

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

**AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE DE ÁGUA EM  
PASTAGEM DEGRADADA EM UMA ÁREA DE  
CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

**RENAN GONÇALVES DE OLIVEIRA**

**ORIENTADOR: PROF. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO**

Cuiabá, MT  
Março de 2013

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

**AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE DE ÁGUA EM  
PASTAGEM DEGRADADA EM UMA ÁREA DE  
CERRADO NA BAIXADA CUIABANA**

**RENAN GONÇALVES DE OLIVEIRA**

*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.*

**ORIENTADOR: PROF. DR. FRANCISCO DE ALMEIDA LOBO**

Cuiabá, MT  
Março de 2013

## *Ficha Catalográfica*

## **DEDICATÓRIA**

A Deus pela vida, a minha esposa Darley Maria, ao meu filho João Vitor pelo amor e compreensão, aos meus pais Jessé e Márcia e aos meus irmãos Isis e Allan, pelo amor, oportunidades e sacrifícios.

## AGRADECIMENTOS

- Primeiramente a Deus pelo dom da vida e pelas coisas maravilhosas que ele realiza em minha vida;
- Aos meus Pais, Jessé e Márcia Vitória que acreditam em meus sonhos e me dão força para lutar por eles;
- A minha esposa, Darley Maria que é a minha fonte de inspiração e amor;
- Ao meu filho João Vitor, que é a razão pela qual eu acordo todos os dias;
- Ao meu irmão Allan por ser grande exemplo em minha vida;
- A minha irmã Isis por sempre me dar muito carinho e amor;
- Aos meus amigos Thiago, Jonathan, Leone e Paula pelos grandes e inesquecíveis momentos vividos durante os dois anos que se passaram;
- Ao meu orientador Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo por ser um grande exemplo de profissionalismo e amigo;
- A Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Carmen pela amizade que construímos nesses anos;
- Ao Coordenador e amigo Prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná) por acreditar em nossos sonhos e incentivo a docência e a pesquisa;
- A Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Marta Cristina pelo exemplo de seriedade e por ser um doce de pessoa comigo;
- A todos os amigos do laboratório e Ecofiosologia (Andrea, Higo e Mário) por sempre me ajudarem nos trabalhos e dúvidas que surgiram ao longo da minha caminhada pós-graduanda;
- Ao Professor Marcelo Sacardi Biudes e a Professora Carla Maria Abido Valentini pela ajuda no trabalho;

- Ao proprietário da área de estudo Sr. Clóvis Nobre de Miranda por conceder o “quintal” de sua casa para realização desse trabalho;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela bolsa de pós-graduação a mim concedida e pelo auxílio financeiro ao projeto CASADINHO (processo n. 620082/2006-2).

## EPÍGRAFE

*“Feliz é aquele que nas aflições continua fiel!  
Porque depois de sair aprovado dessas aflições,  
receberá como prêmio a vida que Deus promete  
aos que o amam.”*

Tiago: 1:12

## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	i
LISTA DE TABELAS.....	iii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	iv
RESUMO.....	vi
ABSTRACT.....	viii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 PROBLEMÁTICA.....	1
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
1.3 OBJETIVOS E HIPÓTESES.....	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA BAIXADA CUIABANA.....	4
2.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁGUA.....	6
2.3. CARACTERIZAÇÃO DA DISPONIBILIDADE HÍDRICA DOS AMBIENTES.....	7
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	9
3.1 LOCAL DE ESTUDO.....	9
3.2 DADOS MICROMETEOROLÓGICOS.....	9
3.3. ESTIMATIVA DA OFERTA HÍDRICA DO AMBIENTE.....	11
3.3.1. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL.....	12
3.3.2. ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL.....	16
3.4. ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS.....	17
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	19
4.1. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO.....	19
4.2. CARACTERIZAÇÃO DA OFERTA HÍDRICA DO AMBIENTE.....	20
4.3. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL.....	30
5. CONCLUSÕES.....	38
6. BIBLIOGRAFIAS CITADAS.....	41



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da Baixada Cuiabana.....	4
Figura 2: Análise da precipitação pluviométrica ( $P$ ) por período sazonal: seco a pouco chuvoso ( $SPC$ ) e chuvoso a muito chuvoso ( $CMC$ )......	21
Figura 3: Dinâmica da precipitação pluviométrica ( $P$ ) durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta os totais diários e o B os totais mensais. Em azul o período chuvoso a muito chuvoso e em amarelo, seco a pouco chuvoso.....	22
Figura 4: Dinâmica da evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) durante o período de 1 de março de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.....	24
Figura 5: Dinâmica da umidade do solo ( $q$ ) arenoso durante o período de 10 de abril de 2009 de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. As linhas tracejadas apresentam os valores da capacidade de campo (superior) e ponto de murcha permanente (inferior) estimados a partir do balanço hídrico sequencial..	26
Figura 6: Dinâmica da umidade do solo ( $q$ ) pedregoso durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diária e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. As linhas tracejadas apresentam os valores de capacidade de campo (superior) e ponto de murcha permanente (inferior) estimados a partir do balanço hídrico sequencial. ....	27
Figura 7: Dinâmica da evapotranspiração real ( $ET_r$ ) obtida a partir das estimativas da densidade de fluxo de calor latente por razão de Bowen durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. ....	29

- Figura 8: Dinâmica da água disponível no solo ( $AD$ ) durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. A linha tracejada indica a capacidade de água disponível no solo. .... 31
- Figura 9: Relação entre os valores de evapotranspiração obtidos a partir do balanço hídrico sequencial e a partir de estimativas da densidade de fluxo de calor latente por razão de Bowen avaliada pelo índice de concordância de Willmott ( $d$ ). A linha tracejada representa a reta  $y = x$ . .... 32
- Figura 10: Dinâmica da evapotranspiração real ( $ET_{r_{BH}}$ ) obtida do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. .... 34
- Figura 11: Dinâmica do déficit hídrico obtido do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. .... 36
- Figura 12: Dinâmica do excedente hídrico obtido do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. .... 37
- Figura 13: diferença entre excesso e déficit hídrico mensal (A) e anual (B) para o período compreendido entre 1 de fevereiro de 2010 e 31 de dezembro de 2012..... 39

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores e respectivas classes de aptidão segundo RADAM BRASIL.....	16
Tabela 2: Valores médios e respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de "bootstrap" com 1000 reamostragens com reposição para as propriedades físicas do solo da área experimental na Fazenda Miranda. Cada um dos componentes do solo apresentam, entre parênteses, os seus limites de diâmetro ( $\phi$ )... ..	19
Tabela 3: Valores de capacidade de campo ( $CC$ ), ponto de murcha permanente ( $PMP$ ), profundidade efetiva do solo ( $z$ ) e densidade aparente do solo ( $\rho$ ) obtidos a partir do ajuste do balanço hídrico sequencial ( $BHS$ ).....	33

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Delta$	Inclinação da curva de pressão de vapor de água
<i>AD</i>	Água disponível
<i>BHS</i>	Balanco hídrico sequencial
<i>CAD</i>	Capacidade de água disponível
<i>CC</i>	Capacidade de campo
<i>CMC</i>	Chuvoso a muito chuvoso
<i>d</i>	Índice de concordância de Willmott
<i>Déf</i>	Déficit hídrico
<i>ea</i>	Pressão atual de vapor de água
<i>EMA</i>	Erro médio absoluto
<i>es</i>	Pressão de saturação de vapor de água
<i>ETo</i>	Evapotranspiração de referência
<i>ETr</i>	Evapotranspiração real
<i>ETr<sub>BH</sub></i>	Evapotranspiração real pelo balanço hídrico
<i>Exc</i>	Excedente hídrico
<i>FAO</i>	Food and agricultural organization
<i>G</i>	Densidade de fluxo de calor no solo
<i>H</i>	Densidade de fluxo de calor sensível
<i>IA</i>	Índice agroclimático
<i>L</i>	Calor latente de evaporação
<i>LE</i>	Densidade de fluxo de calor latente
<i>Ms</i>	Massa de solo seco
<i>NAC</i>	Negativo acumulado
$\phi$	Diâmetro do anel de Kopeck
<i>P</i>	Precipitação pluviométrica
<i>PMP</i>	Ponto de murcha permanente
<i>q</i>	Umidade do solo
<i>Rg</i>	Radiação solar global
<i>Rn</i>	Saldo de radiação

<i>SPC</i>	Seco a pouco chuvoso
<i>T</i>	Temperatura do ar
<i>ts</i>	Temperatura do solo
<i>u</i>	Velocidade do vento
<i>u<sub>2</sub></i>	Velocidade do vento a 2 m de altura
<i>UR</i>	Umidade relativa do ar
<i>Va</i>	Volume do anel de Kopeck
<i>z</i>	Profundidade efetiva do solo
<i>β</i>	Razão de Bowen
<i>γ</i>	Constante psicrométrica
<i>ρ</i>	Densidade aparente do solo

## RESUMO

OLIVEIRA, R.G. **Avaliação da disponibilidade de água em pastagem degradada em uma área de Cerrado na Baixada Cuiabana.** Cuiabá, 2013, 53f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso.

O Cerrado da Baixada Cuiabana é um ambiente com características muito peculiares que, todavia, têm sido muito pouco consideradas em sua real importância. Por essa razão, objetivou-se nesse trabalho caracterizar a oferta hídrica do ambiente, determinar a sua variabilidade sazonal e interanual e estimar a capacidade de campo ( $CC$ ), o ponto de murcha permanente ( $PMP$ ) e a profundidade efetiva do solo ( $z$ ) em uma área típica da Baixada Cuiabana para confrontar esses dados com aqueles tradicionalmente empregados para as regiões dos Cerrados. Analisou-se a dinâmica sazonal e interanual da precipitação pluviométrica, da evapotranspiração real ( $ETr$ ) calculada a partir do método da razão de Bowen para estimativas das densidades de fluxo de calor sensível ( $H$ ) e de calor latente ( $LE$ ) e da umidade do solo ( $q$ ). Além disso, realizou-se o balanço hídrico sequencial ( $BHS$ ) pelo método de Thornthwaite & Mather (1957) para caracterizar a evapotranspiração real obtida pelo mesmo ( $ETr_{BH}$ ), a variação na água disponível ( $AD$ ), o déficit ( $Déf$ ) e o excedente hídrico ( $Exc$ ). Os valores de  $CC$ ,  $PMP$  e  $z$  foram ajustados para ser o mais característicos do local utilizando-se a ferramenta Solver do programa Excel 2010 da Microsoft para estimar essas variáveis a partir de valores destas obtidos em campo, ajustando-se o  $BHS$  de tal sorte que o erro médio absoluto entre  $ETr$  e  $ETr_{BH}$  fosse o menor valor possível. Para identificar quão significativas eram as diferenças entre a evapotranspiração real obtida pelo  $BHS$  e  $ETr$  foi utilizado o índice de concordância de Willmott. Houve diferenças significativas sazonais e inter-aneais nas variáveis que caracterizam a oferta hídrica do ambiente. As estimativas de  $CC$ ,  $PMP$  e  $z$  para o local apresentaram valores muito inferiores aos tradicionalmente utilizados para as regiões do Cerrado em geral.

**Palavras Chave:** capacidade de campo, ponto de murcha permanente, profundidade efetiva, evapotranspiração real, balanço hídrico sequencial, razão de Bowen.

## ABSTRACT

OLIVEIRA, R.G. **Assessment of water availability in degraded pasture in an area of Cerrado in Baixada Cuiabana.** Cuiabá, 2013, 53f. Dissertation (MSc in Environmental Physics) - Institute of Physics, Federal University of Mato Grosso.

The Cerrado Baixada Cuiabana is an environment with much peculiar characteristics which, however, have been poorly considered in its true importance. Therefore, this study aimed to characterize the water supply of the environment, determine their seasonal and interannual variability and estimate the field capacity ( $CC$ ), the permanent wilting point ( $PMP$ ) and effective soil depth ( $z$ ) in a typical area of Baixada Cuiabana to confront these data with those traditionally employed for regions of the Cerrado. We analyzed the dynamics of seasonal and interannual rainfall, evapotranspiration ( $ETr$ ) calculated from the Bowen ratio method to estimate densities of sensible heat flux ( $H$ ) and latent heat ( $LE$ ) and humidity soil ( $q$ ). Moreover, there was the sequential water balance ( $BHS$ ) by the method of Thornthwaite & Mather (1957) to characterize the actual evapotranspiration obtained by the same ( $ETr_{BH}$ ), variation in available water ( $AD$ ), the deficit ( $DEF$ ) and the surplus water ( $Exc$ ). The values of  $CC$ ,  $PMP$  and  $z$  were set to be the most characteristic of the area using the Solver tool of Microsoft Excel 2010 program for estimating these variables from those values obtained in the field, adjusting the  $BHS$  in such a way that mean absolute error between  $ETr$   $ETr_{BH}$  and was the lowest possible value. To identify how significant were the differences between the actual evapotranspiration obtained by  $BHS$  and  $ETr$  was used Willmott concordance index. There were significant differences seasonal and inter-annual variables that characterize the water supply environment. The estimates of  $CC$ ,  $PMP$  and  $z$  to the location were well below those traditionally used for regions Cerrado in general.

**Keywords:** field capacity, permanent wilting point, effective depth, evapotranspiration, water balance sequentially Bowen ratio.



# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 PROBLEMATICA

A água é um dos fatores mais importantes para o desenvolvimento vegetal. A sua falta é uma das principais causas da redução da produção agrícola. A quantidade de água existente na natureza é finita e a sua disponibilidade diminui gradativamente devido ao crescimento populacional, à expansão das fronteiras agrícolas e à degradação do meio ambiente.

Qualquer planta, durante seu ciclo de desenvolvimento, consome enorme quantidade de água, sendo que a maior parte desse volume apenas passa através dela e flui na forma de vapor para a atmosfera. A água exerce um importante papel na hidratação dos tecidos vegetais e em vários processos fisiológicos, servindo como elemento de equilíbrio térmico dos tecidos devido ao seu elevado calor específico e elevado calor latente de evaporação, como veículo de transporte de íons e compostos orgânicos nos vasos condutores e nas vias simplástica e apoplástica, como solução tamponante do pH fisiológico dos tecidos, como reagente em reações de hidratação, como o único meio adequado para que as reações bioquímicas operem nos tecidos, como fonte de elétrons para o processo fotossintético, entre outros. Mesmo um pequeno desequilíbrio no fluxo de água do processo transpiratório pode causar déficits hídricos internos e severo problema de funcionamento de inúmeros processos celulares.

Além de exercer influência no desenvolvimento das plantas, a água também contribui com os processos no meio em que se encontra. A água presente na atmosfera também ali funciona como termorreguladora, evitando flutuações muito intensas da temperatura do ambiente. A energia presente no meio é transferida para a água em forma de calor latente, fazendo assim com que a energia que seria destinada para o aquecimento do ar (calor sensível) seja dissipada pela sua utilização na passagem da água do estado líquido para o gasoso. O calor latente de evaporação ( $L$ ) é a energia necessária para separar as moléculas da fase líquida para a fase gasosa à temperatura constante.

Devido ao elevado calor sensível ( $H$ ) da água, ambientes ricos em água necessitam muita energia para apresentar qualquer mudança na sua temperatura.

Entende-se por ( $H$ ) como sendo a energia necessária para mudar a temperatura sem qualquer alteração do estado físico da matéria.

O Cerrado da Baixada Cuiabana é um ambiente com características muito peculiares que, todavia, têm sido muito pouco consideradas em sua real importância. Essa negligência às particularidades dessa região são a causa de graves problemas de abordagem, que concorrem para uma interpretação totalmente distante da realidade local. Particularmente grande parte dos solos dessa região são extremamente arenosos e/ou pedregosos, muitas vezes rasos e litólicos, e que por tal razão apresentam elevada densidade aparente, pouca profundidade efetiva e baixos níveis de capacidade de armazenamento de água. Essas características são totalmente inversas ao conhecimento que se tem das regiões de Cerrado no Brasil e justamente por isso confundem àqueles que desconhecem a Baixada Cuiabana.

Neste trabalho, a idéia geral é a de mostrar essa contradição entre o que realmente é e o que se supunha que fosse o Cerrado da Baixada Cuiabana, fundamentalmente em termos da avaliação da disponibilidade de água no solo.

## **1.2 JUSTIFICATIVA**

Considerando que existe uma grande diferença entre a concepção das propriedades do solo empregadas de forma generalizada para as regiões dos Cerrados brasileiros e aquelas que representam as áreas de Cerrado da Baixada Cuiabana, particularmente no tocante ao estudo do balanço hídrico e caracterização da disponibilidade de água para as plantas, torna-se imprescindível à execução de trabalhos que identifiquem e demonstrem essa contradição. Por tal razão, como o objetivo deste trabalho tratou justamente do tema, a execução do mesmo se justificou.

### 1.3 OBJETIVOS E HIPÓTESES

O objetivo geral desse trabalho foi de caracterizar a disponibilidade de água no solo em área de pastagem degradada de *Brachiaria humidicola* cultivada em Cerrado *stricto sensu* na Baixada Cuiabana. Os objetivos específicos deste trabalho foram:

- Elaborar o balanço hídrico sequencial entre fevereiro de 2010 e dezembro de 2012.
- Determinar a variabilidade sazonal e interanual da disponibilidade hídrica para o período.
- Estimar a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente e a profundidade efetiva do solo.
- Estimar o índice agroclimático do RADAM Brasil para o período observado.

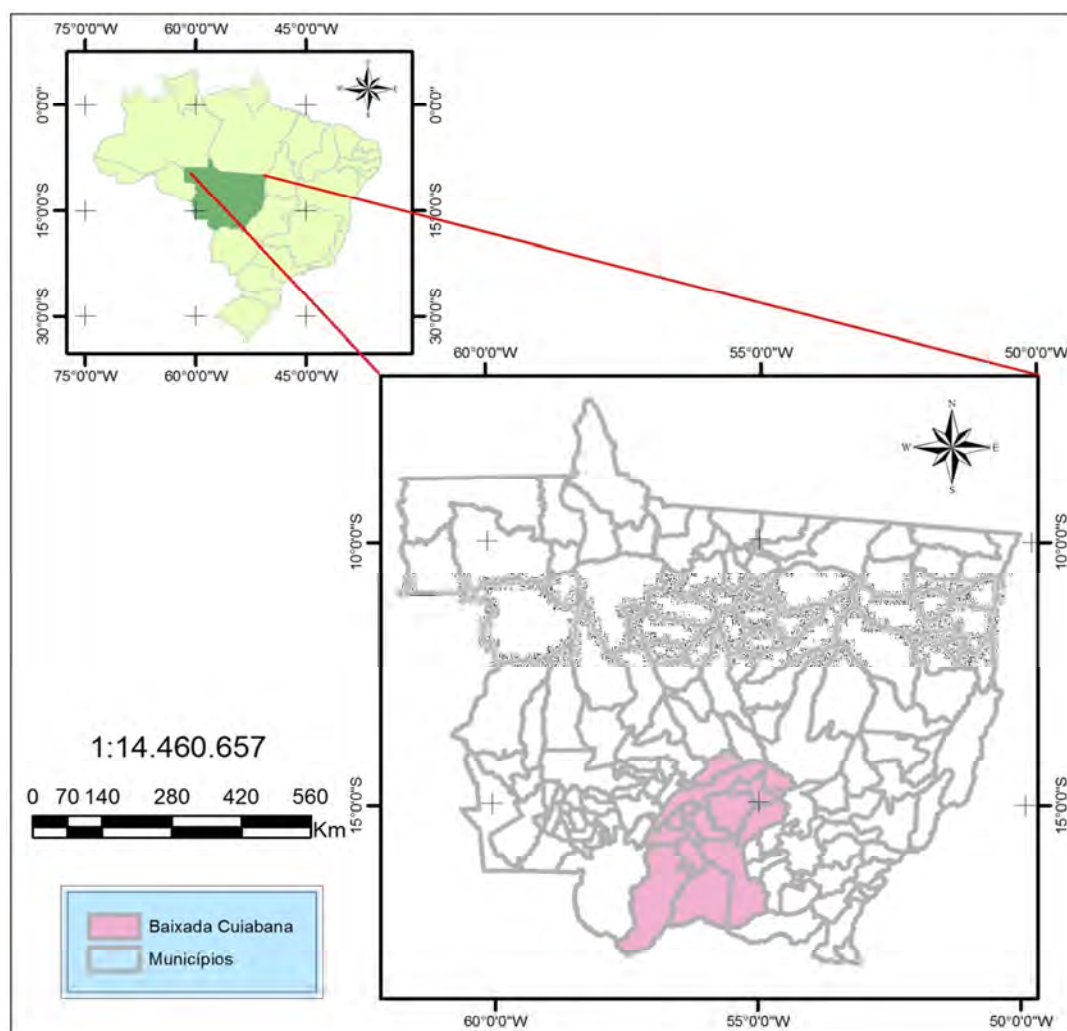
As hipóteses testadas foram:

- Existem variações sazonais e inter-anuais significativas na precipitação pluviométrica, na evapotranspiração de referência, na evapotranspiração real, na água disponível no solo, no déficit hídrico e no excesso hídrico.
- Os valores de capacidade de campo, ponto de murcha permanente, capacidade de água disponível e profundidade efetiva do solo na área de estudo difere significativamente daqueles valores tradicionalmente empregados para caracterizar as áreas de Cerrado.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA BAIXADA CUIABANA

A Baixada Cuiabana é a região do estado de Mato Grosso localizada na região centro-sul do estado (Figura 1), cujos limites geográficos estão definidos, ao sul, pelo Pantanal Mato-Grossense e, a nordeste, pela Chapada dos Guimarães. O território da Baixada Cuiabana abrange uma área de 85.369,70 km<sup>2</sup> e é composto por 13 municípios, sendo eles: Acorizal, Barão do Melgaço, 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 (PTDRS, 2006).



Fonte: Wagner Rodrigues

Figura 1: Localização da Baixada Cuiabana

Na região da Baixada Cuiabana a pecuária é a principal atividade econômica. Destaca-se também por ter um sistema produtivo diversificado, produzindo culturas perenes e cana-de-açúcar.

Grande parte da vegetação da Baixada Cuiabana é formada pelo Cerrado *stricto sensu*, sendo esta uma vegetação savânica composta por um estrato arbóreo-arbustivo e outro herbáceo-graminoso (EITEN, 1994). Os solos da Baixada Cuiabana são muito arenosos e/ou pedregosos, de elevada densidade aparente e muito rasos, contrariando as características normalmente conhecidas dos solos do cerrado, normalmente Latossolos e Neossolos Quartzarênicos profundos, bem drenados, distróficos, ácidos e álicos e raramente sobre solos mesotróficos (HARIDASAN, 1992).

De acordo com a classificação climática de Köppen, a Baixada Cuiabana é caracterizada pelo clima tropical semi-úmido (Aw), com quatro a cinco meses secos e duas estações bem definidas, uma seca: outono-inverno e uma chuvosa: primavera-verão. As chuvas concentram-se de outubro a março e a temperatura média do mês mais frio é superior a 18°C (RIBEIRO & WALTER, 1998). A estação seca ocorre geralmente entre os meses de abril e setembro, nesse período a umidade relativa do ar pode ser extremamente baixa, colaborando para a ocorrência de incêndios e queimando grande área do Cerrado.

A ocorrência de duas estações bem definidas caracteriza a distribuição concentrada das chuvas em toda região, com influência direta sobre a vegetação. O clima também tem influência temporal na origem dessa vegetação, pois as chuvas, ao longo do tempo geológico, intemperizam os solos deixando-os pobres em nutrientes essenciais (WALTER, 2006).

## 2.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁGUA

A água é um importante regulador dos processos físicos que operam na atmosfera. A água é o único elemento que se encontra na natureza, nos três estados físicos (sólido, líquido e gasoso), simultaneamente. Mesmo na atmosfera não é incomum encontrar gelo, água e vapor dentro de uma nuvem (PEREIRA et al. 2002).

O ciclo da água é de vital importância na redistribuição de energia na superfície terrestre. A água é um importante regulador dos fluxos de energia. Giambelluca et al. (2009) em um trabalho de evapotranspiração e balanço de energia de savanas brasileiras com densidade de árvores contrastante, verificaram que, onde a densidade de árvores era maior (Cerrado denso), a disponibilidade de água supostamente também foi maior e a densidade de fluxo de calor latente ( $LE$ ) foi maior que em áreas com maior perda de água (Campo Cerrado).

Para se evaporar 1 kg de água são necessários cerca de 2,45 MJ de energia (calor latente de evaporação) à temperatura de 20 °C. A transferência de vapor de água para a atmosfera é causada pela evaporação da água do solo e das superfícies líquidas (oceanos, lagos, cursos d'água, rios e reservatórios), bem como pela sublimação do gelo (existente nos campos de neve e nas geleiras) (VAREJÃO-SILVA, 2006), bem como devido ao processo de transpiração das vegetações. A medida ou estimativa da  $LE$  mostra o quanto uma comunidade vegetal utilizou da energia disponível ao meio ( $R_n$ ) para transpiração das plantas e evaporação de água do solo (RODRIGUES, 2011).

O conhecimento da evapotranspiração é de extrema importância para o acompanhamento do estado hídrico das plantas. O conhecimento da evapotranspiração real ( $E_{Tr}$ ) de culturas e da vegetação em geral possibilita a gestão apropriada de bacias hidrográficas, modelagens meteorológicas e, sobretudo, o manejo hídrico da agricultura pela irrigação adequada (BEZERRA et al. 2008). Sendo assim, são vários os estudos de acompanhamento dessa variável como forma de monitorar a dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera (CARVALHO et al. 2011, NASCIMENTO et al. 2010, GIAMBELLUCA et al. 2009, BEZZERA et al. 2008 e NAGLEIR et al. 2005).

A característica física da água exerce um papel muito importante no controle temperatura das plantas. O elevado calor latente da água ( $L$ ) permite às plantas se

refrescarem por evaporação da água das superfícies foliares, as quais estão sujeitas a aquecer por causa do acréscimo de radiação proveniente do sol (TAIZ & ZEIGER, 2004).

Além do controle térmico da planta, outro processo importante envolvendo a presença da água é a abertura estomática e, conseqüentemente, o controle das taxas fotossintéticas. Segundo Machado & Lagôa (1994), em condições propícias à fixação do carbono favorecem a abertura do estômato, enquanto condições à perda de água favorecem-lhe o fechamento, como é o caso de baixa umidade relativa e elevado déficit de pressão de vapor.

### **2.3. CARACTERIZAÇÃO DA DISPONIBILIDADE HÍDRICA DOS AMBIENTES**

Devido à importância de se conhecer a disponibilidade hídrica dos ambientes para as plantas, vários métodos de estimativa foram criados. O balanço hídrico climatológico é uma das ferramentas mais usadas para estimativa da deficiência e do excedente hídrico, da reposição e da retirada da água do solo e da quantidade armazenada no mesmo (CARVALHO et al., 2011).

O balanço hídrico climatológico foi desenvolvido por Thornthwaite & Mather (1955) para determinar o regime hídrico de um local, sem necessidade de medidas diretas das condições do solo. Para sua elaboração, há necessidade de se definir o armazenamento máximo no solo (a capacidade de água disponível, *CAD*), e de se ter a medida da chuva total, e também da evapotranspiração de referência (*ET<sub>o</sub>*) em cada período (PEREIRA, 2005). Com essas informações, utilizando-se os cálculos do balanço hídrico climatológico é possível deduzir a evapotranspiração real (*ET<sub>r</sub>*), o déficit (*Déf*) o excedente hídrico (*Exc*) e o total de água disponível no solo (*AD*) em cada período. Esse método foi desenvolvido para realizar estimativas das variáveis em totais mensais, contudo, com pequenos ajustes metodológicos, o mesmo princípio pode também ser aplicado para intervalos menores de tempo, como quinzenas, ou mesmo diários. Nesses casos, o balanço hídrico é denominado de sequencial e não climatológico.

Outra variável bastante utilizada para determinação da disponibilidade hídrica do solo é a curva de retenção de água no solo. Também conhecida como curva

característica de água no solo, apresenta diversas aplicações práticas e científicas, tais como: a determinação da capacidade de campo do solo (*CC*), o ponto de murcha permanente (*PMP*) e da disponibilidade total de água no solo, variáveis indispensáveis para um adequado manejo de irrigação e balanço hídrico no solo.

A curva de retenção de água no solo expressa a relação entre o potencial mátrico e a umidade do solo. A retenção da água na matriz do solo é governada por forças capilares e forças de adsorção, as quais são denominadas de forças mátricas, dando origem ao termo potencial mátrico da água no solo (VIEIRA, 2006).

Inúmeros métodos de campo e de laboratório para a determinação da curva de retenção de água estão disponíveis na literatura. Um dos métodos mais utilizado para obter a curva de retenção da água no solo é o método de que utiliza a câmara de pressão de Richards (RICHARDS & FIREMAN, 1943). O método consiste em simular uma tensão determinada na amostra de solo e posteriormente, por diferença de peso, determina-se o conteúdo de água relacionada à tensão aplicada (NASCIMENTO, et al., 2010).

No contexto agrônômico, entende-se por balanço hídrico a determinação de todos os ganhos e perdas hídricas que se verificam em um terreno com vegetação, de modo a estabelecer a quantidade de água disponível às plantas em um dado momento. De acordo com o Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento número 63 da EMBRAPA (2004), a disponibilidade hídrica pode ser expressa pela diferença entre  $ET_o$  e  $ET_r$ , ou seja, a quantidade de água que poderia ser evapotranspirada se a umidade do solo fosse disponível para a planta.



## 3 MATERIAL E MÉTODOS

### 3.1 LOCAL DE ESTUDO

A área experimental consistiu em um pasto degradado de *B. humidicola* com fragmentos de Cerrado *stricto sensu*, de propriedade particular (Fazenda Miranda) do prof. Clóvis Nobre de Miranda, situado a aproximadamente 15 km de Cuiabá (15°43' S; 56°04' W; 182 m.s.n.m.) em uma faixa de transição entre o Cerrado e o Pantanal.

O cultivo da pastagem associado a pequenas áreas em que a vegetação original foi preservada apresenta predominância da vegetação herbácea que surgiu depois da derrubada parcial da vegetação original. Observa-se apenas a cobertura parcial da vegetação no solo em locais onde a superfície é distinguida pela textura cascalhenta.

O solo da área em que a pesquisa foi desenvolvida é caracterizado por ser pouco espesso, imperfeitamente drenado, concrecionário e com superfície cascalhenta, Plintossolo pétrico, podendo ocorrer locais com a presença de solos Litólicos distróficos (EMBRAPA, 1999).

No local foi instalada uma torre micrometeorológica, construída com recursos do projeto “Implantação de Postos de Observação de Gases-Traços e de Aerossóis na Atmosfera em Mato Grosso” (edital MCT-CNPq-CT Infra-CT Energ n. 07-2006; Processo de concessão do recurso: 620082/2006-2), com altura de 20 m onde estão instalados equipamentos para medidas micrometeorológicas que permitem estimar as densidades de fluxo de energia e matéria.

### 3.2 DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

A torre micrometeorológica permite a coleta de dados de variáveis climatológicas (saldo de radiação,  $R_n$ ; radiação solar global,  $R_g$ ; densidade de fluxo de calor no solo,  $G$ ; temperatura do ar,  $T$ ; umidade relativa do ar,  $UR$ ; velocidade do vento,  $u$ ; precipitação pluviométrica,  $P$ ; temperatura do solo,  $t_s$ ; umidade do solo,  $q$ ). A partir desses dados originais, é possível realizar as estimativas de  $LE$  e de  $H$  por métodos micrometeorológicos, tanto pelo método aerodinâmico quanto pela razão de Bowen.

Os sensores da torre utilizados para o objetivo da pesquisa foram três termohigrômetros modelo HMP45AC (Vaisala, Inc., Woburn, MA, USA) instalados

em três alturas, a 5 m, a 10 m e a 18 m em relação ao nível do terreno; duas placas de fluxo de calor no solo modelo HFP01-L20 (Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, The Netherlands) instaladas a 1,0 cm de profundidade, uma delas colocada no solo tipo Arenoso, e a outra colocada no solo tipo Laterita, pois o solo do local é composto por esses dois tipos, e posteriormente foi feita uma média dos fluxos; um saldo radiômetro modelo NR-LITE-L25 (Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands) e um piranômetro modelo LI200X (LI-COR Biosciences, Inc., Lincoln, NE, USA) instalados a 5 m de altura.

A precipitação pluviométrica foi medida por meio de um pluviômetro de balança modelo TR-525M (Texas Electronics, Inc., Dallas, TX, USA) instalado a 5 m de altura do solo.

A velocidade do vento foi medida por meio de um anemômetro modelo 03101, (R.M. Young Company) instalado a 5 e a 18 m de altura do solo.

A fonte de energia da torre micrometeorológica é um sistema constituído por duas baterias de capacidade de 150 Ah, alimentadas por um painel solar modelo SP65 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com 65 W de potência.

Os sensores foram conectados a um multiplexador modelo AM16/32A (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA) acoplado a um sistema de controle e armazenamento de dados modelo CR1000 (Campbell Scientific, Inc., Logan, UT, USA), com varredura a intervalos de 30 s e armazenamento de dados médios dos últimos 30 minutos.

A calibração dos instrumentos utilizados neste estudo foi feita antes da instalação dos mesmos na torre micrometeorológica, de modo que foram dispostos em mesma condição e registrando durante sete dias. A partir deste registro foram feitas curvas características de calibração para cada instrumento, tomando-se o valor médio daqueles que apresentavam variações de erro dentro dos limites especificados pelo fabricante, como padrão secundário.

### 3.3. ESTIMATIVA DA OFERTA HÍDRICA DO AMBIENTE

Na caracterização da oferta hídrica do ambiente foram consideradas as seguintes variáveis primárias obtidas das medições micrometeorológicas: precipitação pluviométrica ( $P$ ), evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ), evapotranspiração real ( $ET_r$ ) e umidade do solo ( $q$ ). Neste caso, a  $ET_o$  foi estimada segundo o método combinando FAO-Penman-Montheith (Allen et al. 2006) considerando os dados disponíveis de temperatura do ar máxima e mínima, velocidade do vento, umidade relativa, e insolação. Em alguns momentos, quando o pluviômetro da estação microclimatológica teve problemas operacionais, alguns dados de  $P$  foram obtidos da estação meteorológica Padre Ricardo Remetter ( $15^{\circ}47'11''$  S,  $56^{\circ}04'17''$  W a 140 m.a.n.m), vinculada ao 9º Distrito Meteorológico do INMET e situada na Fazenda Experimental da Universidade Federal de Mato Grosso, a 30 km a sudoeste de Cuiabá, e a 15 km a sudoeste da área experimental deste trabalho. O dado de insolação foi utilizado para estimar a radiação líquida segundo o Boletim nº 53 da Food and Agricultural Organization - FAO (ALLEN et al., 2006).

A  $P$  também foi estudada considerando uma discriminação dos períodos sazonais. Utilizou-se nessa discriminação os valores de  $P$  críticos adotados por Andrade et al. (2008), porém com uma modificação. Ao invés das quatro classificações empregadas pelos autores, neste trabalho classificaram-se como dentro do período seco a pouco chuvoso ( $SPC$ ) aqueles meses cujo valor de  $P$  acumulado no mês fosse inferior a 100 mm e dentro do período chuvoso a muito chuvoso ( $CMC$ ) aqueles meses cujo valor de  $P$  acumulado no mês fosse maior ou igual a 100 mm.

Além destas, foram consideradas também variáveis secundárias obtidas a partir do balanço hídrico sequencial, como a evapotranspiração real obtida do balanço hídrico ( $ET_{rBH}$ ), a  $AD$ , o  $Déf$  e o  $Exc$ .

A série de dados empregado para avaliar as variáveis primárias foi a partir do dia 10 de abril de 2009 até o dia 31 de dezembro de 2012, sendo que para  $P$  e  $ET_o$  os dados existentes são a partir do dia 1 de abril de 2009, ao passo que, para avaliar as variáveis secundárias foi a partir de 13 de fevereiro de 2010 até 31 de dezembro de 2012, uma vez que uma das premissas do balanço hídrico sequencial é que ele tenha

início em um momento específico que garanta que o solo esteja com o teor de umidade igual à sua capacidade de água disponível (*CAD*).

### 3.3.1. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL

O balanço hídrico sequencial (*BHS*) foi estimado segundo o método proposto por Thornthwaite & Mather (1955).

Primeiramente foram realizadas determinações da profundidade efetiva do solo (*z*) ao redor da torre micrometeorológica com o intuito de empregar um valor médio representativo da área de estudos.

Pela mesma razão, foram retiradas 30 amostras de solo indeformadas com anel volumétrico de volume conhecido, com a finalidade de se estimar o valor médio da densidade aparente. Em seguida as amostras foram levadas para o laboratório, onde foram colocadas em estufa a 105° por 24 h até que o peso se mantivesse constante. Ao fim desse processo foi feito o cálculo:

$$\rho = \frac{Ms}{Va} \quad (\text{Equação 1})$$

$\rho$  Densidade aparente em g cm<sup>-3</sup>

$Ms$  Massa de solo seco em g

$Va$  Volume do anel em cm<sup>3</sup>

A capacidade de campo (*CC*) e o ponto de murcha permanente (*PMP*) e outras medidas da profundidade efetiva do solo (*z*) foram estimados por Lucena et al. (artigo em preparação)<sup>1</sup>. Para todas essas variáveis, determinou-se com o programa Excel 2010 da Microsoft, pelo método de *bootstrap*, os seus valores médios e intervalos de confiança não paramétricos a 95% (Christie, 2004), sendo os limites superior e inferior empregados posteriormente como referências na programação da ferramenta Solver do Excel 2010, que foi utilizada para estimar os valores dessas variáveis representativos da área experimental.

Durante o processo iterativo de solução do Solver, a capacidade de água disponível (*CAD*) foi obtida segundo a Equação 2.

$$CAD = \left( \frac{CC - PMP}{100} \right) \times \rho \times z \quad (\text{Equação 2})$$

Onde:

- CAD* capacidade de água disponível em mm,  
*CC* umidade da capacidade de campo em % peso,  
*PMP* umidade do ponto de murcha permanente em % peso,  
 $\rho$  densidade aparente do solo em  $\text{g cm}^{-3}$ ,  
*z* profundidade efetiva do solo em cm.

A *ET<sub>o</sub>* foi estimada de acordo com o método combinando FAO-Penman-Montheith (Allen et al. 2006), a partir dos dados obtidos da Estação Padre Ricardo Remetter:

$$ET_o = \frac{0,408 \times \Delta(Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \times u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (\text{Equação 3})$$

Onde:

- ET<sub>o</sub>* Evapotranspiração de referência ( $\text{mm d}^{-1}$ ),  
*Rn* Saldo de radiação na superfície ( $\text{mm d}^{-1}$ ),  
*G* Fluxo de calor no solo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$ ),  
*T* Temperatura média do ar a 2 m de altura ( $^{\circ}\text{C}$ ),  
*u<sub>2</sub>* Velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ ),  
*e<sub>s</sub>* Pressão de saturação de vapor de água (kPa),  
*e<sub>a</sub>* Pressão atual de vapor de água (kPa),  
(*e<sub>s</sub>* - *e<sub>a</sub>*) Déficit de pressão de vapor de água (kPa),  
 $\Delta$  Inclinação da curva de pressão de vapor de água ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ),  
 $\gamma$  Constante Psicrométrica ( $\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ).

Segundo Allen et al. (2006) como a magnitude de *G* sob a superfície de referência é relativamente pequena, esta pode ser desprezada.

De posse dos valores de *P* e de *ET<sub>o</sub>* diários, deu-se início ao cálculo do *BHS* empregando-se uma planilha eletrônica no programa Excel 2010 da Microsoft para realizar os cálculos. Na realidade, considerando que os valores de *CC*, de *PMP*, de *z* e de  $\rho$  deveriam ser representativos da área experimental, utilizou-se uma aproximação com o emprego da função Solver do programa Excel da Microsoft, na qual essas variáveis foram também estimadas.

Essa ferramenta do Excel permite estimar variáveis segundo um procedimento lógico que obedece, em primeiro lugar, a uma restrição imposta dos limites superior e inferior dos valores possíveis que as variáveis podem apresentar. Neste caso, para ambas as aproximações, foram empregados como limites possíveis dos valores de  $CC$ , de  $PMP$ , de  $z$  e de  $\rho$  o resultado da análise do intervalo de confiança da média, resultantes das medidas feitas na área de trabalho. Em segundo lugar, é preciso estabelecer uma razão do funcionamento da ferramenta. Em geral, ela “resolve” as estimativas das variáveis solucionando um “problema”. Neste caso, para a aproximação utilizada, considerou-se como “problema” a necessidade de que o valor do erro médio absoluto entre evapotranspiração real obtida pelo balanço hídrico ( $ETr_{BH}$ ) e  $ETr$  fosse o mínimo possível. O erro médio absoluto ( $EMA$ ) é calculado segundo a Equação 4 (Willmott & Matsuura, 2005).

$$EMA = [n^{-1} \sum_{i=1}^n |e_i|] \quad (\text{Equação 4})$$

Onde:

$n$   $ETr$

$e_i$  Diferença entre  $ETr$  e  $ETr_{BH}$

Os cálculos normais relativos ao método do  $BHS$  são os seguintes:

A partir dos dados das colunas que contém os valores de  $P$  e de  $ETo$ , calcula-se numa próxima coluna o valor de  $P - ETo$ . Essa diferença é utilizada no cálculo da disponibilidade de água no solo, mais especificamente quando é menor que zero. O início do  $BHS$  se deu após uma sequência de dias em que  $P - ETo > 0$  a fim de que a água disponível ocupasse a sua capacidade máximo no solo ( $AD = CAD$ ), como premissa do próprio método.

Em seguida foi feito o preenchimento da coluna “Negativo Acumulado” ( $NAC$ ) que expressa o somatório da sequência de valores negativos da coluna  $P - ETo$ .

Simultaneamente se insere a coluna de  $AD$  que é a quantidade de água armazenada pelo solo levando em consideração que:

$$\text{Se } P \geq ETo: \quad (\text{Equação 5})$$

$$\text{Se } AD_{ant} + (P - Eto) \geq CAD \Rightarrow AD = CAD \quad (\text{Equação 6})$$

$$\text{Se } AD_{ant} + (P - Eto) < CAD \Rightarrow AD = AD_{ant} + (P - Eto) \quad (\text{Equação 7})$$

$$\text{Se } P < ETo \Rightarrow AD = CAD \times e^{\frac{-NAC}{CAD}} \quad (\text{Equação 8})$$

Onde:

$P$  precipitação pluviométrica em  $\text{mm d}^{-1}$

$ETo$  evapotranspiração de referência em  $\text{mm d}^{-1}$

$AD$  água disponível em  $\text{mm}$

$AD_{ant}$  água disponível no dia anterior em  $\text{mm}$

$NAC$  negativo acumulado  $\text{mm}$

$CAD$  capacidade de água disponível em  $\text{mm}$

Logo depois de preenchida a coluna de água disponível, foi estimada a evapotranspiração real pelo balanço hídrico ( $ETr_{BH}$ ), onde foi levado em consideração que:

$$\text{Se } P \geq ETo \Rightarrow ETr_{BH} = ETo \quad (\text{Equação 9})$$

$$\text{Se } P < ETo \Rightarrow ETr_{BH} = P + AD_{ant} - AD \quad (\text{Equação 10})$$

Onde:

$ETr_{BH}$  evapotranspiração obtida pelo balanço hídrico em  $\text{mm d}^{-1}$

(e) Em seguida procedeu-se a estimativa do déficit hídrico ( $Déf$ ), sendo o mesmo calculado pela equação:

$$Déf = ETo - ETr_{BH} \quad (\text{Equação 11})$$

(f) Finalmente, calculou-se o excedente hídrico ( $Exc$ ) de acordo com o exposto abaixo:

$$\text{Se } AD_{ant} + (P - Eto) \geq CAD \Rightarrow Exc = P - ETo \quad (\text{Equação 12})$$

$$\text{Se } AD_{ant} + (P - Eto) < CAD \Rightarrow Exc = 0 \quad (\text{Equação 13})$$

### 3.3.2. ÍNDICE AGROCLIMÁTICO RADAM BRASIL.

O Índice agroclimático (*IA*) indica a aptidão climatológica do local, baseado no balanço hídrico, para fins de caracterização da capacidade de uso dos recursos naturais. O índice é calculado segundo RADAM BRASIL (1982).

$$IA = \frac{\sqrt{P \times ETr}}{ET_0} \times 100 \quad (\text{Equação 14})$$

O os valores de *IA* indicam a classe de aptidão do solo. Esses valores são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1: Valores e respectivas classes de aptidão segundo RADAM BRASIL.

Índice Agroclimático	Aptidão
<10	Área apta para conservação
10 – 25	Área de florista
25 – 40	Área para pasto e pecuária
40 – 55	Uso intermediário
55 – 70	Agricultura geral
70 – 85	Lavoura temporária
85 – 115	Uso não restrito

### 3.3.2. ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO REAL

A evapotranspiração real (*ETr*), foi calculada a partir do método da razão de Bowen para estimativas de *H* e *LE*, segundo as Equações 15 - 20.

$$Rn = G + H + LE \quad (\text{Equação 15})$$

*Rn* é o saldo de radiação em MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup> medido pelo saldo radiômetro, *G* é o valor médio do fluxo de calor no solo em MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> medido no fluxímetro, *H* é a densidade de fluxo de calor sensível e *LE* de calor latente, ambos em MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>.



Através da razão de Bowen ( $\beta$ ) procedeu-se o calculo para estimativa da evapotranspiração.

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (\text{Equação 16})$$

$$H = \beta \times LE \quad (\text{Equação 16.1})$$

Substituindo  $H$  na equação 15, tem-se:

$$LE = \frac{(Rn-G)}{(\beta+1)} \quad (\text{Equação 17})$$

Como a densidade de fluxo de calor latente é dada em MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>, foi necessário fazer transformação para mm dia<sup>-1</sup> dividindo  $LE$  pelo calor latente da água ( $L$ ), sendo  $L$  determinado em função da temperatura.

$$L = 1,91846 \times 10^6 \times \left( \frac{T+273}{(T+273)-33,91} \right)^2 \quad (\text{Equação 18})$$

### 3.4. ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS

As análises estatísticas empregadas neste trabalho foram as seguintes: (a) para realizar a calibração dos sensores micrometeorológicos (placas de fluxo de calor no solo e termohigrômetros), foram tomadas as médias aritméticas de uma série de medidas daqueles que apresentavam o menor erro entre si, dentro do limite aceito pelo fabricante, sendo estas utilizadas como padrão secundário. Esse padrão secundário foi usado como referência para a construção de uma curva de calibração que, neste caso, foi uma equação linear do primeiro grau; (b) para a calibração dos TDRs, foram tomadas várias medidas da umidade do solo medida pelo método gravimétrico sendo estas usadas como referência para ajustar uma curva de

calibração dos sinais dos sensores; (c) para identificar as médias e intervalos de confiança não paramétricos das variáveis  $CC$ ,  $PMP$ ,  $z$  e  $\rho$ , foi utilizada a técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição; (d) para estimar as diferenças entre  $ETr_{BH}$  e  $ETr$  foi empregado o erro médio absoluto e (e) para identificar quão significativas eram as diferenças entre  $ETr_{BH}$  e  $ETr$  foi utilizado o índice de concordância de Willmott.

O índice de concordância ( $d$ ) é calculado segundo Willmott (1982).

$$d = 1 - [\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / \sum_{i=1}^n (|P_i| + |O_i|)^2] \quad (\text{Equação 19})$$

Onde:

$P_i$      $ETr$

$O_i$      $ETr_{BH}$

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1. CARACTERIZAÇÃO FÍSICA DO SOLO

Os resultados analíticos que apresentados na Tabela 2 se referem a uma amostragem ampla realizada em diferentes pontos da Fazenda Miranda, cuja finalidade foi justamente a de caracterizar a variabilidade dos valores de cada variável.

Tabela 2: Valores médios e respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de "bootstrap" com 1000 reamostragens com reposição para as propriedades físicas do solo da área experimental na Fazenda Miranda. Cada um dos componentes do solo apresentam, entre parênteses, os seus limites de diâmetro ( $\phi$ ).

Variável	Valor médio	Limite superior (95%)	Limite inferior (95%)
Calhaus ( $200 \text{ mm} \geq \phi > 20 \text{ mm}$ )	9,12	10,82	7,53
Cascalho ( $20 \text{ mm} \geq \phi > 2,0 \text{ mm}$ )	32,77	36,35	28,89
Terra fina ( $\phi \leq 2,0 \text{ mm}$ )	58,01	62,97	53,41
Teor de areia ( $2,0 \text{ mm} \geq \phi > 0,02 \text{ mm}$ )	83,33	84,09	82,53
Teor de silte ( $0,02 \text{ mm} \geq \phi > 0,002 \text{ mm}$ )	3,53	4,02	3,11
Teor de argila ( $\phi \leq 0,002 \text{ mm}$ )	13,13	13,87	12,48
<i>CC</i>	14,17	15,73	12,60
<i>PMP</i>	2,54	2,71	2,37
<i>z</i>	765,8	906,2	624,2

$\rho$	1,58	1,66	1,49
--------	------	------	------

Nota: a soma dos teores de calhaus, cascalho e terra fina é de 100%. Da mesma forma, a soma dos teores de areia, silte e argila é de 100%. Todos dados originais das variáveis da tabela foram cedidos por Lucena et al.<sup>1</sup>, com exceção da densidade aparente, que foi obtida a partir de 30 amostras aleatórias do mesmo sítio experimental, tomadas com anéis volumétricos.

## 4.2. CARACTERIZAÇÃO DA OFERTA HÍDRICA DO AMBIENTE

A dinâmica temporal das variáveis ambientais primárias que caracterizam a oferta hídrica do ambiente podem ser visualizadas nas Figuras 2 – 7. Nota-se claramente que as variáveis apresentam diferenças tanto sazonais como inter-anuais significativas.

Do ponto de vista sazonal, na precipitação ( $P$ ) (Figura 3) houve diferenças entre os meses mais chuvosos e os mais secos em todos os anos analisados. Segundo Giambelluca et al. (2009), a sazonalidade de  $P$  é característica da região de Cerrado, o que confere a região duas estações bem definidas (uma chuvosa e outra seca).

Contudo, esses mesmos meses mais chuvosos e mais secos variam interanualmente. Por exemplo, o mês mais chuvoso do ano de 2009 foi o de outubro (274-304) e dezembro (dia juliano 335-365), o de 2010 foi o de janeiro (1-31), o de 2011 foi o de fevereiro (32-59) e de 2012 foi o de novembro (306-335). O mês mais seco de 2009 foi o de agosto (213-243), o de 2010 foi de junho (152-181), o de 2011 foi o de julho (182-212) e 2012 foram os meses de julho e agosto (183-244).

Interanualmente, durante os períodos seco a pouco chuvoso ( $SPC$ ) e chuvoso a muito chuvoso ( $CMC$ ) não foram verificadas diferenças significativas nos valores médios dos totais mensais de  $P$  (Figura 2C). Contudo do ponto de vista dos totais de  $P$  nesses mesmos períodos, notam-se diferenças interanuais (Figura 2, A e B), o que significa que é a duração do período e não a quantidade média de chuva a responsável por tais diferenças.

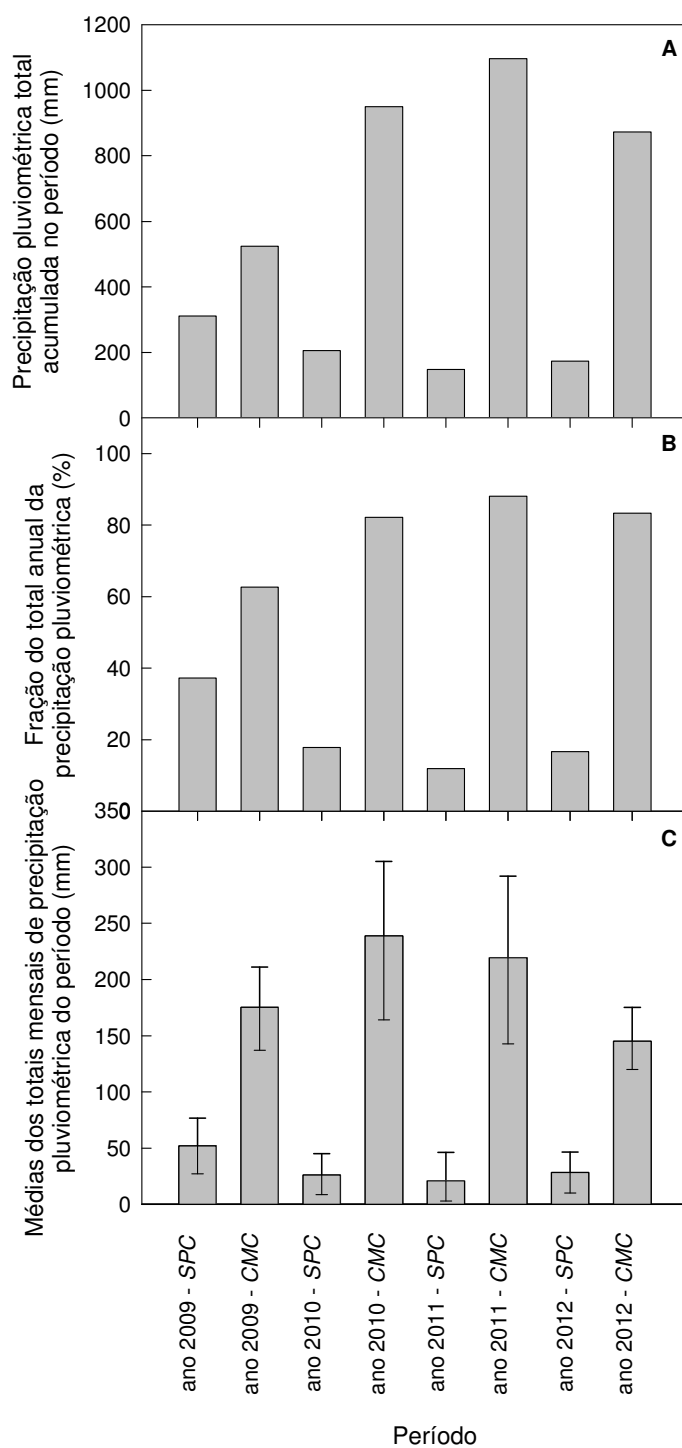


Figura 2: Análise da precipitação pluviométrica ( $P$ ) por período sazonal: seco a pouco chuvoso ( $SPC$ ) e chuvoso a muito chuvoso ( $CMC$ ).

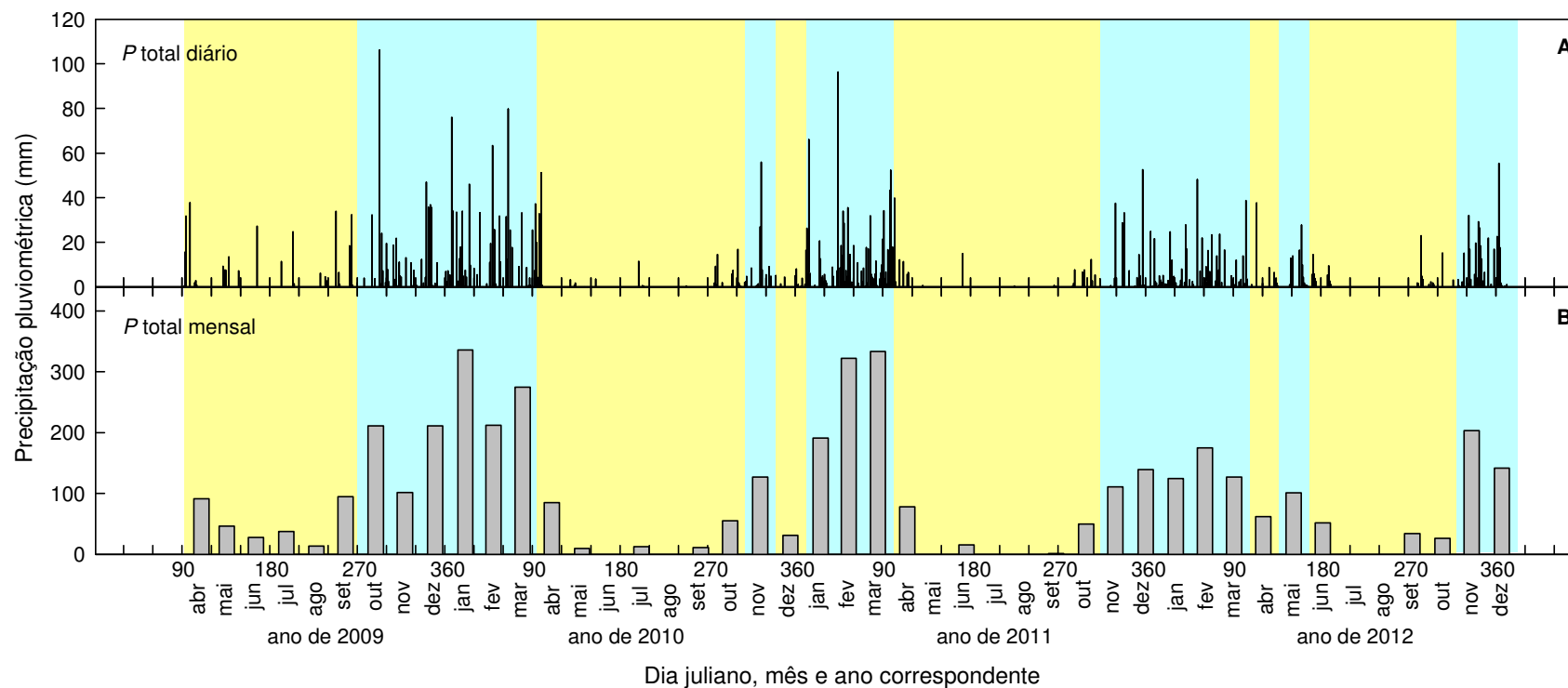


Figura 3: Dinâmica da precipitação pluviométrica (P) durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta os totais diários e o B os totais mensais. Em azul o período chuvoso a muito chuvoso e em amarelo, seco a pouco chuvoso.

O mesmo padrão sazonal e interanual observado para  $P$  também se observa para Evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) (Figura 3). Nota-se que, o mês com maior demanda evaporativa da atmosfera do ano de 2009 foi o de outubro (dia juliano 274-304), o de 2010 foi o de dezembro (335-365), o de 2011 foi o de novembro (305-334) e de 2012 foi o de outubro (275-305). O mês de menor demanda evaporativa da atmosfera de 2009 foi o de junho (152-181), o de 2010 foi de julho (182-212), o de 2011 foi o de junho (152-181) e 2012 foi o mês de junho (153-182).

Os maiores valores de  $ET_o$  ocorreram nos meses mais chuvosos, o que pode ter sido causado pelas temperaturas elevadas. Segundo Allen et al. (2006) a temperatura e umidade elevadas estão entre os principais parâmetros que afetam a evapotranspiração de referência.

Interanualmente nota-se que houve diferença significativa nos valores de  $ET_o$  durante o período analisado. Para os meses de maior demanda evaporativa da atmosfera os anos de 2009 e 2010 diferiram significativamente de 2011. Para os meses de menor demanda evaporativa da atmosfera, nota-se que, houve diferença significativa somente entre 2009 e 2011.

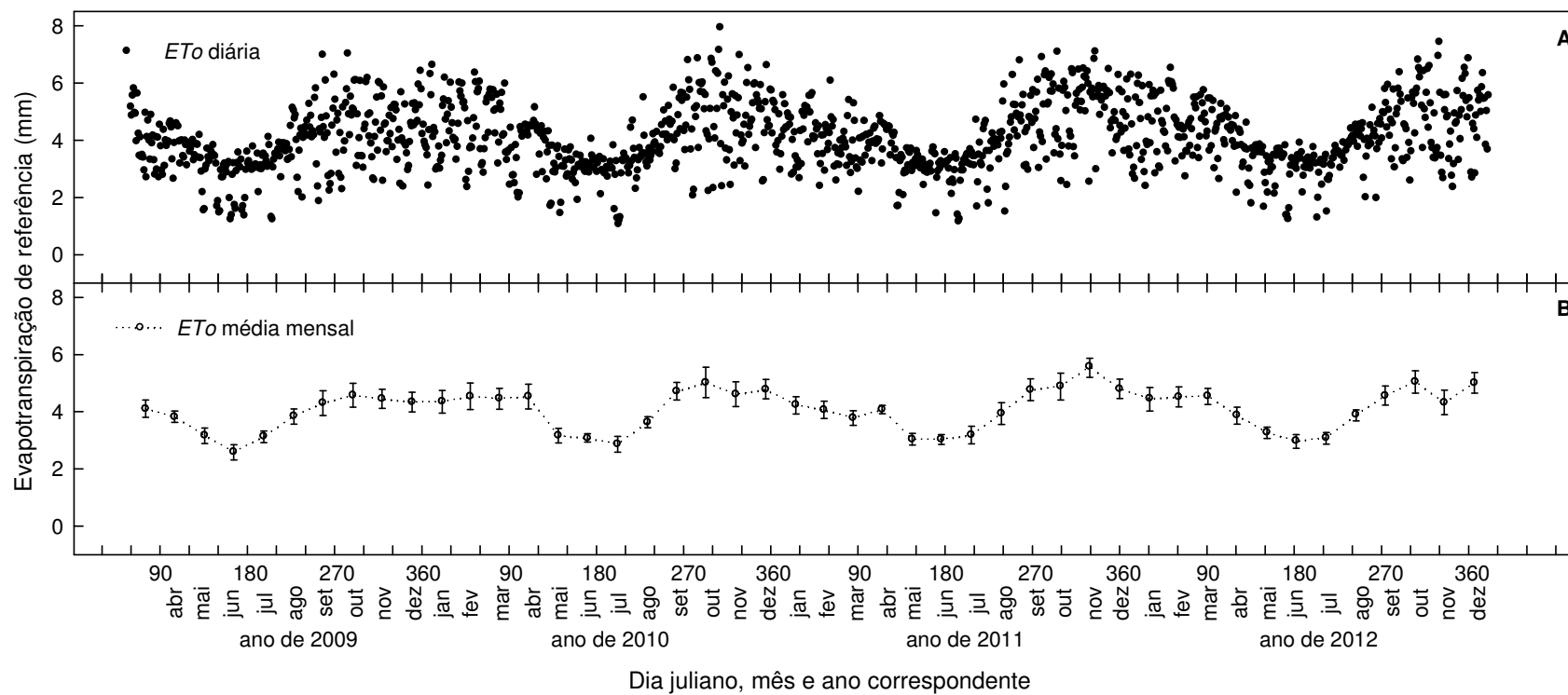


Figura 4: Dinâmica da evapotranspiração de referência (ETo) durante o período de 1 de março de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.



Para ambos os solos, a umidade ( $q$ ) varia sazonalmente, porém, o solo pedregoso apresentou maiores valores de umidade que o solo arenoso para o período observado (Figura 5 e 6). Da mesma forma como para as variáveis  $P$  e  $ET_o$ , os meses em que os solos se encontravam mais úmidos ou mais secos variaram interanualmente.

Em 2009 o mês em que o solo esteve mais úmido foi dezembro (dia juliano 335-365), o de 2010 foi o mês de janeiro (1-31), o de 2011 foi o de março (60-90) e de 2012 foi o de dezembro (336-366). O mês mais seco de 2009 foi o de agosto (213-243), o de 2010 foi de junho (152-181), o de 2011 foi o de setembro (244-273) e 2012 foi o mês de agosto (214-244).

A umidade do solo se mostrou muito dinâmica, variando conforme o regime de chuva no período. Nota-se que para os anos de 2009 e 2010 os maiores valores de  $q$  coincidiram com os maiores valores  $P$  no mesmo mês (Figura 3), porém, para os anos de 2011 e 2012 a umidade do solo apresentou uma defasagem de um mês em relação à precipitação.

Interanualmente, para o período analisado foram verificadas diferenças significativas de  $q$  para os meses em que o solo estava mais úmido, entre os anos de 2009 e 2011 entre 2010 e 2011 e entre 2011 e 2012. Já para os meses em que solo estava mais seco houve diferença significativa para todos os anos observados.

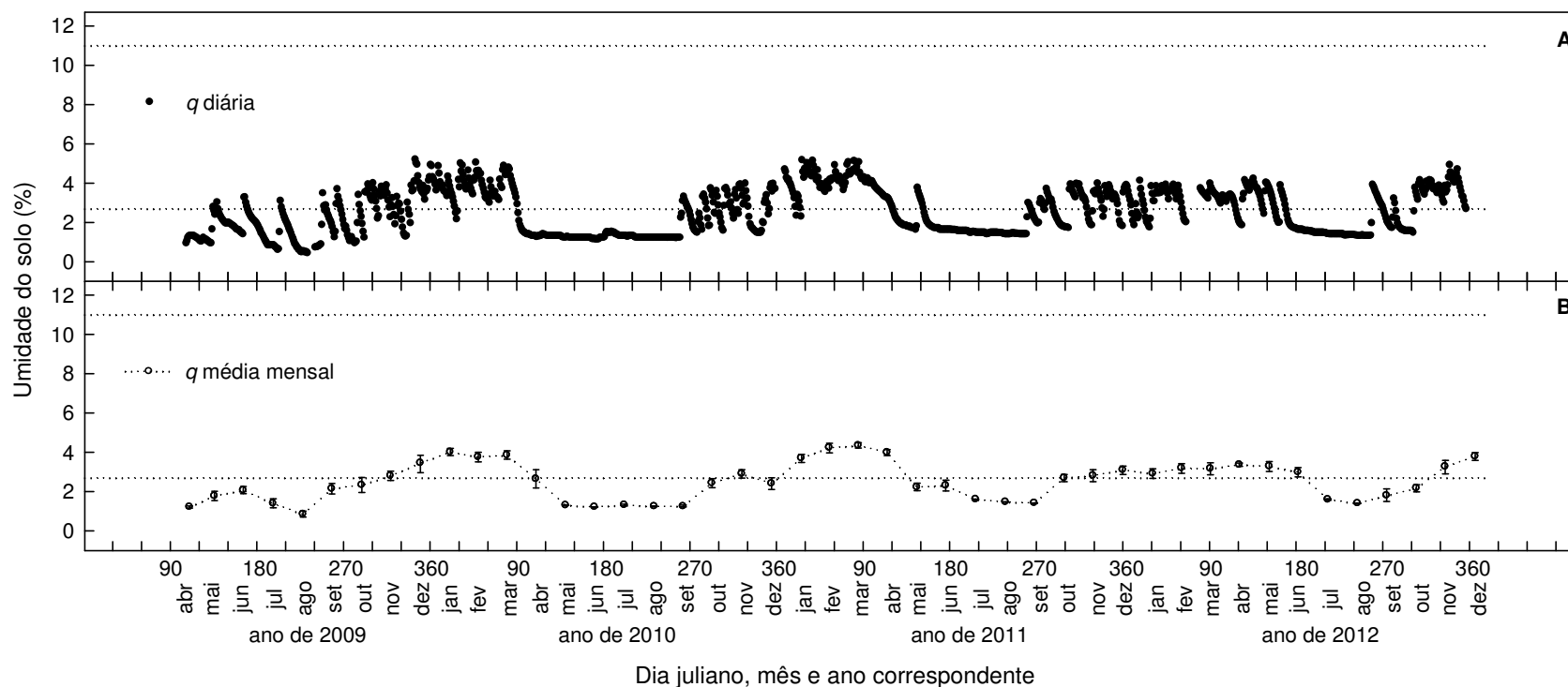


Figura 5: Dinâmica da umidade do solo ( $q$ ) arenoso durante o período de 10 de abril de 2009 de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. As linhas tracejadas apresentam os valores da capacidade de campo (superior) e ponto de murcha permanente (inferior) estimados a partir do balanço hídrico sequencial.

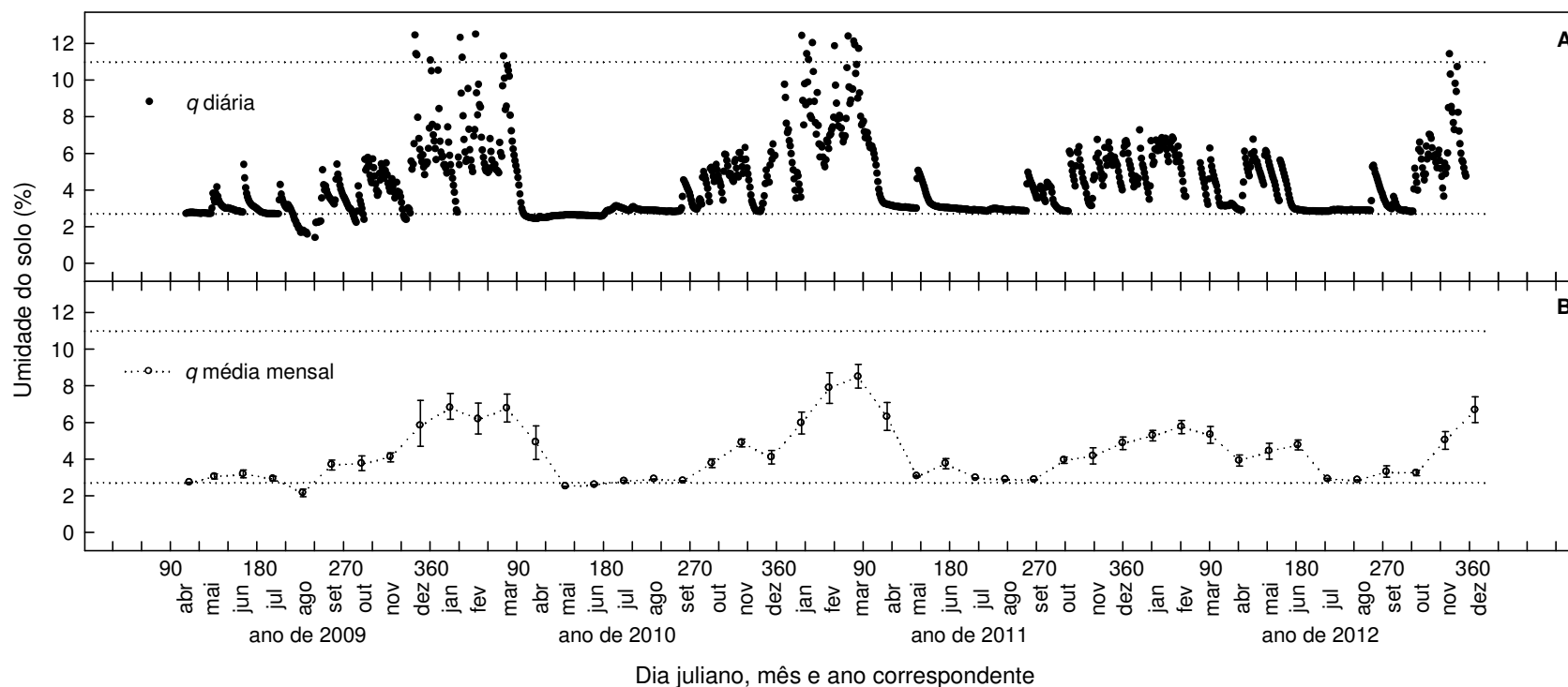


Figura 6: Dinâmica da umidade do solo ( $q$ ) pedregoso durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. As linhas tracejadas apresentam os valores de capacidade de campo (superior) e ponto de murcha permanente (inferior) estimados a partir do balanço hídrico sequencial.

No caso da evapotranspiração real ( $ET_r$ ) (Figura 7) obtida a partir dos dados calculados de  $LE$ , a variação sazonal de seus valores é ainda mais marcante do que aquela observada para  $ET_o$ . Os meses de maior  $ET_r$  foram de abril (dias juliano 91-120) e outubro a dezembro de 2009 (274-265), o de 2010 foram de janeiro a março (1-90), em 2011 foi o de dezembro (335-365) e 2012 os meses de janeiro a março (1-91). O menor valor em 2009 ocorreu no mês de agosto (213-243) e 2010 ocorreram no mês de agosto e setembro (213-273), em 2011 foram de julho a setembro (182-273) e em 2012 os meses de agosto e setembro (214-274).

Nota-se que os meses em que os valores de  $ET_r$  foi menor a umidade do solo também apresentou valores menores. Wever et al., (2002) ao estudarem a variação sazonal e interanual da evapotranspiração, balanço de energia e condutância da superfície em área de pastagem, notaram que a medida em que a umidade do solo diminuiu houve um decréscimo nos valores de fluxo de calor latente. Segundo Rodrigues (2011) sem disponibilidade de água no solo a energia não é utilizada na forma de  $LE$ .

Interanualmente, para o período analisado foram verificadas diferenças significativas de  $ET_r$ . Para os meses de maior  $ET_r$  foram verificadas diferença significativa de 2009 entre 2010 e 2011. Na comparação dos menores valores de  $ET_r$  o ano de 2009 diferiu significativamente de 2011 e 2012.

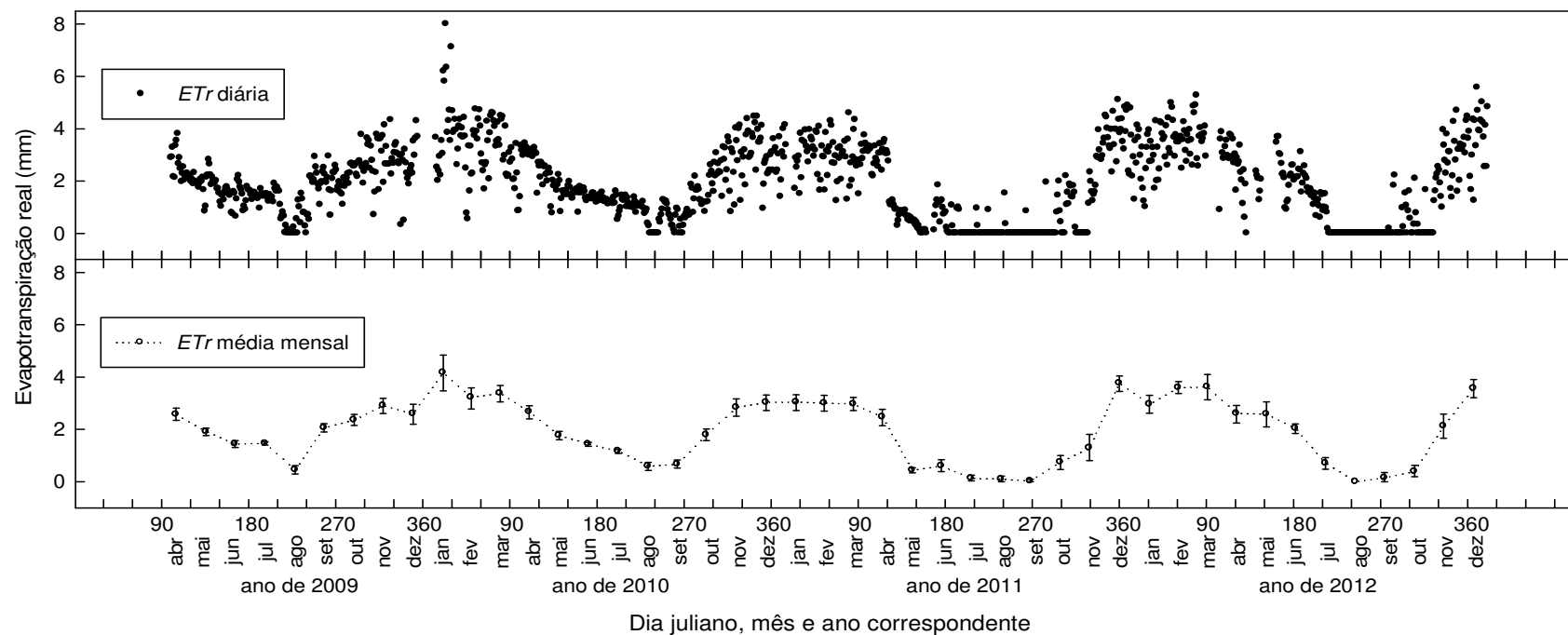


Figura 7: Dinâmica da evapotranspiração real (ETr) obtida a partir das estimativas da densidade de fluxo de calor latente por razão de Bowen durante o período de 10 de abril de 2009 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.

### 4.3. BALANÇO HÍDRICO SEQUENCIAL

Da aproximação empregada para a realização do balanço hídrico sequencial (*BHS*), escolheu-se aquela que apresentou a melhor estimativa de capacidade de campo (*CC*), de ponto de murcha permanente (*PMP*), de profundidade efetiva ( $z$ ) e de densidade aparente do solo ( $\rho$ ) em função do menor erro médio absoluto (*EMA*) possível entre evapotranspiração real pelo balanço hídrico ( $ET_{rBH}$ ) e evapotranspiração real medida (*ETr*) que, para esse caso foi igual a 0,83. Do ponto de vista de quão aproximados poderiam ser essas variáveis, as diferenças visuais entre  $ET_{rBH}$  e *ETr* podem ser observadas nas Figuras 7 e 10. Por outro lado, tais diferenças também podem ser identificadas nas Figuras 9 onde é identificado o valor do índice  $d$  de Willmott entre  $ET_{rBH}$  e *ETr*.

Para os valores de água disponível (*AD*), nota-se que houve variação sazonal para o período entre os meses de maior água disponível e entre os meses de menor água disponível (Figura 7). Os meses com maior *AD* de 2010 foram fevereiro e março (dia juliano 32-90), de 2011 foram fevereiro e março (32-90) e de 2012 foi o mês de fevereiro (32-60). Os meses de menor *AD* de 2010 foi setembro (244-273), de 2011 foram os meses de agosto e setembro (213-273) e de 2012 foi o de agosto e setembro (214-274). Durante o período de maior *AD*, 2010 e 2011 diferiu significativamente de 2012. No entanto, não houve diferença interanuais significativa entre os períodos de menor *AD*.

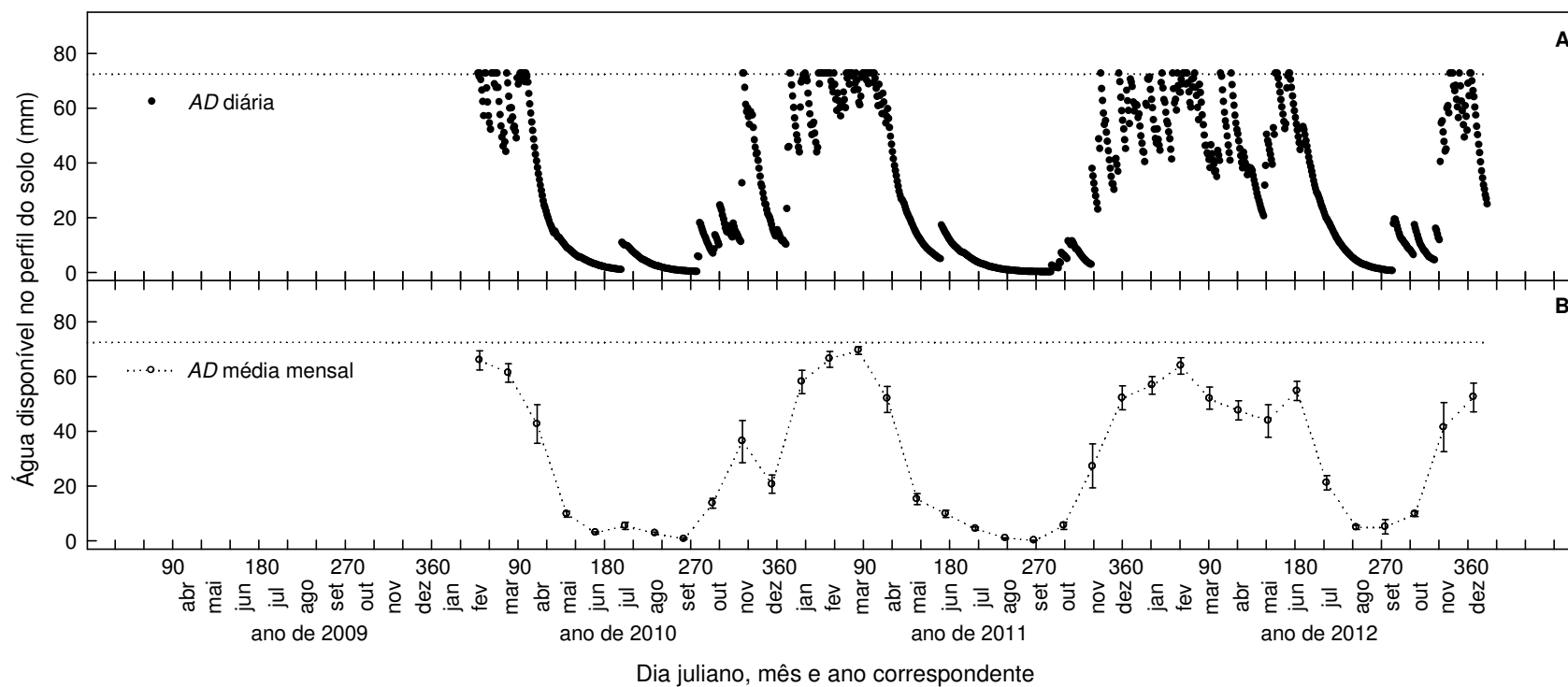


Figura 8: Dinâmica da água disponível no solo (AD) durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição. A linha tracejada indica a capacidade de água disponível no solo.

Na Figura 8 está apresentado o valor do índice de concordância ( $d$ ) de Willmott para as comparações entre  $ETr_{BH}$  e  $ETr$ . A relação entre  $ETr_{BH}$  e  $ETr$  apresentou índice de concordância ( $d = 0,862$ ). A partir da aproximação do *BHS*, as estimativas de  $CC$ , de  $PMP$ , de  $z$  e de  $\rho$  podem ser observadas na Tabela 3. A  $CC$  e  $PMP$ , apresentaram valores de 11,0% para  $CC$  e 2,71% para  $PMP$ . Para a profundidade efetiva o valor obtido foi de 587,0 mm abaixo do limite inferior obtido por bootstrap, já para  $z$  o ajuste obtido foi de 1,49 g cm<sup>-3</sup>, no limite inferior obtido pelo cálculo. Geralmente os solos do cerrado brasileiro são profundos, bem drenados e com boa capacidade de retenção de água (HARIDASAN, 2008), o que não se aplica ao cerrado da Baixada Cuiabana.

De maneira geral, os valores de  $CC$  obtidos pelo ajuste do *BHS* para o solo da Baixada Cuiabana são inferiores ao encontrados para os solos do cerrado brasileiro. Andrade & Stone (2011) em um trabalho da estimativa da umidade na capacidade de campo em solo sob Cerrado, obtiveram valores entre 23,9 e 24,9% de umidade na capacidade de campo. Já para o ponto de murcha permanente Bruno, (2004) obteve valores entre 7 e 10% de umidade.

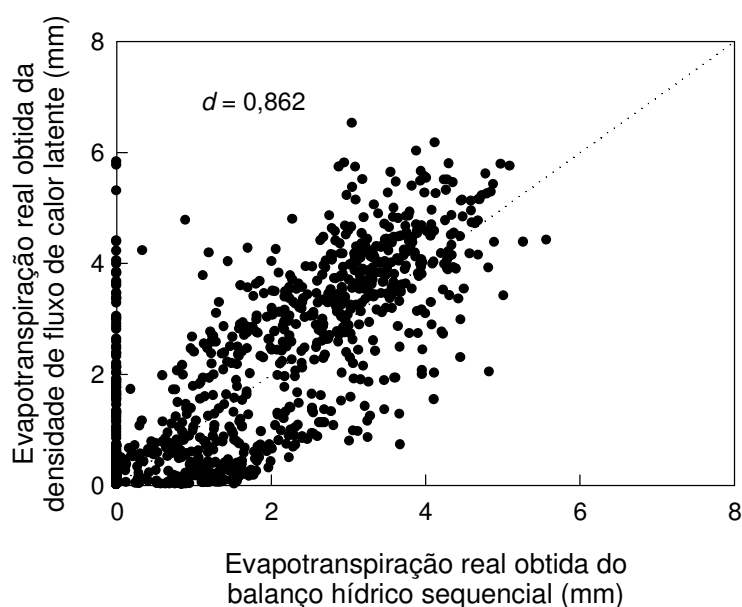


Figura 9: Relação entre os valores de evapotranspiração obtidos a partir do balanço hídrico sequencial e a partir de estimativas da densidade de fluxo de calor latente por razão de Bowen avaliada pelo índice de concordância de Willmott ( $d$ ). A linha tracejada representa a reta  $y = x$ .



Na Tabela 3 podem ser observados os valores de  $CC$ ,  $PMP$ ,  $z$  e  $\rho$  estimados a partir do cálculo do  $BHS$ . Para essa condição, a  $CAD$  foi igual a 72,5 mm; o que significa um valor inferior em 37,9% em relação ao padrão de 100 mm comumente adotado.

Tabela 3: Valores de capacidade de campo ( $CC$ ), ponto de murcha permanente ( $PMP$ ), profundidade efetiva do solo ( $z$ ) e densidade aparente do solo ( $\rho$ ) obtidos a partir do ajuste do balanço hídrico sequencial ( $BHS$ ).

Variável	Valores
$CC$	11,0
$PMP$	2,71
$z$	587,0
$\rho$	1,49

Nota: os valores de  $CC$  e  $PMP$  são dados em % (p/p), de  $z$  em mm e de  $\rho$  em  $g\ cm^{-3}$ .

As dinâmicas de  $AD$ , evapotranspiração real pelo balanço hídrico ( $ET_{rBH}$ ), déficit hídrico ( $Déf$ ) e excedente hídrico ( $Exc$ ) obtidas a partir dos resultados do  $BHS$  podem ser observadas nas Figuras 8, 10 – 12. Para a variável  $ET_{rBH}$  nota-se que houve variação sazonal para os períodos de maior e menor  $ET_{rBH}$  (Figura 10). Os meses de maior  $ET_{rBH}$  foram para 2010 os meses de janeiro e fevereiro (dia juliano 1-59), para 2011 foram os meses de janeiro a março (1-90) e dezembro (334-365) durante o ano de 2012 foram os meses de janeiro a março (1-91) e novembro e dezembro (306-366). Já para os meses de menor  $ET_{rBH}$  durante 2010 foi de junho a setembro (152-273), para 2011 foram os meses de agosto e setembro (213-273) e para 2012 foram os meses de agosto e setembro (214-274).

Os meses de maior  $ET_{rBH}$  não apresentaram interanualidade, por outro lado, os meses de menor  $ET_{rBH}$  apresentaram diferença interanuais significativa, onde 2012 diferiu de 2010 e 2011.

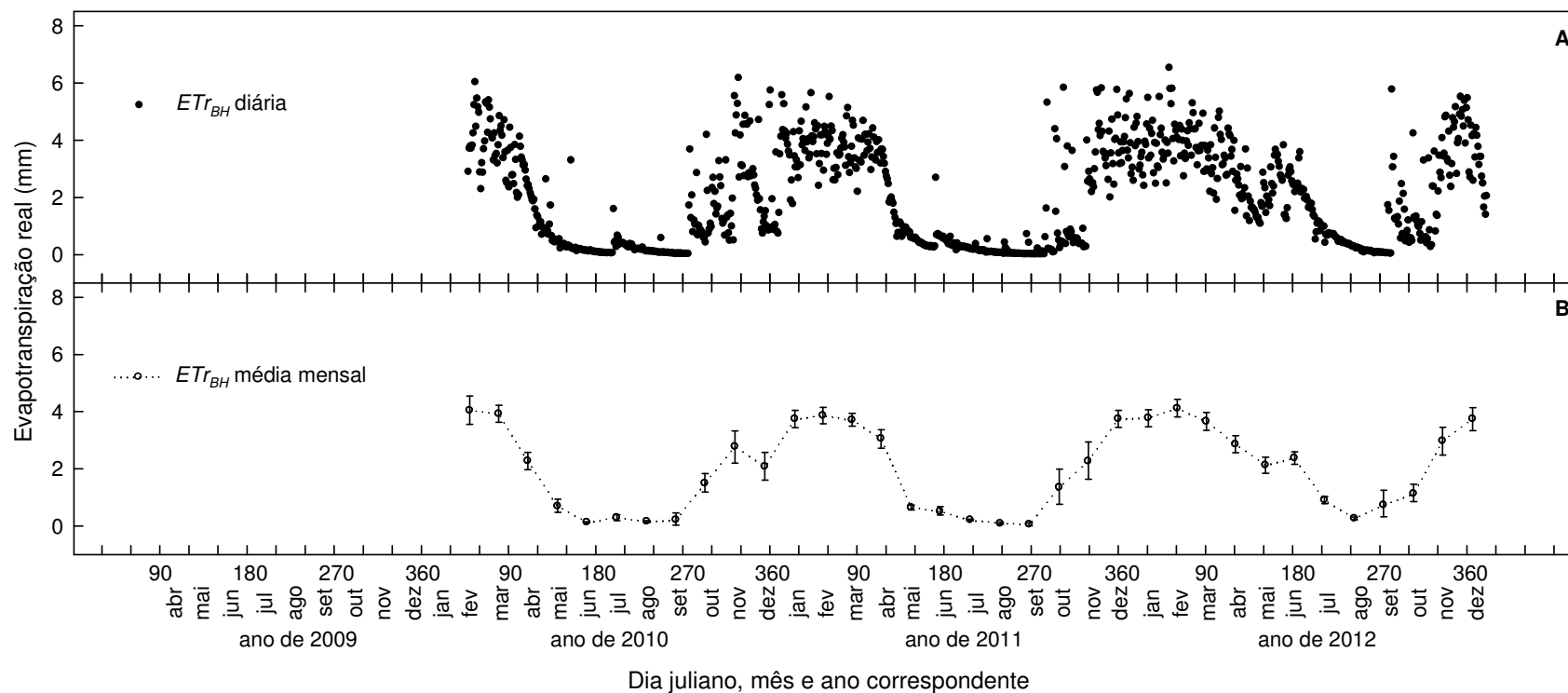


Figura 10: Dinâmica da evapotranspiração real ( $ETr_{BH}$ ) obtida do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.

Assim como para a variável  $ETr_{BH}$ , as variáveis déficit hídrico ( $Déf$ ) e excedente hídrico ( $Exc$ ) variaram sazonalmente apresentando diferenças significativas entre os períodos de maior e menor valores (Figura 11 e 12). Para  $Déf$  (Figura 11) os meses que apresentaram maiores valores em 2010 foram os meses de setembro e outubro (dia juliano 244-304), em 2011 foi o mês de setembro (244-273) e em 2012 foram os meses de julho a setembro (214-305). Já para os meses em que houve  $Exc$  (Figura 12) em 2010 foram os meses de fevereiro a abril (32-120) e dezembro (335-365), durante o ano de 2011 os meses foram de janeiro a abril (1-120) e dezembro (335-365) e para 2012 foram os meses de janeiro a maio (1-151) e novembro a dezembro (306-366).

Contudo, nota-se que interanualmente não houve diferença significativa entre os meses em apresentaram  $Déf$  e entre os meses que apresentaram  $Exc$ .

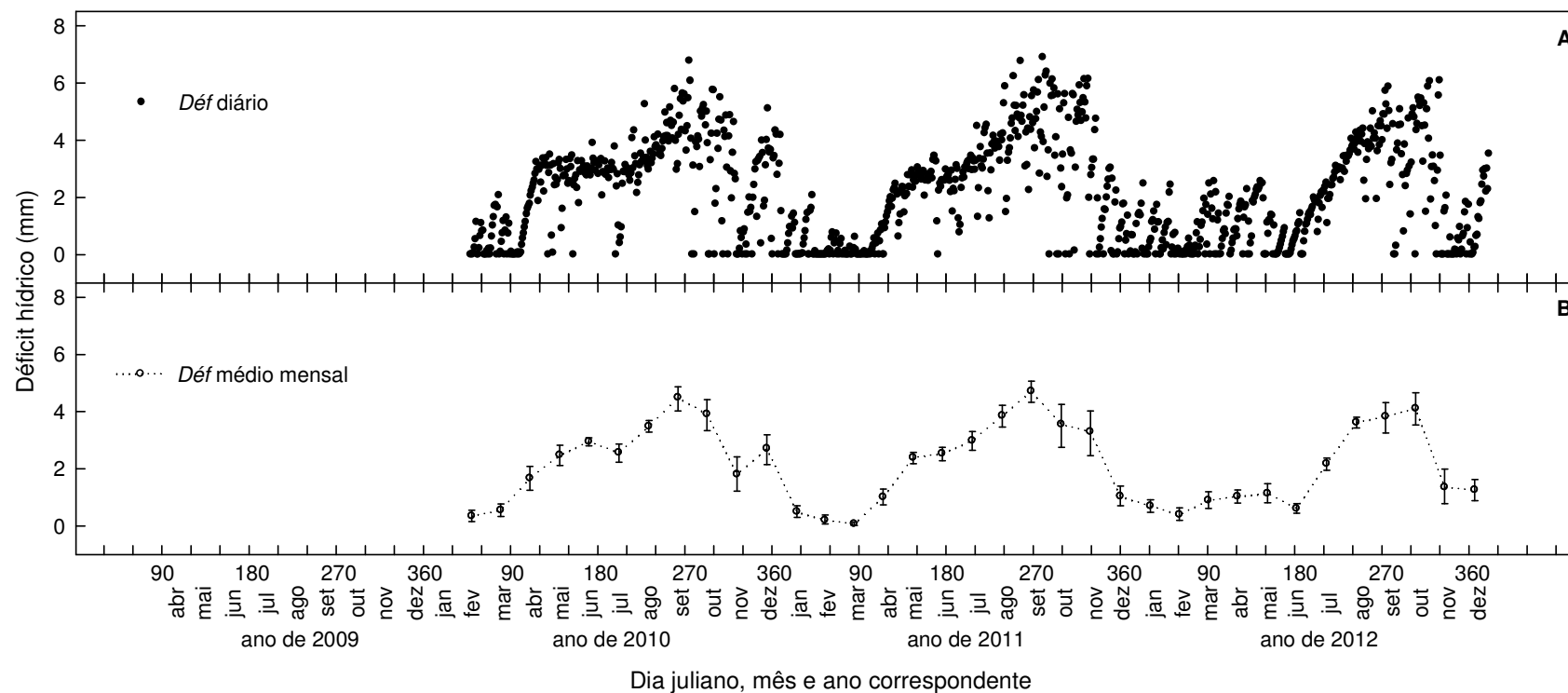


Figura 11: Dinâmica do déficit hídrico obtido do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.

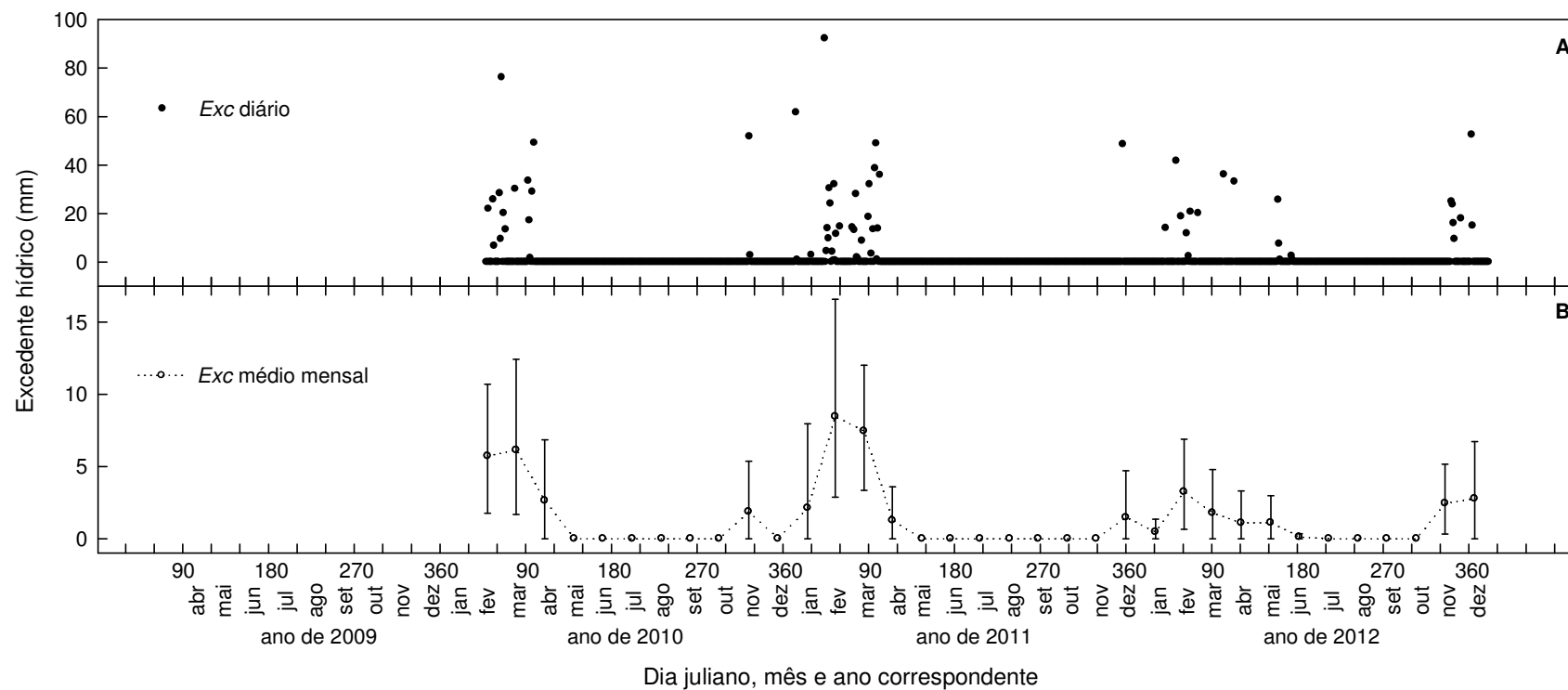


Figura 12: Dinâmica do excedente hídrico obtido do balanço hídrico sequencial durante o período de 13 de fevereiro de 2010 a 31 de dezembro de 2012. O painel A apresenta as médias diárias e o B as médias mensais com respectivos intervalos de confiança não paramétricos obtidos pela técnica de “bootstrap” com 1000 reamostragens com reposição.

Considerando os dados oriundos do *BHS*, o índice agroclimático para o ano de 2010 ficou 38,5% lembrando que para esse ano o mês de janeiro não entrou nessa determinação, para o ano de 2011 ficou em 54,4% e para o de 2012 em 51,6%. Considerando que para 2011 e 2012 se dispunha de todos os dados do ano, esse índice classifica o ambiente como sendo apto para uso intermediário. Apesar dessa classificação, contabilizando-se os déficits e excedentes mensais verifica-se que o ano de 2010 apresentou um déficit anual de 390,45 mm (sem considerar o mês de janeiro nessa contabilidade); o ano de 2011 um déficit anual de 173,22 mm e o de 2012 um déficit anual de 244,19 mm (Figura 13B). Nesse sentido o ambiente teve a tendência de propiciar, no período analisado, uma condição de estresse hídrico por falta de água. De maneira geral os meses de déficit hídrico variaram de maio a outubro, porém, no mês de dezembro de 2010 e janeiro de 2012 houve déficit hídrico (Figura 13A).

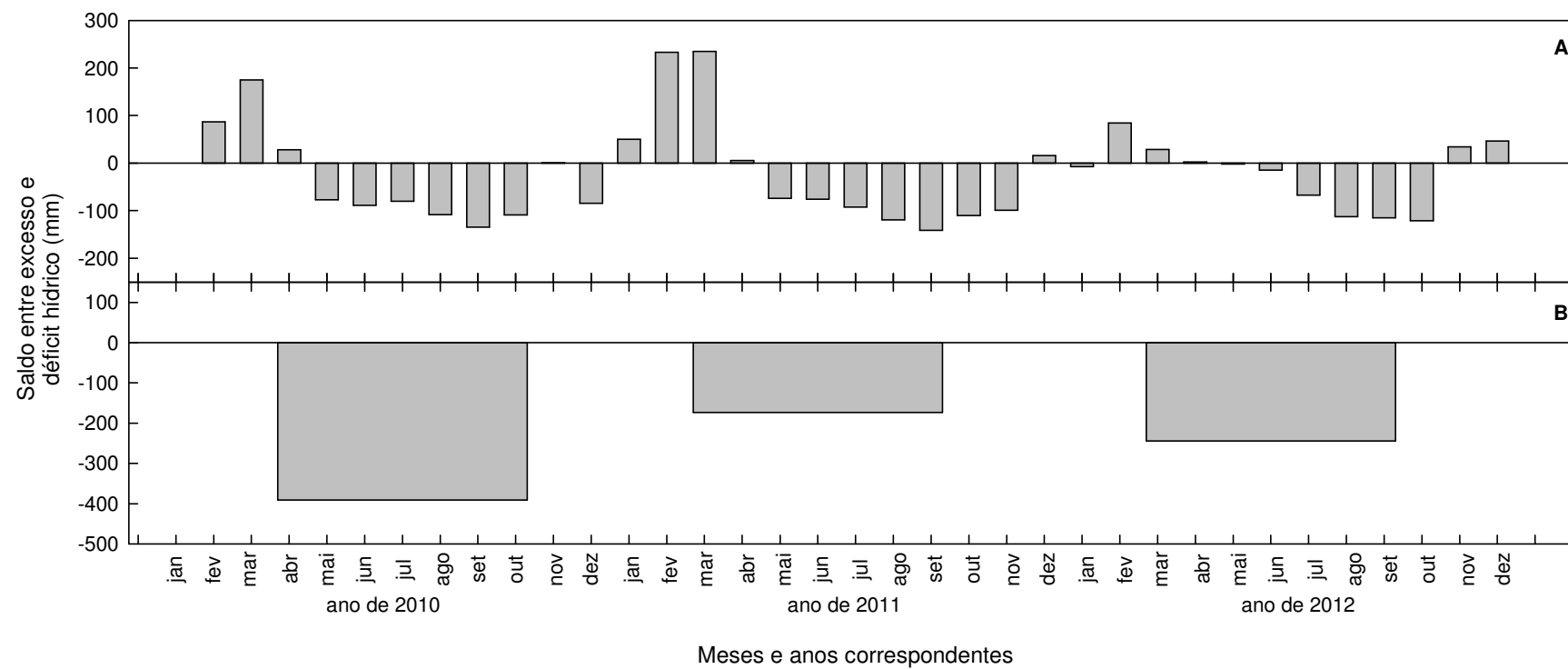


Figura 13: diferença entre excesso e déficit hídrico mensal (A) e anual (B) para o período compreendido entre 1 de fevereiro de 2010 e 31 de dezembro de 2012.

## 5. CONCLUSÕES

As duas hipóteses levantadas neste trabalho se revelaram corretas. Há diferenças significativas sazonais e inter-anuais nas variáveis que caracterizam a oferta hídrica do ambiente.

De igual forma, as variáveis consideradas no balanço hídrico como são a capacidade de campo, o ponto de murcha permanente, a densidade aparente e a profundidade efetiva do solo, são muito particulares do microambiente estudado e as inferências que vêm sendo empregadas considerando as generalizações dessas variáveis para as regiões dos Cerrados não se aplicam na Baixada Cuiabana. Os valores estimados de capacidade de campo e ponto de murcha permanente para este solo foi de 11,0 % e 2,71 % respectivamente. Já para a profundidade efetiva do solo estimada foi de 587,0 mm e a densidade aparente foi de 1,49 g cm<sup>-3</sup>.



## 6. BIBLIOGRAFIAS CITADAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. FAO, Roma, 2006. (FAO Riego y Drenaje).
- AMARAL, F.C.S., SANTOS, H.G., ÁGILO, M.L.D., DUARTE, M.N., PEREIRA, N.R., OLIVEIRA, R.P., CARVALHO JÚNIOR, W. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**: Mapeamento de Solos e Aptidão Agrícola das Terras do Estado de Minas Gerais. EMBRAPA, n.63, Rio de Janeiro, 2004.
- ANDRADE, R.S., PAIXÃO, F.J.R., AZEVEDO, C.A.V., GOUVEIA, J.P.G., OLIVEIRA JÚNIOR, J.A.S. Estudo do comportamento de períodos secos e chuvosos no município Garanhuns, PE, para fins de planejamento agrícola. **Pesquisa aplicada & Agrotecnologia**. Paraná v.1, n. 1, pag. 55-61, 2008.
- ANDRADE, R.S., STONE, L.F. Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado. **Rev. brasileira de eng. agrícola e ambiental**. Campina Grande. v. 15, n. 2, p. 111-116, 2011.
- 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, pag. 305-317, 2008.
- BRUNO, R.D. Variabilidade observada da umidade do solo em Floresta Tropical e Cerrado. **Dissertação** (Mestrado em Meteorologia), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. São Paulo, 184p. 2004.
- CARVALHO, H.P., DOURADO NETO, D., TEODORO, R.E.F., MELO, B. Balanço hídrico climatológico, armazenamento efetivo da água no solo e transpiração na cultura de café. **Bioscience Journal**. Uberlândia, v.27, n2, p 221-229, 2011.
- CHRISTIE, D. Computing Corner: Resampling with Excel. **Teaching Statistics**. vol. 26, n. 1, pag. 9-14, 2004.
- EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solo. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 412p, 1999.

- EITEN, G. Vegetação do Cerrado. Pp. 17-75. In: M.N. Pinto (org.). **Cerrado: caracterização, ocupação e perspectivas**. Brasília, Editora da UnB. 1994.
- GIAMBELLUCA, T.W., SCHOLZ, F.G., BUCCI, S.J., MEINZER, F.C., GOLDSTEIN, G., HOFFMANN, W.A., FRANCO, A.C., BUCHERT, M.P. Evapotranspiration and energy balance of Brazilian savanas with contrasting tree density. **Agricultural and Forest Meteorology**. n. 149, pag. 1365-1376, 2009.
- HARIDASAN, M. Observations on soils, foliar nutrient concentration and floristic composition of cerrado *sensu stricto* and cerradão communities in central Brazil. Pp.171-184. In: P.A. Furley; J. Proctor & J.A. Ratter (eds.). **Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries**. London, Chapman & Hall Publishing, 1992.
- HARIDASAN, M. Nutritional adaptations of native plants of the cerrado biome in acid soils. **Braz. J. Plant Physiol.** v. 3, n. 20, pag. 183-195, 2008
- MACHADO, E.C., LAGÔA, A.M.M.A. Trocas gasosas e condutância estomática em três espécies de gramíneas. **Bragantia**, v. 2, n. 53, pag. 141-149, 1994.
- NAGLEIR, P.L., SCOTT, R.L., WESTENBURG, C., CLEVERLY, L.R., GLENN, E.P., HUETE, A.R. Evapotranspiration on western U.S. rives estimated using the Enhanced Vegetation Index MODIS and data from eddy correlation Bowen ratio flux towers. **Remote Sensing of Environment**. v. 97, pag. 337-3351, 2005.
- 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.
- PEREIRA, A.R. Simplificando o balanço hídrico de Thornthwaite-Mather. **Bragantia**, Campinas, v.64, n.2, p.311-313, 2005.
- PEREIRA, A.R., ANGELOCCI, L.R., SENTELHAS, P.C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, pag. 478, 2002.
- PTDRS. Plano Territorial de Desenvolvimento Rural Sustentável Território Baixada Cuiabana – MT. **Ministério do Desenvolvimento Agrário**. 2006.
- RADAMBRASIL. **Levantamento de Recursos Naturais**. vol. 26, 544p, Rio de Janeiro, 1982.

- RIBEIRO, J.F.; WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S.M.; ALMEIDA, S.P. (Ed.). **Cerrado: ambiente e flora**. Planaltina: EMBRAPA-CPAC, P. 89-152, 1998.
- RICHARDS, L.A., FIREMAN, M. Pressure plate apparatus for measuring moisture and transmission by soils. **Soil Sci.**, 56:395-404, 1943.
- 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), Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 85p. 2011.
- TAIZ, L., ZEIGER, E. **Fisiologia Vegetal**. Tradução de: SANTARÉM, E.R. et al. 3 ed. Porto Alegre: Artmed, 719 p. 2004.
- THORNTHWAITE, C.W., MATHER, J.R. The water balance. Publication in climatology: Cencerton, New Jersey, v.8, n.1, 1955.
- VAREJÃO-SILVA, M.A. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2, Recife PE. 443p. 2006. Disponível em:  
<[http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA\\_E\\_CLIMATOLOGIA\\_VD2\\_Mar\\_2006.pdf](http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/livros/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf)>
- VIEIRA, M.L. Propriedades físico-hídrico-mecânicas do solo e rendimento de milho submetido a diferentes sistemas de manejo. 2006. 115p, **Dissertação** (Mestrado em Agronomia) – Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2006.
- WALTER, B.M.T. Fitofisionomias do Bioma Cerrado: síntese terminológica e relações florísticas. 2006. 373 p. **Tese** (Doutorado em Ecologia). Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- WEVER, L.A., FLANAGAN, L.B., CARLSON, P.J. Seasonal and intrannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**. n° 112, pag. 31-49, 2002.
- WILLMOTT, C.J. Some Comments on the Evaluation of Model Performance. **Bulletin American Meteorological Society**. vol. 63, n. 11, pag. 1309-1313, 1982.

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.