{-1}), $u_{12:00}$ = velocidade do vento medida às 12:00 h do meridiano de Greenwich (m s^{-1}), $u_{18:00}$ = velocidade do vento medida às 18:00 h do meridiano de Greenwich (m s^{-1}), $u_{24:00}$ = velocidade do vento medida às 24:00 h do meridiano de Greenwich (m s^{-1}).

$$u_2 = u_z \times \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (\text{Equação 27})$$

Em que: u_2 = velocidade do vento à 2,0 m de altura (m s^{-1}), u_z = velocidade do vento à altura z , que neste caso foi de 10 m (m s^{-1}), z = altura onde se mediu a velocidade do vento, que neste caso foi de 10 m (m).

3.5 BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL

O balanço hídrico sequencial foi realizado para a Fazenda Miranda, considerando a precipitação pluviométrica do local e, na eventualidade de dados faltantes, dados da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter; assim como dados de evapotranspiração de referência calculados para essa mesma Estação.

Durante o processo iterativo do Solver do Microsoft Excel®, a capacidade de água disponível (CAD) foi estimada, conforme a Equação 28.

$$CAD = \left(\frac{CC - PMP}{100} \right) \times a\delta \times PE \quad (\text{Equação 28})$$

Em que: CAD = capacidade de água disponível (mm), CC = capacidade de campo (%), PMP = ponto de murcha permanente (%), $a\delta$ = densidade aparente do solo (kg/m^3), PE = profundidade efetiva do solo (mm).

Logo, o Balanço Hídrico Sequencial (*BHS*) partiu de dados diários das variáveis medidas de precipitação pluviométrica (PP), medidas ou estimadas de evapotranspiração de referência (ET_o) e da capacidade de água disponível do solo (CAD), para, a partir deles, estimar a água disponível no solo (AD), a evapotranspiração real (E_{Tr}), o déficit ($Déf$) e o excesso (Exc) na área de estudo.

Duas suposições foram consideradas para iniciar os cálculos; o início a partir de um período chuvoso, em que se suponha que o solo se encontre na sua máxima capacidade de retenção de umidade, portanto, que AD representasse a própria CAD . E a segunda suposição é que a precipitação é superior à evapotranspiração de referência, a evapotranspiração real é igual a de referência.

Considerando essas suposições, um primeiro dado foi inserido na coluna de AD , o valor da CAD no último mês chuvoso. Os demais valores de AD foram calculados a partir dos métodos propostos por Thornthwaite e Mather (1955), que prevê redução exponencial no conteúdo da água à medida que essa seca (Equação 29). Portanto, para realização do *BHS* pelo método Thornthwaite e Mather (1955) a série de dados iniciou-se na data de 10/11/2009, período que se considerou que o solo da região estivesse na sua máxima capacidade de campo, até a data 31/10/2017.

Outras equações que levam em consideração a fração de água (p) disponível no solo (Equações 30 a 33) também foram empregadas para a estimativa dos atributos do solo, nesses casos, o *BHS* foi realizado em séries de dias consecutivos dos meses dentro da mesma classificação apontada pelo evapopluviograma (Quadro 1). As equações denominam-se: equação exponencial, equação potencial de primeira ordem, equação de Braga, equação potencial de segunda ordem e equação co-senoidal, Equações 29 a 33 (RIJTEMA & ABOUKHALED, 1975; BRAGA, 1982; DOURADO NETO & JONG VAN LIER, 1993; MORETTI DE SOUZA FILHO & GOMES, 2007).

Como a fração de água disponível no solo (p) varia de acordo com a dinâmica de crescimento da espécie vegetal, neste caso em se tratando de ambiente natural de pastagem degradada, esse valor foi determinado segundo as condições da oferta hídrica do ambiente.

Por meio de um evapopluviograma construído com os totais mensais de ET_o e de PPT , para cada ano de estudo (de 2008 até 2017), os meses do ano foram classificados, de acordo com Ometto (1981), nas categorias árida ($ET_o > 4PPT$), seca ($4PPT > ET_o > 2PPT$), subúmida ($2PPT > ET_o > PPT$), úmida ($PPT > ET_o > 0,5PPT$), superúmida ($0,5PPT > ET_o > 0,25PPT$) e hiperúmida ($ET_o < 0,25PPT$). Assim, as o balanço hídrico sequencial foi realizado justamente para os dias consecutivos dos meses dentro da mesma classificação.

Todas as variáveis relacionadas com os atributos do solo, assim como a variável p , foram estimadas como mencionado no item **Considerações Gerais sobre a Lógica da Pesquisa**.

$$AD = CAD \times \exp\left(\frac{-NAC}{CAD}\right) \quad (\text{Equação 29})$$

$$AD = CAD \times (1 - p) \times \exp\left[\left(p - \frac{NAC}{CAD}\right) \times \left(\frac{1}{1 - p}\right)\right] \quad (\text{Equação 30})$$

$$AD = CAD \times (1 - p) \times \exp\left(p - \frac{NAC}{CAD}\right) \quad (\text{Equação 31})$$

$$AD = \frac{2 \times (1 - p) \times CAD \times \exp\left[\left(\frac{NAC}{CAD} - p\right) \times \left(\frac{-2}{1 - p}\right)\right]}{1 + \exp\left[\left(\frac{NAC}{CAD} - p\right) \times \left(\frac{-2}{1 - p}\right)\right]} \quad (\text{Equação 32})$$

$$AD = (1 - p) \times CAD \times \left\{1 - \frac{2}{\pi} \times \arctg\left[\frac{\pi}{2} \times \left(\frac{NAC - CAD \times p}{(1 - p) \times CAD}\right)\right]\right\} \quad (\text{Equação 33})$$

Em que: AD = água disponível no solo (mm), NAC = negativo acumulado, sendo considerado o seu valor absoluto (mm), CAD = capacidade de água disponível do solo (mm), p = fração de água disponível no solo ($0 \leq p \leq 1$, adimensional).

3.6 BALANÇO DE ENERGIA E RAZÃO DE BOWEN

O método do balanço de energia e razão de Bowen foi empregado para estimar a ETR_{BERB} a partir da densidade de fluxo de calor latente (LE), sendo seguidas as instruções de Perez et al. (1999). O método consiste em realizar uma estimativa das densidades de fluxo de calor sensível (H) e de LE a partir da suposição de que o saldo de radiação (R_n) está particionado unicamente em H , LE e densidade de fluxo de calor no solo, e estabelecendo-se a relação entre estas variáveis – H e LE – como sendo um índice, chamado de razão de Bowen (β) (Equação 34).

Pela Teoria da Similaridade, dentro da camada limite superficial, os coeficientes de difusão turbulenta para calor sensível (K_H) e calor latente (K_E) são equivalentes, portanto por este método não há necessidade de se conhecê-los.

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{-\rho \times c_p \times K_H \times \frac{\Delta T}{\Delta z}}{-\rho \times \frac{c_p}{\gamma} \times K_E \times \frac{\Delta e}{\Delta z}} = \frac{\gamma \times \Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Equação 34})$$

Em que: β = razão de Bowen (adimensional), H = densidade de fluxo de calor sensível ($W m^{-2}$), LE = densidade de fluxo de calor latente ($W m^{-2}$), ρ = massa específica do ar ($1,292 kg m^{-3}$), c_p = calor específico do ar à pressão constante ($1,013 \times 10^{-3} MJ kg^{-1} ^\circ C^{-1}$), $\Delta T/\Delta z$ = gradiente de temperatura do ar no perfil atmosférico em estudo ($^\circ C m^{-1}$), $\Delta e/\Delta z$ = gradiente de tensão de vapor no perfil atmosférico em estudo ($kPa m^{-1}$), γ = constante psicrométrica ($kPa ^\circ C^{-1}$).

A constante psicrométrica (γ) na Equação 34 se calcula empregando-se a Equação 23.

Considerando o fato de que na torre micrometeorológica os valores de R_n e G são obtidos a partir de medição instrumental do saldo radiômetro e da placa de fluxo

de calor no solo, respectivamente, assim como a temperatura do ar (T) e a umidade relativa (UR) a partir da qual se estima a tensão de vapor (e) por meio da Equação 19, do ponto de vista algébrico tem-se um sistema de duas equações com duas incógnitas a serem estimadas. Assim:

$$\begin{cases} \beta = \frac{H}{LE} = \frac{\gamma \times \Delta t}{\Delta e} \\ R_n = H + LE + G \end{cases}$$

Desta maneira, H e LE podem ser calculados de acordo com as Equações 35 e 36, respectivamente.

$$LE = \frac{R_n - G}{\beta + 1} \quad (\text{Equação 35})$$

$$H = (R_n - G) \frac{\beta}{\beta + 1} \quad (\text{Equação 36})$$

Por convenção, todo R_n direcionado para a superfície e todos H , LE e G saindo da superfície são positivos. Densidades de fluxos com direções contrárias são, portanto, negativas.

Foram tomadas as precauções sugeridas por Perez et al. (1999) para definir os intervalos de valores possíveis para β considerando as resoluções instrumentais. Estas precauções foram as seguintes:

$$(1) \quad \beta = \frac{H}{LE} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{\Delta e} \Rightarrow \frac{\Delta e}{LE} = \gamma \cdot \frac{\Delta T}{H} \Rightarrow \frac{\Delta e + \gamma \cdot \Delta T}{R_n - G} > 0$$

. Esta desigualdade precisa ser sempre obedecida, considerando a convenção de sinais mencionada anteriormente, para qualquer sinal de $R_n - G$.

(2) Quando $R_n - G > 0$, se $\beta > -1$, LE sempre deve ser sempre positivo, ao passo que H pode ser positivo ou negativo dependendo de β . Se $\beta < -1$, os únicos casos possíveis são $LE < 0$ e $H > 0$.

(3) Quando $R_n - G < 0$, se $\beta < -1$, os únicos casos possíveis são $LE > 0$ e $H < 0$. Já no caso de $\beta > -1$, LE sempre deve ser sempre negativo, ao passo que H pode ser positivo ou negativo dependendo de β .

Caso essas condições não sejam satisfeitas, o método proverá informações incorretas sobre a direção dos fluxos e esses dados devem ser descartados. Em geral, isso ocorre no início da manhã e no final da tarde, quando os fluxos mudam de sinal, ou durante precipitações ou irrigações quando se obtém pequenos valores de Δe e próximos ao limite de resolução instrumental.

O erro devido à resolução instrumental (ε) deve ser empregado para selecionar os valores de β que estejam fora do intervalo $-1 \pm |\varepsilon|$ e descartar aqueles que se incluam nesse intervalo. De acordo com a Equação proposta por Perez et al. (1999), o erro associado a β devido à resolução instrumental pode ser calculado pela Equação 37.

$$\varepsilon = \frac{\delta\Delta e - \gamma\delta\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Equação 37})$$

Em que: ε = erro que deve ser acrescido ao valor crítico de β (adimensional), $\delta\Delta e$ = erro associado às medidas de diferença na tensão de vapor entre as duas alturas (kPa), γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹), $\delta\Delta T$ = erro associado às medidas de diferença na temperatura do ar entre as duas alturas (°C).

As eventuais falhas instantâneas na determinação dos valores de H e LE foram preenchidas empregando-se duas aproximações (FALGE et al., 2001). No primeiro caso, quando as falhas foram pequenas (entre 30 min a 1 dia), empregou-se a técnica

da média móvel dos valores obtidos dos últimos sete dias. Falhas superiores a estas foram preenchidas por meio do emprego de regressão linear do primeiro grau entre H ou LE e Rn ou $Rn - G$.

3.7 EVAPOPLUVIOGRAMA

O evapopluviograma é um climograma para interpretação do meio ambiente, possibilita caracterizar uma região quanto ao critério de aridez ou excesso de água, consta no eixo das ordenadas da evapotranspiração referência e no eixo das abcissas da precipitação pluvial (OMETTO, 1981).

Portanto, por meio de um evapopluviograma (OMETTO, 1981) construído com os totais mensais de ET_o e de PPT , para cada ano de estudo (nesse caso, do período de 01/01/2018 a 31/10/2018), os meses do ano foram classificados, Quadro 1. Assim, os balanços hídricos sequencias que consideram a fração de água disponível (p) foram realizados justamente para os dias consecutivos dos meses dentro da mesma classificação. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter.

Quadro 1 - Classificação da oferta hídrica em relação à precipitação e evapotranspiração, segundo Ometto (1981).

Classificação	Evapopluviograma	$(PPT/ET_o) \times 100$
Árida	$ET_o > 4PPT$	0 a 25%
Seca	$4PPT > ET_o > 2PPT$	25 a 50%
Subúmida	$2PPT > ET_o > PPT$	50 a 100%
Úmida	$PPT > ET_o > 0,5PPT$	100 a 200%
Superúmida	$0,5PPT > ET_o > 0,25PPT$	200 a 400%
Hiperúmida	$ET_o < 0,25PPT$	>400%

3.8 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS

A avaliação do grau de precisão e exatidão do desempenho dos métodos de cálculo de evapotranspiração real, ETR_{BERB} e ETR_{BHS} , baseou-se no índice de Willmott (d) e no erro médio absoluto (EMA) (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O EMA foi utilizado para estimar as diferenças entre ETR_{BERB} e ETR_{BHS} e o índice de concordância de Willmott para identificar a significância entre as diferenças dos métodos.

O EMA indica a média do afastamento de todos os valores fornecidos pelos classificadores e o seu real valor. Foi calculado utilizando a Equação 38.

$$EMA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - E_i| \quad (\text{Equação 38})$$

Em que: n é o número de amostras, O_i é o valor fornecido pelo classificador para a i -ésima amostra, E_i é a média dos valores de todas as amostras. Sendo assim: $E_i = ETR_{BHS}$ e $O_i = ETR_{BERB}$.

O índice “d” de Willmott, também denominado de índice de concordância de Willmott, indica o grau de exatidão entre os valores estimados pelos modelos. Esse índice varia de 0, para nenhuma concordância, a 1, para concordância perfeita, ou seja, quanto mais próximo de 1 este valor, menor a diferença entre os modelos (ANDRADE JÚNIOR, et al., 2003). É representado pela seguinte expressão:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (\text{Equação 39})$$

Em que: n é o número de amostras, $E_i = ETR_{BHS}$, $O_i = ETR_{BERB}$.

Com a finalidade de facilitar a interpretação e visualização dos resultados de precipitação e evapotranspiração de referência para a área de estudo foram realizados grupos de *box plots* para cada variável.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MESES DOS ANOS DE ESTUDO PARA DEFINIÇÃO DAS SÉRIES DE DADOS EMPREGADAS NO BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL

Conforme mencionado anteriormente, algumas equações empregadas na definição da água disponível (AD) no solo necessitam do valor da fração de água disponível (p). Esse valor depende da espécie e do estágio de desenvolvimento da mesma, assim como das variáveis do clima para o período considerado, sendo normalmente obtidas de fontes secundárias.

Neste trabalho, considerou-se que essa variável poderia ser estimada, assim como as variáveis do solo relacionadas com o balanço hídrico sequencial, tomando-se como fator determinante para a caracterização de um valor específico de p a classificação de oferta hídrica do ambiente. Isto porque o ambiente de estudo é uma área de pastagem degradada, com plantas perenes e nativas da região, o que permite inferir que a mudança fenológica que porventura ocorra e afete os valores de p , estão, nessa situação, majoritariamente condicionadas às alterações ambientais, diferindo de espécies agronômicas anuais cuja fenologia que afeta os valores de p depende também da época de plantio, podendo diferir num mesmo mês em função da idade fisiológica da planta. Assim, para todos os dias dos meses consecutivos dentro de uma mesma classificação, considerou-se um único valor de p e esse período como a série histórica específica para aquele ano.

A classificação dos meses dos anos obtida para os dados compreendidos entre os anos de 2008 a 2017 constam nas Figuras 10-19.

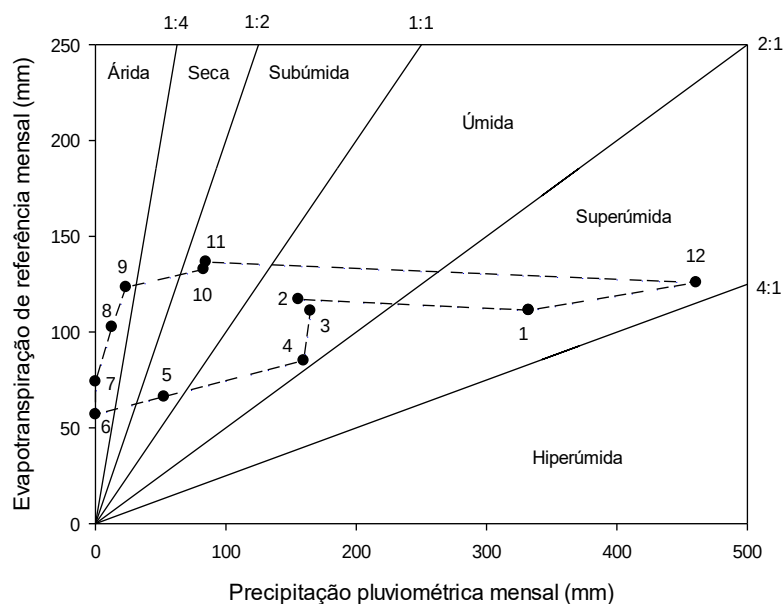


Figura 10 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2008. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

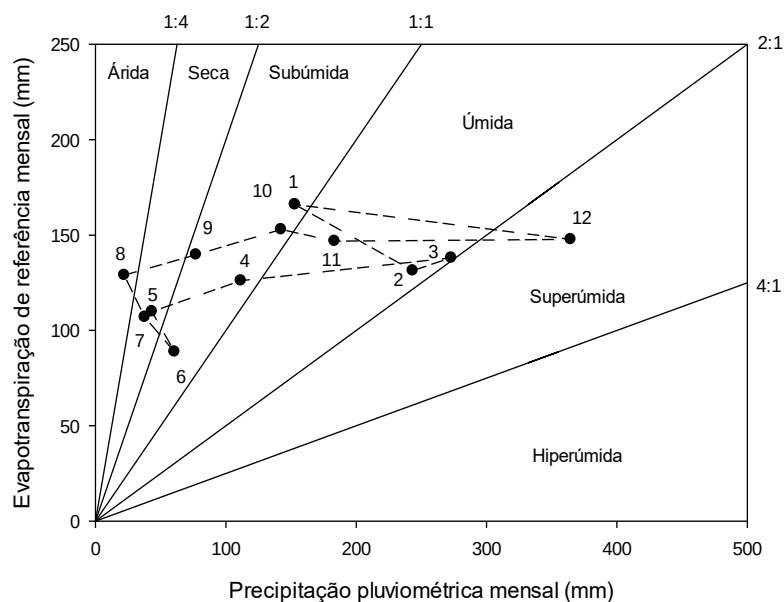


Figura 11 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2009. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

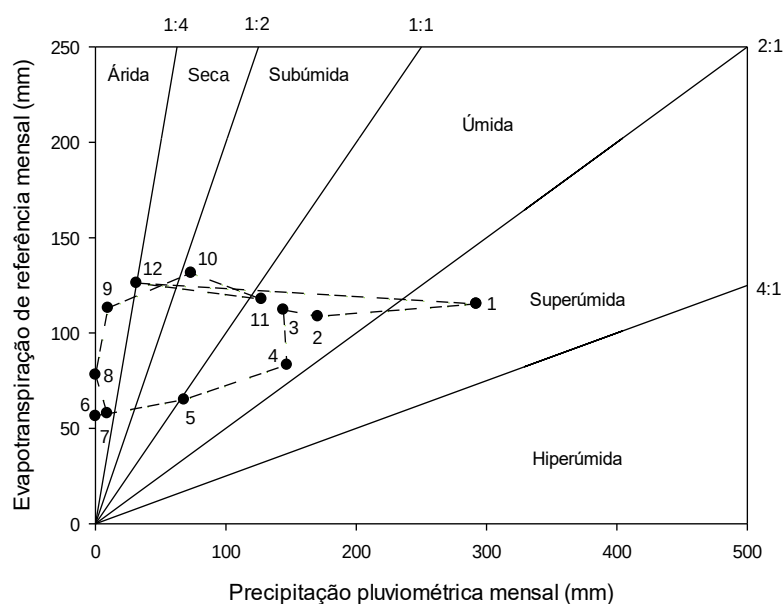


Figura 12 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2010. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

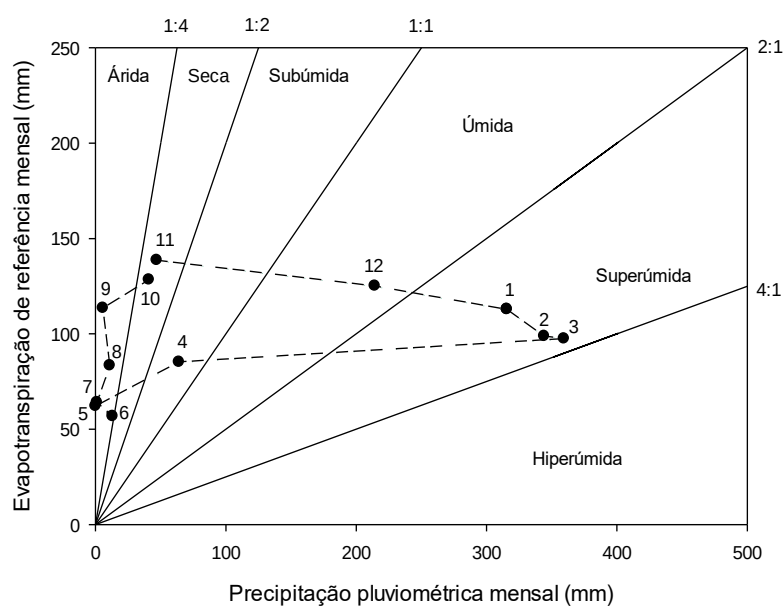


Figura 13 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2011. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

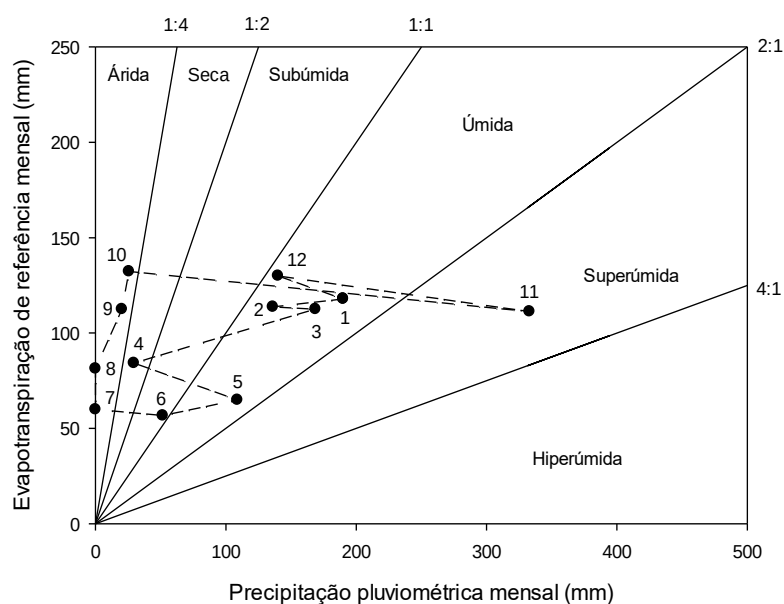


Figura 14 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2012. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

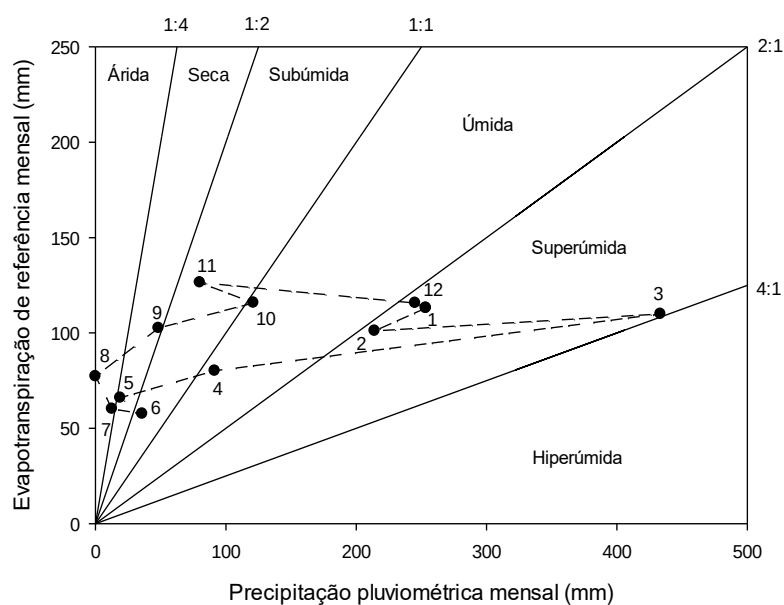


Figura 15 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2013. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

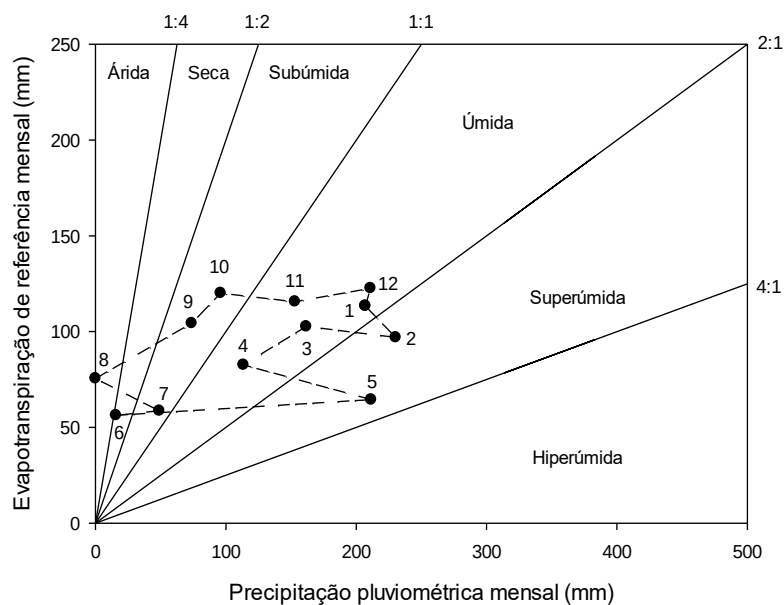


Figura 16 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2014. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

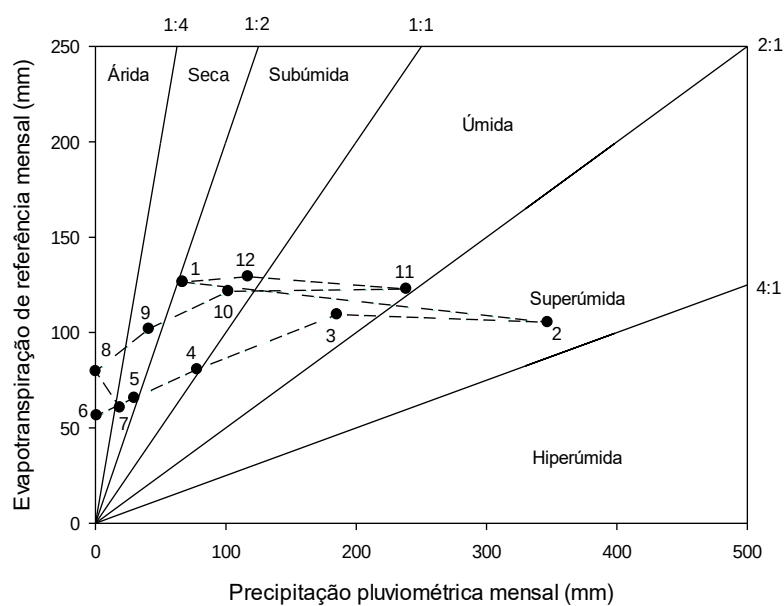


Figura 17 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2015. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

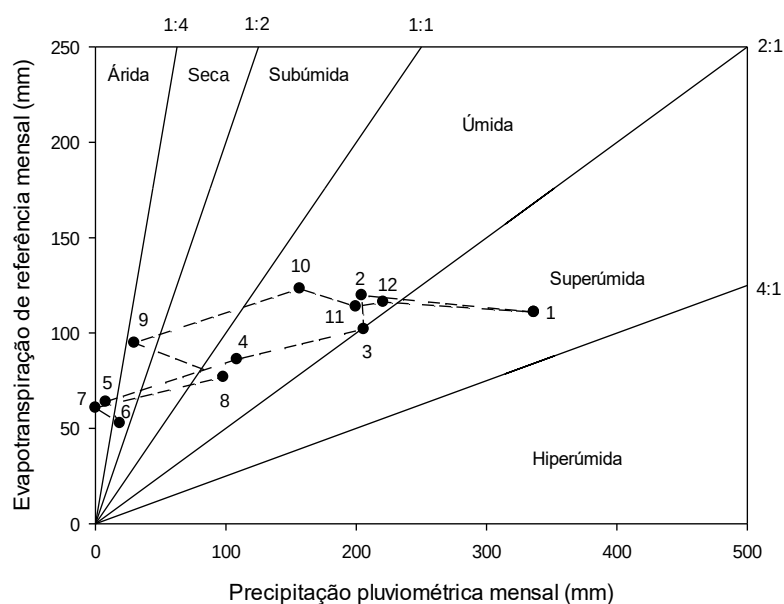


Figura 18 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2016. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

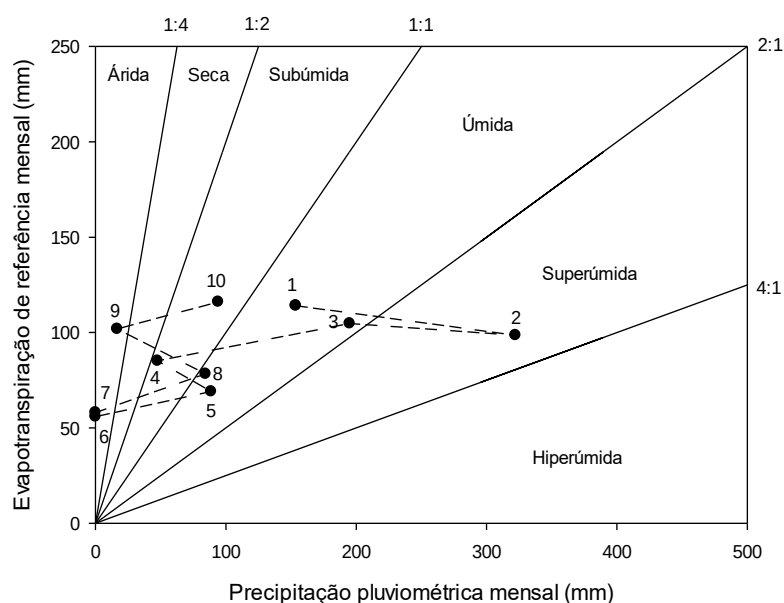


Figura 19 - Classificação da oferta hídrica da área de estudo para o ano de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: os valores numéricos próximos aos pontos significam os meses do ano e as linhas (1:4 – 4:1) representam a proporção entre a precipitação pluviométrica e a evapotranspiração de referência.

Conforme evapopluviograma (OMETTO, 1981) para classificação da oferta hídrica do ambiente pode-se observar que, para o período analisado os meses mais

secos são aqueles mais conservativos e os mais úmidos, os mais variáveis em termos da classificação da sua oferta hídrica do ambiente (Figuras 10 - 19, Tabela 1). Quando se considera isoladamente as variáveis precipitação pluviométrica (*PPT*) e evapotranspiração de referência (*ET_o*), que geram a razão *PPT/ET_o*, nota-se que esta última é mais afetada pela variabilidade de *PPT* do que de *ET_o* (Figuras 20 e 21).

Durante o período analisado, de janeiro de 2008 a outubro de 2017, basicamente verificou-se que do total dos meses compreendidos nesse período 23,73% deles entraram na classe árida, 10,17% na seca, 16,95% na classe subúmida, 32,20% na úmida, 16,95% na classe superúmida e 0,00% na hiperúmida, Tabela 1.

Tabela 1 - Frequência relativa dos meses nas classes de oferta hídrica ambiental, no período de janeiro de 2008 a outubro de 2017 (OMETTO, 1981).

Meses	Frequência relativa dos meses nas classes (%)					
	Árida	Seca	Subúmida	Úmida	Superúmida	Hiperúmida
Janeiro	0,0	0,0	10,0	40,0	50,0	0,0
Fevereiro	0,0	0,0	0,0	40,0	60,0	0,0
Março	0,0	0,0	0,0	60,0	40,0	0,0
Abril	0,0	10,0	30,0	60,0	0,0	0,0
Maio	20,0	20,0	20,0	30,0	10,0	0,0
Junho	50,0	20,0	20,0	10,0	0,0	0,0
Julho	70,0	10,0	20,0	0,0	0,0	0,0
Agosto	70,0	10,0	0,0	20,0	0,0	0,0
Setembro	50,0	30,0	20,0	0,0	0,0	0,0
Outubro	10,0	10,0	50,0	30,0	0,0	0,0
Novembro	0,0	11,1	22,2	55,6	11,1	0,0
Dezembro	11,1	0,0	11,1	44,4	33,3	0,0

Conforme demonstra a Tabela 1, a maior frequência relativa percentual dos meses de junho a setembro incidiu na classe árida. O mês de outubro teve maior frequência relativa percentual na classe subúmida, os meses de novembro e dezembro na classe úmida, janeiro e fevereiro na classe superúmida e os meses de março a maio apontam maior frequência relativa na classe úmida. Os resultados corroboram com a classificação climática para região, ocorrência de verão chuvoso e inverno seco, com duas estações climáticas distintas. Sendo os meses mais chuvosos de outubro a março, com 90% da umidade (SILVA et al., 2008; MALHEIROS, 2016).

Os maiores percentuais da frequência relativa na classe árida condizem com o inverno no estado de Mato Grosso, que tem como características quedas de temperatura e estiagem (MARCUIZZO et al., 2011). A disponibilidade hídrica no Cerrado reduz na estação seca (PALHARES et al., 2010), a precipitação se torna rara, concentrando totais em média de 20 a 80 mm (ROSA et al., 2007).

A sazonalidade é uma característica da região de Cerrado, corroborando com a seguinte afirmativa, em caracterização da oferta hídrica do ambiente realizada para Baixada Cuiabana, Oliveira (2013) identificou diferença entre os meses mais chuvosos e os mais secos em todos os anos analisados. Martins (2017), ao caracterizar o microclima da mesma região, por meio de evapopluviograma, no período de 1960 a 2016, obteve como resultado classificação árida para os meses de maio a setembro, definindo-os como meses com escassa precipitação, valores baixos para umidade relativa do ar e do solo. Os meses de dezembro a março entraram na classe úmida.

A partir de uma série histórica de 1977 a 2006 para o bioma Cerrado Mato-Grossense alguns autores demonstraram que os maiores índices pluviométricos incidem nas estações de primavera e verão, nos meses de outubro a março, ou seja, período chuvoso. Já abril e setembro são meses que indicam alteração do comportamento hídrico em Mato Grosso (MARCUIZZO et al., 2011).

Essa variação climática pode ser explicada pelo deslocamento de massas de ar sobre o bioma Cerrado. No verão, período chuvoso, há o predomínio da massa equatorial continental (mEc), aumentando as chuvas com altas temperaturas. No inverno, período da estiagem, a massa tropical atlântica (mTa) atua na região, época de seca e baixa umidade relativa. Neste mesmo período ocorre também atuação da massa polar atlântica (mPa) com as frentes frias (SILVA, 2011).

No mês de abril houve mudança na distribuição da frequência relativa da classificação. Suponha-se que devido à transição da estação chuvosa e seca, marcada pelo enfraquecimento da atuação de massa de ar mEc e maior frequência da massa de mPa o que resulta na diminuição dos índices pluviométricos (MARCUIZZO et al., 2011).

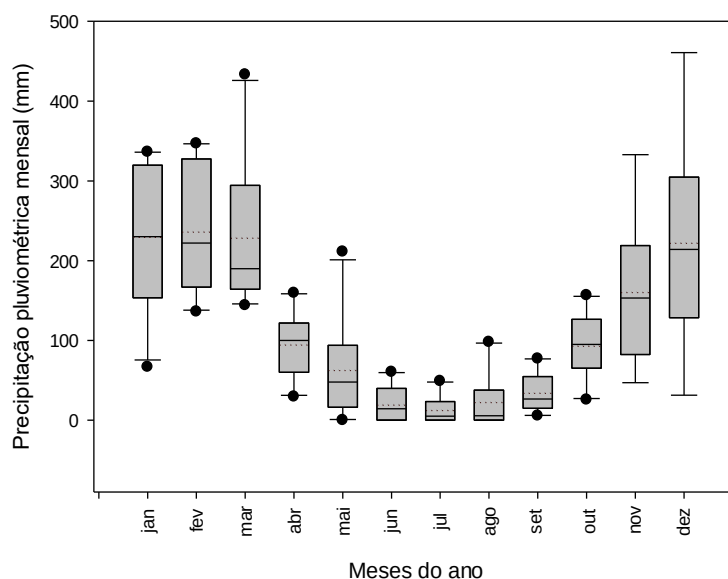


Figura 20 - Box plot da precipitação pluviométrica mensal para o período de janeiro de 2008 a outubro de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: no gráfico estão especificadas a média (linha central pontilhada), a mediana (linha central sólida), o 10°, o 25°, o 75° e o 90° percentis (barras de erro) e os dados espúrios (pontos fora do intervalo de confiança da média).

Na Figura 20, pode ser observado que as maiores médias de precipitação pluviométrica (*PPT*) do período de janeiro de 2008 a outubro de 2017 ocorreram nos meses de novembro a março, período chuvoso, com valor máximo de 460,7 mm em dezembro. As menores médias de precipitação pluviométrica ocorreram para os meses de maio a agosto, atingindo valores nulos, 0,0 mm, caracterizando o período mais crítico em relação ao regime pluviométrico da região. Deste modo, os dados confirmam que os maiores volumes de precipitação ocorrem no período definido como chuvoso.

Em relação à dispersão mensal dos dados de *PPT*, Figura 20, os meses de novembro a março indicam maior variabilidade e os maiores valores estão nos meses de dezembro e março. As medianas encontram-se entre 100mm e 250mm. Já os meses de abril a outubro apresentam uma menor variabilidade dos dados, sendo que o mês julho apresenta a menor variabilidade.

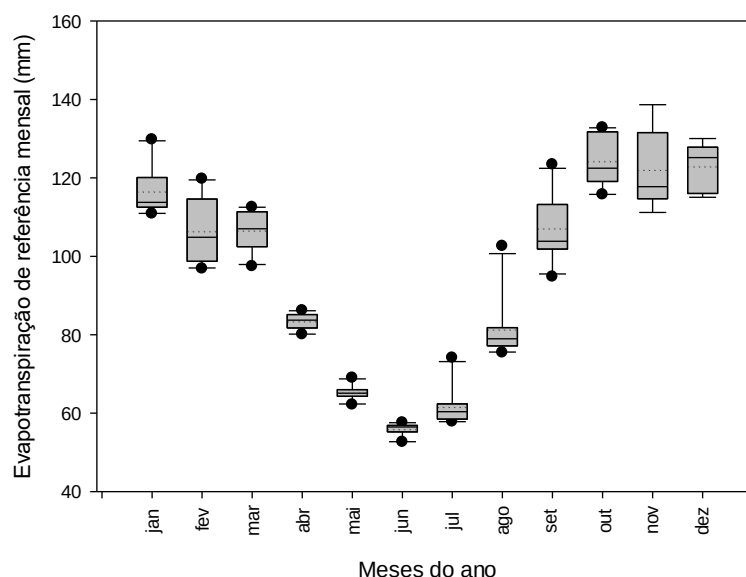


Figura 21 - Box plot da evapotranspiração de referência mensal para o período de janeiro de 2008 a outubro de 2017. Os dados utilizados foram obtidos da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter. Nota: no gráfico estão especificadas a média (linha central pontilhada), a mediana (linha central sólida), o 10°, o 25°, o 75° e o 90° percentis (barras de erro) e os dados espúrios (pontos fora do intervalo de confiança da média).

Na Figura 21, verifica-se que as maiores médias de evapotranspiração de referência, do período de janeiro de 2008 a outubro de 2017, ocorreram nos meses de outubro a janeiro, com valor máximo de 166,0 mm em janeiro. As menores médias ocorreram para o mês de junho, com valor mínimo de 52,6 mm.

No que se refere à dispersão mensal dos dados de evapotranspiração de referência (*ET*) em relação aos dados de precipitação pluviométrica (*PPT*), Figuras 20 e 21, observa-se uma menor variabilidade nos dados de *ET*, onde a menor variabilidade ocorre no mês de junho.

A evapotranspiração está relacionada à disponibilidade de energia no sistema, demanda atmosférica e suprimento de água do solo às plantas. A maior parte do saldo de radiação em superfícies úmidas é utilizada no processo de evapotranspiração, cerca de 70% a 80% (PEREIRA et al., 2007). Os maiores valores de evapotranspiração ocorreram nos meses mais chuvosos, suponha-se que devido à energia disponível, elevadas temperaturas e maior disponibilidade hídrica durante esse período.

Andrade et al. (2016), ao estimarem ET_o com diferentes metodologias observaram tendência de variação ao longo do ano, sendo que os valores mais elevados ocorrem nos meses em que a temperatura do ar é mais elevada. Oliveira (2013), do mesmo modo, inferiu que os maiores valores de evapotranspiração ocorrem nos meses mais chuvosos em decorrência às elevadas temperaturas nesse período. Moreira et al. (2014), analisando componentes do balanço hídrico em um Latossolo, a partir de gráficos de *box plot*, identificaram a redução da evapotranspiração nos períodos de precipitação baixa.

Souza & Campelo Júnior (2017), ao avaliarem o desempenho de métodos de estimativa de evapotranspiração de referência para região da Baixada Cuiabana, pelo método do Tanque Classe A (TCA), concluíram, igualmente, que as taxas elevadas de evapotranspiração tendem a incidir na época mais quente, e as mais baixas, na época mais amena.

Em se tratando da evapotranspiração real, Rodriguez et al. (2016) em estudo realizado na Baixada Cuiabana, verificaram que a ETR responde imediatamente à ocorrência de chuvas, o que suscitou a inferência da pouca participação relativa da umidade do solo no processo.

Em análise da dinâmica da evapotranspiração no Cerrado a partir do uso de sensoriamento remoto, Oliveira et al. (2017) concluíram que a evapotranspiração é controlada pela sazonalidade, vigor vegetativo e pela disponibilidade hídrica. Apontam que a variação da evapotranspiração ocorre de acordo com as diferentes coberturas da superfície, em que, em áreas florestadas ocorrem maiores perdas por ET em decorrência à quantidade de biomassa sobre a superfície, já as áreas de uso agrícola e com presença de gramíneas os valores são menores, em específico, na estação seca.

Em resumo, a variação da oferta hídrica para Baixada Cuiabana obedece a sazonalidade. Segundo Rodrigues (2011), a região é fortemente influenciada pelo regime de chuva.

4.2 ESTIMATIVA DOS ATRIBUTOS DO SOLO

Nota-se que todos os modelos aplicados no cálculo da água disponível possibilitaram o ajuste de dados de evapotranspiração real entre o método climatológico de balanço hídrico sequencial e o método micrometeorológico de razão de Bowen com índices de concordância de Willmott acima de 0,75; sendo que aquele que permitiu maior valor desse índice ($d = 0,7843$) foi o descrito na Equação Potencial de Primeira Ordem de Rijtema & Aboukhaled (1975), ao passo que o que determinou o menor valor do erro médio absoluto ($EMA = 0,8115$) foi o descrito na Equação Co-senoidal (Figuras 22 – 26). Em todos os casos, todas as variáveis do solo que deveriam ser estimadas para fins de determinação de sua capacidade de água disponível apresentaram exatamente os mesmos valores, com exceção da fração de água disponível (Tabela 2).

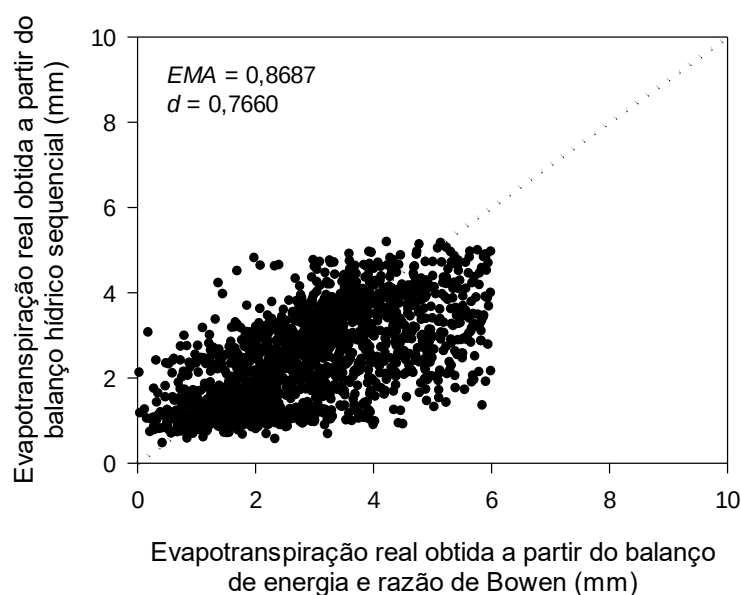


Figura 22 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Exponencial de Thornthwaite e Mather (1955), Equação 29, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

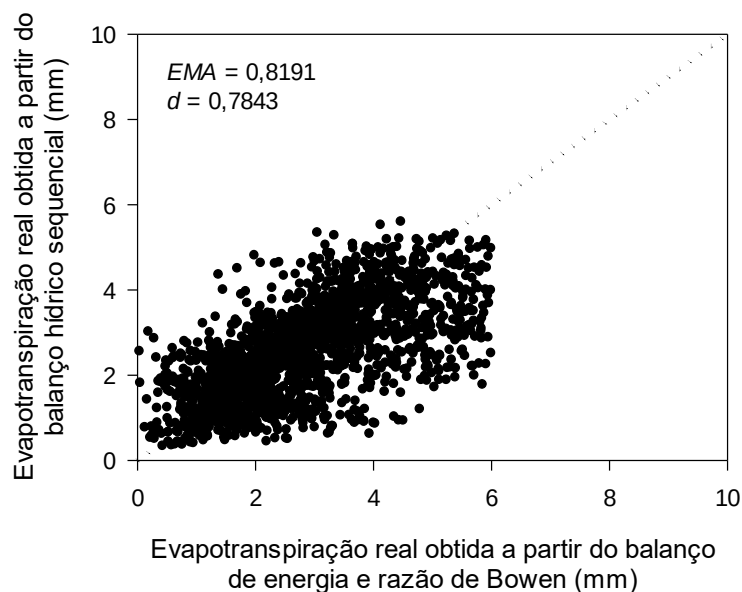


Figura 23 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Primeira Ordem de Rijtema & Aboukhaled (1975), Equação 30, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

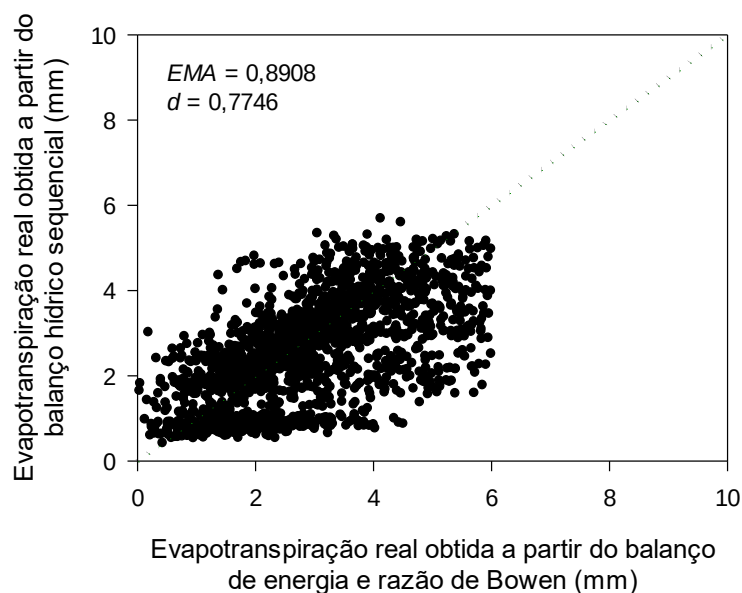


Figura 24 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação de Braga, Equação 31, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

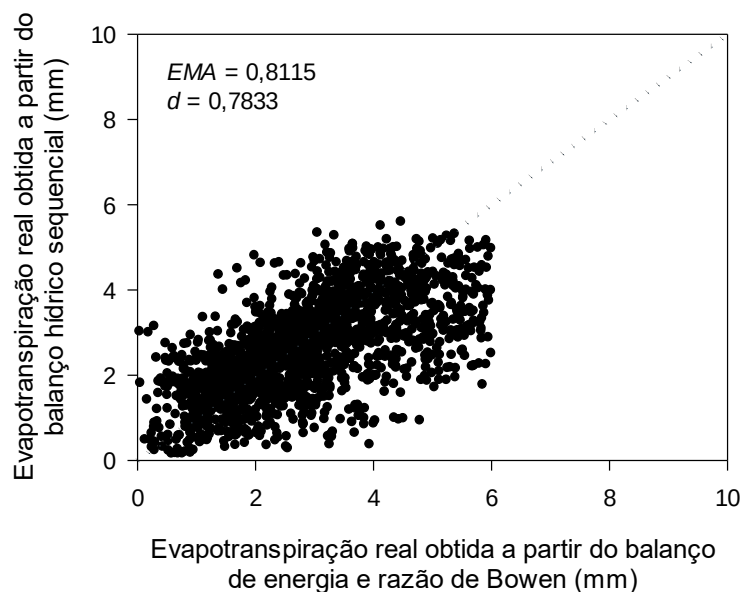


Figura 25 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Segunda Ordem, Equação 32, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

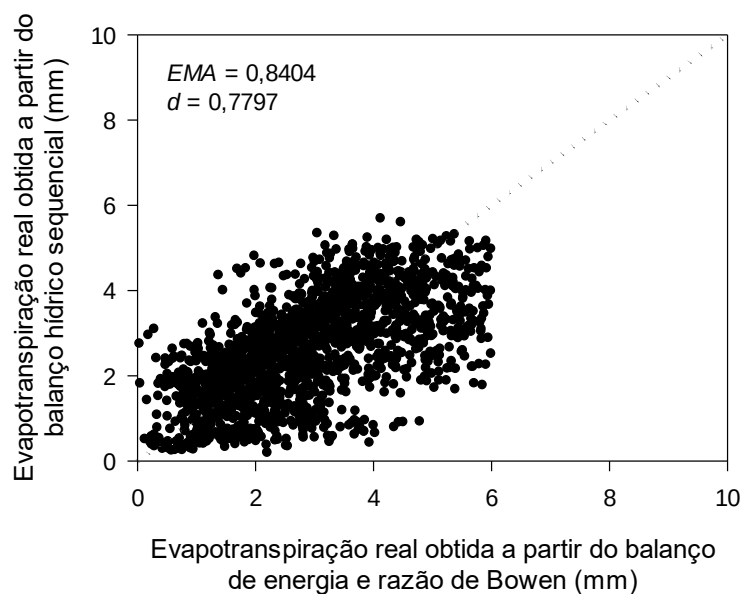


Figura 26 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Co-senoidal, Equação 33, no cálculo da água disponível. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

No Tabela 2 são expostos os valores dos atributos do solo, capacidade de campo (*CC*), ponto de murcha permanente (*PMP*), densidade aparente (δ_a), profundidade efetiva (*PE*), fração de água disponível (*p*) e capacidade de água disponível (*CAD*) estimados segundo as diferentes equações para cálculo do balanço hídrico sequencial e, na Tabela 3, os valores médios dos atributos do solo para estimativa da água disponível no solo no balanço hídrico sequencial.

Tabela 2 – Valores dos atributos do solo estimados empregando-se diferentes equações para estimativa da água disponível no solo no balanço hídrico sequencial.

Estimativa da água disponível no solo	Atributos do solo									
	CC (%)	PMP (%)	δ_a (kg/m³)	PE (mm)	p estimado para as diferentes estações					CAD (mm)
					Superúmida	Úmida	Subúmida	Seca	Árida	
Equação Exponencial	15,73	2,37	1.660	906,17	-	-	-	-	-	200,97
Equação Potencial de Primeira Ordem	15,73	2,37	1.660	906,17	0,5076	0,4933	0,4857	0,4801	0,4722	200,97
Equação de Braga	15,73	2,37	1.660	906,17	0,4972	0,5009	0,4997	0,4969	0,4991	200,97
Equação Potencial de Segunda Ordem	15,73	2,37	1.660	906,17	0,4640	0,4734	0,4676	0,4653	0,4476	200,97
Equação Cosenoidal	15,73	2,37	1.660	906,17	0,4895	0,5064	0,5017	0,4985	0,4832	200,97

Nota: CC = capacidade de água disponível, PMP = ponto de murcha permanente, δ_a = densidade aparente do solo, PE = profundidade efetiva do solo, p = fração de água disponível no solo, CAD = capacidade de água disponível no solo.

Tabela 3 – Valores médios dos atributos do solo para estimativa da água disponível no solo no balanço hídrico sequencial.

Estimativa da água disponível no solo	Atributos do solo									
	<i>CC</i> (%)	<i>PMP</i> (%)	δ_a (kg/m³)	<i>PE</i> (mm)	<i>p</i> estimado para as diferentes estações					<i>CAD</i> (mm)
					Superúmida	Úmida	Subúmida	Seca	Árida	
Equação Exponencial	11,70	2,41	1570	500,00	-	-	-	-	-	73,08
Equação Potencial de Primeira Ordem	11,70	2,41	1570	500,00	0,4935	0,5382	0,4742	0,4645	0,4495	73,08
Equação de Braga	11,70	2,41	1570	500,00	0,4917	0,5039	0,4949	0,4899	0,4985	73,08
Equação Potencial de Segunda Ordem	11,70	2,41	1570	500,00	0,4076	0,4949	0,4039	0,4080	0,3823	73,08
Equação Cosenoidal	11,70	2,41	1570	500,00	0,4753	0,5288	0,4538	0,4540	0,4356	73,08

Nota: *CC* = capacidade de campo, *PMP* = ponto de murcha permanente, δ_a = densidade aparente do solo, *PE* = profundidade efetiva do solo, *p* = fração de água disponível no solo, *CAD* = capacidade de água disponível no solo.

O que se pode observar é que os valores dos atributos do solo estimados a partir do método proposto de minimizar as diferenças entre a ETR_{BERB} e a ETR_{BHS} não condizem com a realidade (ver dados dos atributos do solo da Fazenda Miranda no item Material e Métodos). Portanto, a hipótese de que este método de espacialização poderia ser útil na caracterização desses atributos não foi verdadeira.

Em princípio se poderia pensar em atribuir ao fato de que, dada a diferença na natureza dos métodos de razão de Bowen e do balanço hídrico sequencial (um micrometeorológico e outro de natureza regional) a comparação entre ETR_{BERB} e ETR_{BHS} não pudesse ser plausível e, assim sendo, não se poderia esperar outra coisa senão a inviabilidade do método proposto. Contudo, quando se analisa como os modelos regionais de simulação de processos físicos, ecológicos, ecofisiológicos e meteorológicos são calibrados e validados, observa-se que não há outra maneira a não ser por meio da utilização de dados pontuais dentro da área de abrangência do modelo. E foi exatamente isso o que foi realizado neste trabalho. A Fazenda Miranda se encontra dentro da área de abrangência da Estação Climatológica Padre Ricardo Remetter.

Há algumas razões que podem ser futuramente avaliadas para identificar onde poderia ter havido o comprometimento do método proposto. Dentre essas razões podem ser citadas as seguintes: (a) não se sabe ao certo que aproximação existe entre as equações de estimativa da água disponível no método do balanço hídrico sequencial e os valores reais dessa disponibilidade, *in loco*, em solos de natureza pedregosa, (b) a suposição de que a ETR_{BHS} é exatamente igual à evapotranspiração de referência quando a precipitação pluviométrica é superior é uma aproximação que pode comprometer sua estimativa; (c) o método do balanço de energia e razão de Bowen parte da suposição de que o balanço energético fecha em 100% com apenas três destinos da energia disponível: a densidade de fluxo de calor latente (LE), a densidade de fluxo de calor sensível (H) e a densidade de fluxo de calor no solo (G); o que nem sempre é verdadeiro e, portanto, compromete a estimativa da ETR_{BERB} .

Com relação a esta última razão, Rodriguez et al. (2014) atestam que o fechamento do balanço de energia empregando somente LE , H e G em 100% pode ser

assumido nessa área experimental, o que permite considerar que o método da razão de Bowen e balanço de energia é o menor dos problemas.

Quando se tomam os valores médios dos atributos do solo obtidos a partir de medições *in loco* para realizar o balanço hídrico sequencial, nota-se que os resultados mudam consideravelmente (sobretudo os valores de *CC*, *PE* e *CAD*); porém a relação entre ETR_{BERB} e ETR_{BHS} permanece estável e significativa (Tabela 3, Figuras 27 – 31).

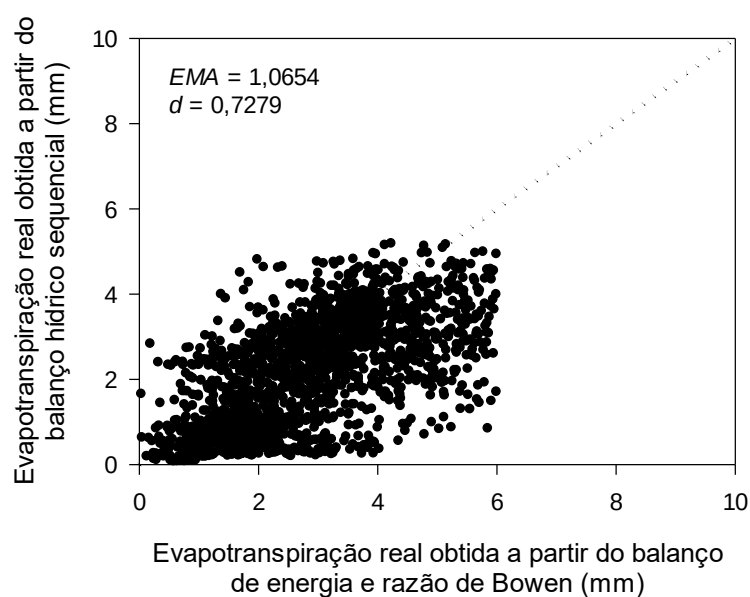


Figura 27 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Exponencial no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: *EMA* = erro médio absoluto e *d* = índice de concordância de Willmott.

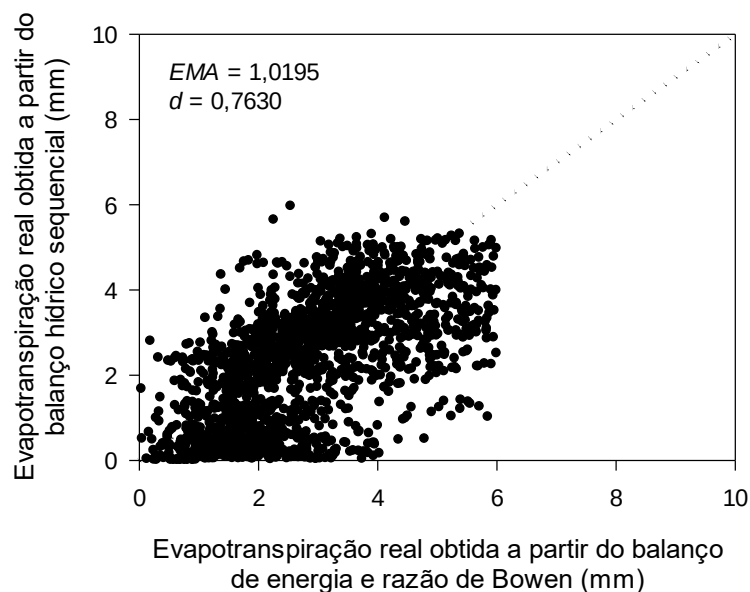


Figura 28– Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Primeira Ordem no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

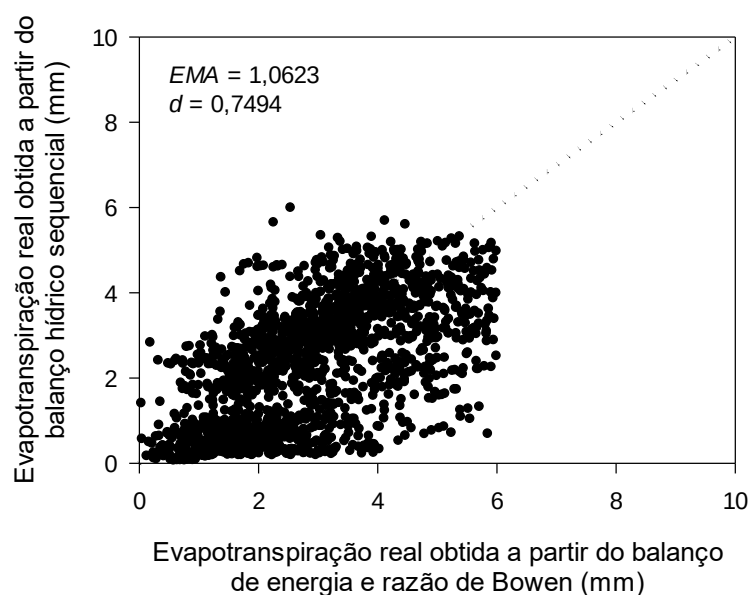


Figura 29 – Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação de Braga no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

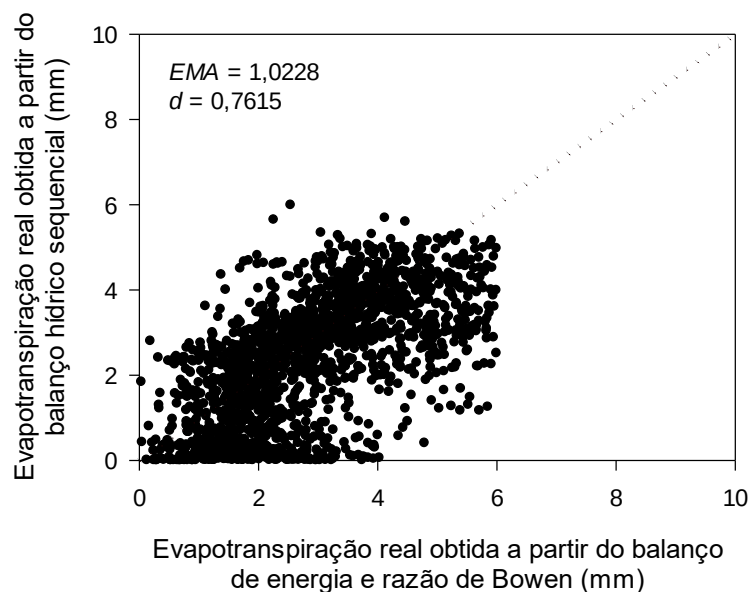


Figura 30 - Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Potencial de Segunda Ordem no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

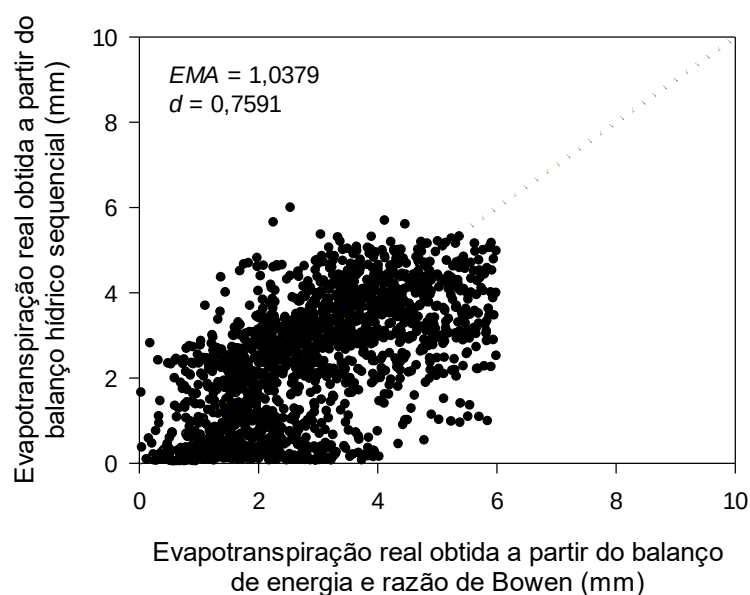


Figura 31- Relação entre as medidas de evapotranspiração real obtidas a partir do balanço de energia e razão de Bowen e a partir do balanço hídrico sequencial com emprego da Equação Cosenoidal no cálculo da água disponível, empregando-se valores médios dos atributos do solo. Nota: EMA = erro médio absoluto e d = índice de concordância de Willmott.

Em geral, para todos os casos, observa-se que ETR_{BHS} sempre são valores inferiores àqueles de ETR_{BERB} . Tomando-se os dados utilizados nas Figuras 27 – 31, tem-se, em média, que ETR_{BERB} foi 71,6%, 79,7%, 77,3%, 80,4% e 79,8% de ETR_{BHS} , respectivamente. Isso leva a crer que o balanço hídrico sequencial, por alguma razão que precisa ser avaliada, subestima os valores da evapotranspiração real. Talvez seja essa a razão pela qual possivelmente o método proposto neste trabalho não surtiu o efeito desejado na estimativa dos atributos físicos do solo utilizados na estimativa da *CAD*.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo de se classificar a oferta hídrica ambiental da Baixada Cuiabana, levando em conta ampla série de dados, de janeiro de 2008 a outubro de 2017 foi realizada segundo método proposto por Ometto (1981). Do total dos meses compreendidos nesse período, o maior percentual (32,20%) correspondeu à classe úmida e não houve percentual para a classe hiperúmida. As maiores médias de precipitação (460,7 mm em dezembro) e evapotranspiração (166,0 mm em janeiro) incidem na estação primavera-verão, ou seja, período chuvoso com ocorrência de altas temperaturas. A classificação em questão permitiu a estimativa da fração de água disponível para aplicação das equações de Balanço Hídrico Sequencial (BHS) que considerem essa variável.

Além disso, de acordo com a aplicação das diferentes equações de Balanço Hídrico foram estimados os valores de capacidade de campo (15,73%), ponto de murcha permanente (2,37%), profundidade efetiva (906,17mm), densidade aparente (1660 kg/m^3), fração de água disponível e a capacidade de água disponível (200,97 mm) de um solo típico da Baixada Cuiabana. Contudo, quando comparados os valores estimados com os reais (obtidos *in loco*) verificou-se que os dados estimados não condizem com a realidade do local. Assim, não foi verdade a hipótese de que a partir do método utilizado no presente estudo seria possível caracterizar os atributos físicos do solo da região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGNES, C. C., CALEGARI L., GATTO, D. A., STANGERLIN, D. M., Fatores ecológicos condicionantes da vegetação do Cerradão. **Caderno de pesquisa, série biologia**. v. 19 (3), 24, mai. 2014.

ALHO, C. J. R.; MARTINS, E. de S. (Org.). **De grão em grão, o Cerrado perde espaço**. Brasília: WWF, 1995. 66 p.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300 p. (FAO – Irrigation and Drainage Paper, 56).

ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: I Factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 6, p. 899-920, abr. 2011.

ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Estudio FAO, Riego y Drenaje 56. **Oranización de las Naciones Americanas para la Agricultura y la Alimentación**. Roma. 298 p.

ALVARES, C. A; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C; GONÇALVES, J. L. M; SPAROVEK, G. Koppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, vol. 22, n. 6, 711–728, jan. 2014.

AMOROZO, M. C. M. **Sistemas agrícolas de pequena escala e a manutenção da agrobiodiversidade: Uma revisão e contribuições**. Rio Claro: Edição do autor; Botucatu: FCA – UNESP, 2013. 120 p.

ANDRADE JÚNIOR, A.S; BASTOS, E. A.; SENTELHAS, P. C., SILVA, A. A. G. Métodos de estimativa da evapotranspiração de referência diária para Parnaíba e Teresina, Piauí. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.11, n.1, p.63-68, 2003.

ANDRADE, R.S., STONE, L.F. Índice S como indicador da qualidade física de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Eng. Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 13, n. 4, p. 382-388, 2009.

ANDRADE, A. D.; MIRANDA, W. L.; CARVALHO, L. G.; FIGUEIREDO, P. H. F.; SILVA, T. B. S. Desempenho de métodos de cálculo do coeficiente de tanque para estimativa da evapotranspiração de referência. **Irriga**, v.21, n.1, p. 119-130, janeiro-março, 2016.

BERGAMASCHI, H.; BERLATO, M. A.; MATZENAUER, R.; FONTANA, D. C.; CUNHA, G. R.; SANTOS, M. L. V.; FARIAS, J. R. B.; BARNI, N. A. **Agrometeorologia aplicada à irrigação**. Porto Alegre: Editora da Universidade, 1992. 125p.

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

BIUDES, M. S.; CAMPELO Jr, J. H.; NOGUEIRA, J. S.; SANCHES, L. Estimativa do Balanço de Energia em Cambarazal e Pastagem no Norte do Pantanal pelo Método da Razão de Bowen. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 2, p.135-145, jun. 2009.

BORGES, H. B. N.; SILVEIRA, E. A.; VENDRAMIN, L. N. **Flora Arbórea do Mato Grosso**. Cuiabá: Entrelinhas, 2014. 255p.

BORTOLINI, D. **Estimativa da retenção e disponibilidade de água em solos de Santa Catarina**. 2016. 239 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo)-Universidade do Estado de Santa Catarina, Lages, 2016.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conductions and by evaporation from any water surface. **Physical Review Serial 2**, New York, v. 27, n. 6, p. 779-787, jun. 1926.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedades dos solos**. Rio de Janeiro: Freitas Bastos, 1989.

BRAGA, H.J. 1982. Caracterização da seca agrônômica através de novo modelo de balanço hídrico, na região de Laguna, litoral sul do Estado de Santa Catarina. Dissertação (Mestrado). **Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**, Piracicaba. 157 p.

BRITO, A. S.; LIBARDI, P. L.; MOTA, J. C. A.; MORAES, S. O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da água. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 6, p.1939-1948, 2011.

CGMA – Ministério do Desenvolvimento Agrário. **Perfil Territorial – Baixada Cuiabana**. Brasília: MDS, 2015. 8p.

CAMPELO JÚNIOR, J.H. 1998. Relação sazonal entre radiação solar global e insolação no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**. 6: 63-71.

CARRILHO SOBRINHO, F. J.; CARRILHO, S. B.; NOGUEIRA, J. S.; PINTO JÚNIOR, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, Santa Maria, RS, v.12, nº12, p. 2734-2748, ago. 2013.

COELHO, J. B. M.; BARROS, M. F. C.; BEZERRA NETO, E.; SOUZA, E. R. Ponto de murcha permanente fisiológico e potencial osmótico de feijão caupi cultivado em solos salinizados. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 18, n. 7, p.708–713, jul. 2014.

DELGADO, A.; GÓMEZ, J.A. The Soil. Physical, Chemical and Biological. In: Villalobos, F. J.; Fereres, E. (Eds.) **Principles of Agronomy for Sustainable Agriculture**. Springer, 2016, p. 15-26.

DOURADO NETO, D.; JONG VAN LIER, Q. Estimativa do armazenamento de água no solo para realização de balanço hídrico. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v. 17, n. 1, p. 9-15, 1993.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1979. 235p.

EMBRAPA - Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solo. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 412p, 1999.

_____. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

EVETT, S. R.; KUSTAS, W. P.; GOWDA, P. H.; ANDERSON, M. C.; PRUEGER, J. H.; HOWELL, T. A. Overview of the Bushland Evapotranspiration and Agricultural Remote Sensing Experiment 2008 (BEAREX08): A field scale experiment evaluating methods for quantifying ET at multiple scale. **Advances in Water Resources**, v. 50, p. 4-19, dez. 2012

FABIAN, A J.; OTTONI FILHO, T.B. Determinação de capacidade de campo “*in situ*” ou através de equações de regressão. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, n. 5, p. 1029-1036, mai. 2000.

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.D.; OLSON R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M. 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, 107: 43-69.

FERNANDES, E. B. **Emissões de CO₂, NO_x e N₂O em solos sob diferentes cultivos na região do Cerrado**. Tese de Doutorado (Doutorado em Ecologia). Universidade de Brasília, Instituto de Ciências Biológicas, Departamento de Ecologia, Brasília, 2008. 138p.

GIVI, J.; PRASHER, S. O.; PATEL, R. M. Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point. **Agricultural Water Management**, v. 70, n. 2, p. 83-96, nov. 2004.

GOULART, M. A.; SANCHES, L. VILANI, M. T.; PINTO JÚNIOR, O. B. Análise da evapotranspiração por wavelet de Morlet em área de *Vochysia divergens* Pohl no Pantanal. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 19, n. 2, p. 93-98, fev. 2015.

HARIDASAN, M. Observations on soils, foliar nutrient concentration and floristic composition of cerrado *sensu stricto* and cerradão communities in central Brazil. In: FURLEY, P. A.; PROCTOR, J.; RATTER, J. A. (Eds.). **Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries**. London: Chapman & Hall Publishing, 1992. p.171-184.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 411p.

HENDERSON-SELLERS, B. 1984. A new formula for latent heat of vaporization of water as a function of temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 110: 1186-1190.

HU, S.; ZHAO, C.; LI, J.; WANG, F.; CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 15, p. 4506-4510, ago. 2013.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo Demográfico 2010**. Brasília: IBGE, 2010. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/estatisticas-novoportal/sociais/populacao/9662-censo-demografico-2010.html?&t=downloads>. Acesso em: 01 nov. 2017.

_____. **Manual Técnico da Vegetação Brasileira**. Número 1, 2. ed., Rio de Janeiro: IBGE, 2012. 271p.

_____. **Manual Técnico de Pedologia**. 3. ed., Rio de Janeiro: IBGE, 2015. 430p.

IMEA - Instituto Mato-Grossense e Economia Agropecuária. **Mapa das Macrorregiões do IMEA**. Cuiabá: IMEA, 2017. 8p.

IQBAL, M. 1983. **An introduction to solar radiation**. Academic Press, Toronto. 408 p.

KARKANIS, P. G. Determining field capacity and wilting point using soil saturation by capillary rise. **Canadian Agricultural Engineering**, v. 25, n. 1, p. 19-21, 1983.

KATUL, G.; OREN, R.; MANZONI, S. T.; HIGGINS C.; PARLANGE, M. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system. **Reviews of Geophysics**, v. 50, jul. 2012. DOI: 10.1029/2011RG000366.

KIELHL, E. J. **Manual de edafologia**. São Paulo: Ed. agrônômica Ceres. 1989. 262p.

KOPPEN, W.; GEIGER, R. *Klimate der Erde*. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cmx200cm.

LIU, H.; FOKEN, T. A modified Bowen ratio method to determine sensible and latent heat fluxes. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 10, n. 1, p. 71-80, mar. 2001.

LUCENA, I. C. **Ecologia populacional de espécies lenhosas clonais em savana neotropical**. Tese (Doutorado em Ciências). Universidade Federal de São Carlos, Centro de Ciências Biológicas e da Saúde, Programa de Pós-Graduação em Ecologia e Recursos Naturais, São Carlos, 2013. 108p.

LUCENA, I. C.; AMORIM, R. S. S.; LOBO, F. A.; BALDONI, R. N.; MATOS, D. M. S.; SILVA, R. B. S. Spatial heterogeneity of soils of the Cerrado-Pantanal ecotone. **Revista Ciência Agronômica**, v.45, n. 4, p. 673-682, out-dez, 2014.

MACHADO, N. G.; BIUDES, M. S.; ANGELINI, L. P.; MUTZENBERG, D. M. S.; NASSARDEN, D. C. S.; BÍLIO, R. S.; SILVA, T. J. A.; NEVES, G. A. R.; ARRUDA, P. H. Z.; NOGUEIRA, J. S. Sazonalidade do Balanço de Energia e Evapotranspiração em Área Arbustiva Alagável no Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 1, p. 82-91, 2016.

MALHEIROS, Roberto. A influência da sazonalidade na dinâmica da vida no Bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 19, n., p. Goiania:ED.UGC, Jul/Dez 2016.

MATOS, R. M.; SILVA, J. A. S.; MEDEIROS, R. M. Aptidão climática para a cultura do feijão caupi do município de Barbalha - CE. **Revista Brasileira de Agricultura Irriga**, v. 8, n. 6, p. 422-431, nov. 2014.

MARCUZZO, F. F. N.; ROCHA, H. R.; MELO, D. C. R. Mapeamento da precipitação pluviométrica no bioma Cerrado do Estado do Mato Grosso. **B.goiano.geogr**, Goiânia, v.31, n.2, p.83-97, jul/dez 2011.

MARIMON JUNIOR, B. H; HARIDASAN, M. Comparação da vegetação arbórea e características edáficas de um cerradão e um cerrado *sensu stricto* em áreas adjacentes sobre solo distrófico no leste de Mato Grosso, Brasil. **Acta bot. bras.** 19(4), 913-926, 2005.

MARTINS, A. L. **Possíveis destinos do carbono da serapilheira no ecótono Cerrado-Pantanal**. Tese (Doutorado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2017. 116 p.

MOLINE, E. F. V.; BARBOZA, E.; SIMÕES, L. P.; FERREIRA-FILHO, G. S.; SOUZA, F. L. F.; SCHLINDWEIN, J. A. Ponto de murcha permanente em solos arenoso e argiloso utilizando o tomateiro como cultura indicadora. **Global Science and Technology**, Rio Verde, GO, v. 6, n. 1, p. 164-170, jan./abr. 2013.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: SYMPOSIUM OF THE SOCIETY FOR EXPERIMENTAL BIOLOGY, 19, 1964, London. **Anais**. Cambridge: Cambridge University Press, 1965. p. 205-234.

MORAES, M. G. S. **Variação sazonal do albedo da superfície no Cerrado Stricto Sensu da Baixada Cuiabana**. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2013. 47p.

MOREIRA, M. L. C.; VASCONCELOS, T. N. N. **Mato Grosso: solos e paisagens**. Cuiabá: Entrelinha, 2007. 40p.

MORETTI DE SOUZA FILHO, J. L.; GOMES, S. Avaliação e desempenho de equações de estimativa do armazenamento de água no solo em um balanço hídrico climatológico decendial irrigacionista. **Acta Scientiarum Agronomy**, Maringá, PR, v. 29, n. 4, p. 433-443, nov. 2007.

NASCIMENTO, P. S.; BASSOI, L. H.; PAZ, V. P. S.; VAZ, C. M. P.; NAIME, J. M.; MANIERI, J. M. Estudo comparativo de métodos para a determinação da curva de retenção de água no solo. **Irriga**, Botucatu, v. 15, n. 2, p. 193-207, 2010.

NETO, M. S.; PICCOLO, M. C.; SCOPEL, E.; COSTA JR., C. da; CERRI, C. C.; BERNOUX, M. Carbono total e atributos químicos com diferentes usos do solo no Cerrado. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 31, n. 4, p. 709-717, 2009.

NETTO A. O. A.; NACIF P. G. S.; REZENDE J. O. Avaliação do conceito de capacidade de campo para um latossolo amarelo coeso do estado da bahia. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 23, p. 661-667, 1999

OMETTO, J.C. 1981. **Bioclimatologia Vegetal**. Editora Agronômica Ceres, São Paulo. 425 p.

OLIVEIRA, R.G. **Avaliação da disponibilidade de água em pastagem degradada em uma área de Cerrado da Baixada Cuiabana**. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2013. 44p.

OLIVEIRA, B. S.; MORAES, E. C.; MATAVELI, G.A.V; BERTANI, G. da evapotranspiração, precipitação e NDVI no Cerrado brasileiro entre 2001 e 2013 utilizando dados MODIS e TRMM. XVIIIISBSR **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Santos-SP, ISBN: 978-85-17-00088-1, maio. 2017.

ORTEGA FARIAS, S. O.; CUENCA, R. H.; EK, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over a grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 81, n. 1-2, p. 131-143, set. 1996.

PALHARES, D.; FRANCO, A. C; ZAIDAN, L. B. P. Respostas fotossintéticas de plantas de cerrado nas estações seca e chuvosa. **Revista Brasileira de Biociências**, Porto Alegre, v.8, n.2., p.213-220, abr/jun. 2010.

PASSOS, M. L. V.; ZAMBRZYCKI, G. C.; PEREIRA, R. S. Balanço hídrico climatológico e classificação climática para o município de Balsas-MA. **Revista Scientia Agraria**, Curitiba, PR, v. 18, n. 1, p. 83-89, jan./mar. 2017.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. **C.Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ,1997.183p.

PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, pag. 478, 2002.

PEREIRA, F. F. S.; PAI, E. D.; MONTENEGRO, R. J. V.; ROMÁN, R. M. S.; GONZÁLEZ, A. M. G. O.; ESCOBEDO, J. F. Estudo comparativo da

evapotranspiração de referência entre localidades no Estado de São Paulo e na Província de Habana, **Irriga**, Botucatu, SP, v.21, p. 395-408. mai/jun. 2016.

PEREZ, P.J.; CASTELLVI, F.; IBAÑEZ, M.; ROSELL, J.I. 1999. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, 97:141-150.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 2, p. 81-92, fev. 1972.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1987.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004. 478p.

REICHERT, J. M., ALBUQUERQUE, J. A., GUBIANI, P. I, KAISER, D. R., MINELLA, J. P. G, REINERT, D. J. Hidrologia do solo, disponibilidade de água às plantas e zoneamento agroclimático. *Tópicos Ci. Solo*, 7:1-54, 2011.

REINERT D. J.; REICHERT, J. M. **Propriedades físicas do solo**. Santa Maria, 2006. 18p.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M. T. As principais Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P.; RIBEIRO, J. F. **Cerrado: Ecologia e flora**. Brasília: Embrapa Cerrados, 2008. p. 151-212.

RIJTEMA, P. E.; ABOUKHALED, A. Crop water use. In: A. ABOUKHALED; ARAR, A; BALBA, A. M.; BISHAY, B. G.; KADRY, L. T; RUTEMA, P. E.; TAHER, A. **Research on crop water use, salt affected soils and drainage in the Arab Republic of Egypt**. Rome: FAO Regional Office for the Near East, 1975. 61p.

RODRIGUES, T. R. **Variabilidade interanual da sazonalidade de fluxos de energia e matéria em área de Cerrado na Baixada Cuiabana**. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2011. 71p.

RODRÍGUEZ, T. R.; VOURLITIS, G. L.; LOBO, F. DE A.; OLIVEIRA, R.G. DE; NOGUEIRA, J. DE S. 2014. Seasonal variation in energy balance and canopy conductance for a tropical savanna ecosystem of South-Central Mato Grosso, Brazil. **Journal of Geophysical Research**. 119: 1-13.

RODRIGUES, T.R.; VOURLITIS, G.L.; LOBO, F. DE A.; SANTANNA, F.B.; ARRUDA, P.H.Z. DE; NOGUEIRA, J. DE S. 2016. 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.

ROSSATO, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. São José dos Campos: INPE, 2001. 145p.

SANCHEZ, R. B. et al. Variabilidade espacial de propriedades de Latossolo e da produção de café em diferentes superfícies geomórficas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 9, n. 4, p. 489-495, 2005.

SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A.R.; MARIN, F.R.; ANGELOCCI, L.R.; ALFONSI, R.R.; CARAMORI, P.H.; SWART, S. BHBRASIL - **Balanços Hídricos Climatológicos de 500 Localidades Brasileiras**. Piracicaba: Departamento de Ciências Exatas, ESALQ/USP. CD-ROM. 1999.

SILVA, L. C. R. **Dinâmica de transição e interações entre fitofisionomias florestais e formações vegetacionais abertas do bioma Cerrado**. Brasília-DF. 2007. 168p. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Departamento de Engenharia Florestal, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

SILVA, MIRNA CARLA AMORIM et al. **Caracterização e compartimentação das paisagens no contato Planalto/Planície do Pantanal do Negro e entorno/MS**. In: RODRIGUES, Silvio Carlos; MERCANTE, Mercedes Abid (ORG). Paisagens do Pantanal e do Cerrado: fragilidades e potencialidades. Uberlândia: EDUFU, 2011, v.1, pg 179 a 214.

SILVA JUNIOR, M. C.; SOARES-SILVA, L. H.; CORDEIRO, A. O. O.; MUNHOZ, C. B. R. **Guia do observador de árvores: tronco, copa e folha**. Brasília: Rede de Sementes do Cerrado, 2014. 252p.

SILVA, F. A. M.; ASSAD, E. D.; EVANGELISTA, B. A. Caracterização Climática do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P.; RIBEIRO, J. F. **Cerrado: Ecologia e flora**. Brasília: Embrapa Cerrados, 2008. p. 69-88.

SILVEIRA, E. A.; BORGES, H. B. N. **Guia de campo: caracterização de tipologias vegetais de Mato Grosso**. Cuiabá: Carlini e Caniato, 2009. 78p.

SOUZA, A. F.; CAMPELO JÚNIOR, J. H. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para região da Baixada Cuiabana, MT. **Agrometeoros**, Passo Fundo, v.25, n.2, p.395-403, 2017.

SOUZA, J. L. M; FRIZZONE, J.A. Modelo aplicado ao planejamento da cafeicultura irrigada: I. Simulação do balanço hídrico e do custo com água. **Acta Sci. Agron.**, Maringá, n.1, v.25, p. 103-112, 2003.

SOUZA-FILHO, J. L; GOMES S. Avaliação e desempenho de equações de estimativa do armazenamento de água no solo em um balanço hídrico climatológico decendial irrigacionista. **Acta Sci. Agron.**, Maringá, v. 29, n. 4, p. 433-443, 2007.

SOUZA, C. B.; SILVA, B. B.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, V. P. R. Fluxos de energia e desenvolvimento da cultura do abacaxizeiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB, v. 12, n. 4, p. 400-407, 2008.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. **The water balance**. New Jersey: Cencerton, 1955.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Edusp, 1993. 943p.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2: Recife, 2006. 443p.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 32, n. 3, p. 181-193, set. 1931.

VIANELLO, R.L. E ALVES, A.R. 1991. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, Viçosa. 449 p.

VIEIRA, L.S. **Manual da ciência do solo**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1975.

WEGEHENKEL, M.; RUMMEL, U.; BEYRICH, F. Longterm analysis of measured and simulated evapotranspiration and soil water content. **Hydrological Sciences Journal**, v. 62, n. 10, p. 1532-1550, jun. 2017.

WILLMOTT, C.J., MATSUURA, K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. **Climate Research**. vol. 30, pag. 79-82, 2005.