

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

**PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS DE
ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM
REGIÕES DE FLORESTA E PASTAGEM NO
PANTANAL MATO-GROSSENSE UTILIZANDO
DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

VICTOR HUGO DE MORAIS DANELICHEN

**PROF DR. MARCELO SACARDI BIUDES
ORIENTADOR**

Cuiabá-MT, outubro de 2012

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

**PARAMETRIZAÇÃO DE MODELOS DE
ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO EM
REGIÕES DE FLORESTA E PASTAGEM NO
PANTANAL MATO-GROSSENSE UTILIZANDO
DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO**

VICTOR HUGO DE MORAIS DANELICHEN

*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. MARCELO SACARDI BIUDES
ORIENTADOR**

Cuiabá-MT, outubro de 2012

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

D278p Danelichen, Victor Hugo de Morais.
Parametrização de modelos de estimativa do fluxo de calor no solo em regiões de floresta e pastagem no Pantanal Mato-grossense utilizando dados de sensoriamento remoto / Victor Hugo de Morais Danelichen. -- 2012
xii, 63 f. ; 30 cm.

Orientador: Marcelo Sacardi Biudes.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física, Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2012.
Inclui bibliografia.

1. fluxo de calor no solo. 2. modelos. 3. parametrização. 4. sensores orbitais. 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.

DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho a Deus, a Ele o princípio de toda sabedoria, à meus pais Sidnei e Miriam, pela educação cristã e amorado, aos meus avós Zenóbio e Sônia Danelichen, que me incentivaram a jamais desistir e sempre persistir no caminho cristão e aos meus irmãos que sempre foram grandes companheiros em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

- A Deus, autor e consumidor da minha fé;
- Ao Prof. Dr. Marcelo Sacardi Biudes, pela orientação concedida, pelo incentivo, confiança, empenho, dedicação, paciência e pela grande amizade, fatores que contribuíram de forma única e singular a produção deste trabalho;
- Ao Prof. Dr. José de Souza Nogueira pela verdadeira dedicação, incentivo e empenho em poder tornar esta pós-graduação verdadeiramente multidisciplinar e conceituada;
- A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, que transmitiram o seus conhecimentos;
- Ao Prof. Dr. Carlo Ralf Musis e Prof. Dr. Peter Zeihofer, que não mediram esforços em nos auxiliar;
- Aos colegas, que logo se tornaram grandes amigos desde a graduação em Física, Maísa e Diego, e sempre estiveram comigo nos momentos de frustração e alegrias do curso;
- Aos amigos Guilherme e Osvaldo (FU), pelo incentivo e grande contribuição nos trabalhos concretizados;
- À CAPES pelo auxílio financeiro;

EPÍGRAFES

“O temor do Senhor é o princípio do conhecimento, mas os insensatos desprezam a sabedoria e a disciplina.”

Provérbios 1:7

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIMBOLOS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. PANTANAL.....	5
2.1.1. Floresta Monodominante	5
2.1.2. Área de pastagem	7
2.2. BALANÇO DE ENERGIA.....	9
2.3. FLUXO DE CALOR NO SOLO	10
2.4. MODELOS PROPOSTOS PARA ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO	13
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	17
3.1. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS	17
3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA	18
3.3. DADOS MULTIESPECTRAIS UTILIZADOS	19
3.4. ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO POR DIFERENTES MÉTODOS.....	20
3.5. ANÁLISE ESTATÍSTICAS DOS DADOS	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	23
4.1. AVALIAÇÃO DOS PRODUTOS OBTIDOS DE SENSORES ORBITAIS	23
4.2. AVALIAÇÃO DO FLUXO DE CALOR NO SOLO E SALDO DE RADIÇÃO.....	31

4.3. AVALIAÇÃO DOS MODELOS DE ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO	34
4.3.1. Avaliação dos modelos propostos em cada sítio experimental.....	34
4.3.2. Avaliação dos Modelos propostos para todas as áreas experimentais.....	42
5. CONCLUSÕES	47
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	48

LISTA DE FIGURAS

- Figura 01** – Localização da área de estudo, Floresta monodominante de Cambará (1), Fazenda Miranda (2) e Fazenda Experimental (3), (em negrito amarelo). 18
- Figura 02** - Diagrama do procedimento de parametrização do fluxo de calor no solo G combinando dados do MODIS com dados micrometeorológicos de campo, onde α é o albedo da superfície, T_s temperatura da superfície, LAI é o Índice de Área Foliar, NDVI é o Índice da Diferença Normalizada e R_n é o saldo de radiação. 21
- Figura 03** - Distribuição da precipitação nos meses dos anos de 2006 a junho de 2011, na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (b) e no Cambarazal (c). (Dados obtidos pelo TRMM). 24
- Figura 04** – Variação média de 8 dias da temperatura (T) e do albedo (α) na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (c) e no Cambarazal (e) e do índice de área foliar (LAI) e do índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) na Fazenda Miranda (b), Fazenda Experimental (d) e no Cambarazal (f). 29
- Figura 05** - Variação da média de 8 dias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (c) e no Cambarazal (e) e a razão G/R_n na Fazenda Miranda (b), Fazenda Experimental (d) e no Cambarazal (f). 32
- Figura 06** – Regressões lineares dos dois melhores modelos (G medido versus modelo) para cada região, Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (b) e Cambarazal (c). 40
- Figura 07** – Mapas do fluxo de calor no solo G gerados por meio do modelo de Bastiaanssen (1995) parametrizado para cada sítio experimental. a) Floresta monodominante de Cambará, b) Fazenda Experimental e c) Fazenda Miranda. 41
- Figura 08** – Mapas do fluxo de calor no solo G gerados por meio do modelo de Bastiaanssen (1995) parametrizado geral (Tabela 09) para cada sítio experimental. a) Floresta monodominante de Cambará, b) Fazenda Experimental e c) Fazenda Miranda. 46

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 - Média±Desvio Padrão do saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G), razão (G/Rn), albedo (α), temperatura (T), índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) e índice de área foliar (LAI) por estação na Fazenda Miranda (FM), Fazenda Experimental da UFMT (FE) e área monodominante de cambará (CAM). Os índices subscritos (a, A, b e B) indicam se houve ou não diferença significativa entre os locais de estudo e entre as estações do ano.....	26
Tabela 02 - Matriz de correlação de Spearman do fluxo de calor no solo (G), saldo de radiação (Rn), relação G/Rn , albedo (α), temperatura da superfície (Ts), índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) e índice de área foliar (LAI) das áreas experimentais Fazenda Miranda, Fazenda Experimental e na área de vegetação monodominante de cambará (Cambarazal). O símbolo (*) indica que p-valor < 0,05.....	28
Tabela 03 - Resultado do teste de Kruskal-Wallis (valor real H , valor Z , probabilidade P e numero de amostra n) do efeito das estações (chuvosa e seca) e dos locais (Fazenda Miranda - 1, Fazenda Experimental - 2 e Cambarazal - 3) sobre as variáveis de albedo (Albedo), temperatura (T), índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) e o índice de área foliar (LAI).....	30
Tabela 04 - Resultado do teste de Kruskal-Wallis (valor real H , valor Z , probabilidade P e numero de amostra n) do efeito das estações (chuvosa e seca) e dos locais (Fazenda Miranda - 1, Fazenda Experimental - 2 e Cambarazal - 3) sobre as variáveis de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G) e a razão (G/Rn).....	33
Tabela 05 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (G) parametrizados para a Fazenda Miranda.	37
Tabela 06 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (G) parametrizados para a Fazenda Experimental.	38
Tabela 07 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (G) parametrizados para a área modominante de cambará.	39
Tabela 08 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (G) originais aplicado a todas as áreas experimentais.....	43

Tabela 09 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (G) parametrizado para todas as áreas experimentais.	44
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIMBOLOS

<i>MODIS</i>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
R_n	Saldo de Radiação
G	Fluxo de calor no solo
H	Fluxo de calor sensível
LE	Fluxo de calor latente
P	Energia responsável pela realização da fotossíntese
<i>NDVI</i>	Índice de vegetação da diferença normalizada
<i>LAI</i>	Índice de área foliar
<i>NIR/red</i>	Infravermelho próximo e infravermelho
T_s	Temperatura da superfície
T_0	Amplitude máxima de variação da temperatura na superfície
do Solo	
\bar{T}	Temperatura média do dia
$T(z, t)$	Variação da temperatura do solo durante o tempo (t) e na profundidade (z)
$G(z, t)$	Variação do fluxo de calor no solo durante o tempo (t) e na profundidade (z)
w	Velocidade angular da terra
K	Condutividade térmica do solo
D	Difusividade térmica do solo
α	Albedo da superfície
r	Índice de correlação
d	Índice de concordância de Willmott
<i>EQM</i>	Erro quadrado médio
<i>EMA</i>	Erro médio absoluto

RESUMO

DANELICHEN, V. H. M. *Parametrização de modelos de estimativa do fluxo de calor no solo em regiões de floresta e pastagem no Pantanal matogrossense utilizando dados de sensoriamento remoto*. Cuiabá, 2012. Dissertação (mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física. Universidade Federal de Mato Grosso.

Diversos modelos para estimar o fluxo de calor no solo (G) em função de dados de sensores orbitais e do saldo de radiação (R_n) foram propostos para diferentes locais, com distintas estruturas de vegetação e tipos de solos. O objetivo deste trabalho foi avaliar a relação de G/R_n com variáveis obtidas por sensores orbitais e parametrizar modelos de estimativa de G , aplicada em três localidades distintas no estado de Mato Grosso. O R_n e G foram medidos diretamente em duas áreas de pastagens na Fazenda Miranda e na Fazenda Experimental da UFMT e em uma área monodominante de cambará na RPPN (Reserva Particular do Patrimônio Natural) SESC Pantanal, e relacionados com os produtos do sensor MODIS: albedo (α), temperatura da superfície (T_s), índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) e índice de área foliar (IAF). O R_n , G e G/R_n e variáveis obtidas por sensores orbitais apresentaram significativa sazonalidade e variaram em função do local de estudo. Em cada área experimental, o distinto funcionamento dos ecossistemas influenciou os diferentes acoplamentos entre as variáveis. O modelo que apresentou melhor desempenho em estimar G foi de o BASTIAANSEN (1995), possuindo em sua formulação, variáveis físicas e biofísicas, apresentando maior correlação (r), índices de exatidão de Willmott (d) próximos a 1, e menores erros médio absoluto “EMA” e quadrático médio “EQM”.

Palavras-chave: fluxo de calor no solo, modelos, parametrização, sensores orbitais.

ABSTRACT

DANELICHEN, V. H. M. *Parameterization of models to estimate the soil heat flux in areas of forest and pasture in Pantanal of Mato Grosso using remote sensing data*. Cuiabá, 2012. Thesis (Masters in Environmental Physics) - Institute of Physics. Federal University of Mato Grosso.

Several models for estimating the soil heat flux (G) as function of orbital sensors data and net radiation (R_n) have been proposed for different sites with different vegetation structure and soil types. The objective of this study was to evaluate the relationship of G/R_n ratio with variables obtained by orbital sensors and parameterize models to estimate G for three different locations in Mato Grosso state, Brazil. The R_n and G were measured in two pastures in Miranda and Experimental Farm of UFMT and in an monodominant area of cambara in RPPN (Private Reserve of Natural Heritage) SESC Pantanal, and related products from MODIS: albedo (α), surface temperature (t_s), Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and leaf area index (LAI). The R_n , G and G/R_n and variables obtained by orbital sensors were significantly affected by season and study site. In each experimental area, the distinct ecosystem functioning influenced the different couplings between the variables. The model that showed the best performance to estimate G was BASTIAANSEN (1995), having in its formulation, physical and biophysical variables, with higher correlation (r), accuracy rates of Willmott (d) close to 1, and smaller mean absolute error "MAE" and mean square error "RMSE".

Keywords: soil heat flux, models, parameterization, orbital sensors.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil possui elevada diversidade de ecossistemas, segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE e o Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis – IBAMA os principais biomas são a Amazônia, a Caatinga, a Mata Atlântica, o Cerrado, o Pantanal, e o Pampa, ou Campos do Sul, (SANTOS et al., 2009). Em especial, o estado de Mato Grosso possui três biomas distintos, a Amazônica, o Pantanal e o Cerrado, os quais têm importância especial no que diz respeito às questões das mudanças climáticas globais (ARIEIRA et al., 2011). Neste estado, apesar de não existir em sua extensão de 906.069 km² elevado número de parques industriais, tendências recentes de desenvolvimento econômico têm contribuído para converter áreas naturais desses biomas em áreas destinadas à agropecuária (WANTZEN et al., 2008; MILNE et al., 2010). Essa conversão da paisagem provoca alteração no balanço de energia do sistema solo-planta-atmosfera (CARDOSO et al., 2009; COUTINHO, 2010).

Os processos de trocas de energia no sistema solo-planta-atmosfera são fundamentais para a redistribuição de umidade e calor, afetando diretamente o funcionamento dos ecossistemas. A abrangência do estado de Mato Grosso por importantes ecossistemas e diferentes biomas possibilita a realização de diversos estudos. A compreensão dos processos envolvidos e da periodicidade em que os fenômenos acontecem possibilita compreender o funcionamento dos mesmos (ARIEIRA et al., 2011). Diante dessa vasta biodiversidade o entendimento das trocas de energia entre a biosfera e atmosfera pode ser feito por meio do balanço energético

(IRMAK, 2011).

O balanço de radiação à superfície é o cômputo entre a energia radiante que entra e sai no sistema solo-planta-atmosfera, ou seja, entre os fluxos descendentes e ascendentes de radiação. A quantidade de energia que fica retida na superfície, definida como saldo de radiação, é utilizada nos fenômenos físicos e biológicos como o aquecimento do solo, do ar e a evapotranspiração e fotossíntese, respectivamente (ALLEN et al., 2011). Os processos da superfície terrestre são de fundamental importância para a redistribuição de umidade e de calor neste sistema. As trocas de calor, radiação e fluxos de umidade são agentes diretos que afetam o desenvolvimento da biosfera e das condições físicas para a vida na Terra (BRUNSELL & ANDERSON, 2011).

A estimativa dos fluxos de energia e evapotranspiração de áreas em escala regional podem ser realizadas com base em imagens de satélite e algoritmos que permitem a conversão de medidas instantâneas em totais diários (ALLEN et al., 2011, JHORAR et al., 2011, ZHANG et al., 2011, IRMAK et al., 2011).

A compreensão dos processos de troca de energia entre a superfície e a atmosfera, em particular a evapotranspiração (ET), e a periodicidade em que acontecem possibilita, não só caracterizar o microclima local, como também identificar alteração no funcionamento dos ecossistemas, causadas por atividades antropogênicas (BIUDES et al., 2009). Os impactos causados por esses últimos ainda são quase que totalmente desconhecidos, como a magnitude das mudanças provocadas sobre condições termodinâmicas da região (MORENGO et al. 2011).

As medidas realizadas por técnicas micrometeorológicas fornecem valores pontuais das trocas de energia, não caracterizando a variabilidade espacial em larga escala. Diante disso, técnicas de sensoriamento remoto são vantajosas, pois possibilitam monitorar em escala regional o particionamento de energia (COURAULT et al., 2005; ALLEN et al., 2011).

Nos últimos anos, o sensoriamento remoto tem recebido maior atenção, pois possibilita o monitoramento de diversos fenômenos meteorológicos e ambientais, oferecendo suporte às previsões de tempo e ao melhor entendimento das mudanças climáticas com vista à preservação ambiental. Como consequência, tem-se tornado uma ferramenta poderosa para a obtenção de informações necessárias ao manejo,

gerenciamento e gestão de recursos naturais, como água, solo e vegetação (ALLEN et al., 2011). O sensoriamento remoto tem sido reconhecido como o meio mais viável para fornecer informações espacialmente distribuídas do balanço de energia em escalas regionais sobre a superfície terrestre. Dados de sensoriamento remoto, especialmente de satélites de orbitas polar, fornecem informações espaciais e temporais contínuas sobre superfícies vegetadas para aferições e monitoramento de variáveis biofísicas da superfície afetando o balanço de energia, incluindo albedo e índices de vegetação (MU et al., 2011).

Diferentes metodologias são usadas para estimar o balanço de energia por meio de técnicas de sensoriamento remoto, dentre eles: (1) modelos empíricos/estatísticos que relacionam os componentes do balanço de energia medido ou estimado com índices de vegetação obtidos por sensores orbitais (NAGLER et al., 2005; GLENN et al., 2008a; GLENN et al., 2008b; JUNG et al., 2010); (2) modelos determinísticos, tais como usando a lógica Penman-Monteith que leva em consideração a variação térmica do solo pela resistência elétrica do solo em lugar da profundidade (MONTEITH, 1965) para calcular a ET (CLEUGH et al., 2007; MU et al., 2007); e (3) modelos físicos que calculam a ET como o resíduo do balanço de energia da superfície (SEB) por meio de dados de sensoriamento remoto nas bandas do infravermelho (0,76 a 2,35 μm) e termal (10,4 a 12,5 μm) (BASTIAANSSEN et al., 2005; OVERGAARD et al., 2006; ALLEN et al., 2007; KUSTAS & ANDERSON, 2009).

A metodologia (3), modelos físicos que calculam a ET como o resíduo do balanço de energia da superfície utilizando dados de sensores orbitais, apresenta melhor desempenho na estimativa da ET em escala regional, pois relaciona dados de superfície com dados provenientes de sensores orbitais (COURAULT et al., 2005). Dessa forma, para obter a ET em escala regional é necessário minimizar os erros na estimativa do saldo de radiação (R_n) e do fluxo de calor no solo (G) (KUSTAS & NORMAN, 1999).

A variação da relação G/R_n está relacionada com a configuração do sistema solo-planta local, variando em função do tipo de solo e da quantidade de água no solo (BEZERRA et al., 2008), do tipo de cobertura (ALLEN et al., 2005; SANTOS et al., 2010) e do microclima local (ALLEN et al., 2007). Geralmente, G representa

em média 5% do R_n em regiões de floresta e entre 20 e 40% em regiões com superfície parcialmente coberta (KUSTAS et al., 2000). Devido à magnitude de variação de G e ser um termo de difícil avaliação, este componente requer atenção (PAYERO et al., 2005).

Diversos modelos foram propostos relacionando G/R_n com uma ou mais variáveis obtidas por sensores orbitais (CHOUDHURY et al., 1987; JACKSON et al., 1987; KUSTAS & DAUGHTRY, 1990; KUSTAS et al., 1993; BASTIAASSEN, 1995; BURBA et al., 1999; MA et al., 2001; PAYERO et al., 2001; TASUMI, 2003; RUHOFF, 2011). No entanto, cada um desses modelos foi proposto para locais com características de solo e vegetação distintos e diferentes dos observados nos ecossistemas do estado de Mato Grosso.

Tais modelos foram obtidos empiricamente com dados de campo em culturas diferentes, caracterizando condição de um dossel heterogêneo. Os cultivos, com os quais os autores trabalharam, tratam-se de cultivos agrícolas, áreas desérticas cuja heterogeneidade pode ser discutível, sobretudo quando comparada com uma condição de floresta, na qual a heterogeneidade é, sem dúvida, muito maior.

Sendo assim, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar a variação da relação de G/R_n com variáveis obtidas por sensores orbitais e avaliar a parametrização de modelos de estimativa de G propostas na literatura aplicada em três localidades distintas no estado de Mato Grosso (Fazenda Miranda, Fazenda Experimental e RPPN - Reserva Particular do Patrimônio Natural). Para atingir este objetivo foi necessário:

- a) Caracterizar a variação do fluxo de calor no solo e saldo de radiação medida nas áreas experimentais;
- b) Estimar o fluxo de calor no solo por meio de todos os modelos desenvolvidos até o momento, em contraste com os valores medidos;
- c) Verificar quais são os modelos parametrizados/calibrados de estimativa do fluxo de calor no solo que apresentou melhor desempenho para simular o balanço de energia *in loco* e no geral, considerando um modelo pra todas as áreas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. PANTANAL

2.1.1. Floresta Monodominante

O Pantanal é considerado umas das maiores planícies de inundação do planeta (SILVA, 2002), com 250 mil km², altitude média de 100 metros, engloba o norte do Paraguai e leste da Bolívia (que também é conhecido como chaco boliviano) influenciada por quatro grandes biomas: Amazônia, Cerrado, Chaco e Mata Atlântica (AMADOR, 2006).

No Brasil seu território abrange 138 183 km², destes 65% pertencem ao Estado de Mato Grosso do Sul e 35% ao Estado de Mato Grosso (CASTELNOU et al., 2003), o que corresponde a 1,6% do território brasileiro.

A ligação entre estes diferentes biomas permite ao Pantanal possuir características próprias e o aparecimento de um conjunto de distintos pantanais (CORSINI & GUARIM NETO, 2000). Em sua constituição onze sub-regiões compõem essa planície sedimentar: Cáceres, Poconé, Barão de Melgaço, Paraguai, Paiaguás, Nhecolândia, Abobral, Aquidauana, Miranda, Nabileque e Porto Murtinho (SILVA & ABDON, 1998).

Um fenômeno ecológico importante que confere ao Pantanal uma característica peculiar deste macro-ecossistema ecológico é a inundação (ADÁMOLI, 1982). A inundação impulsiona a força motriz deste ecossistema de forma monomodal, e fortes intensificações dos períodos de secas e chuvas são

decorrentes das flutuações plurianuais do nível hídrico que influenciam sazonalmente as características limnológicas, ecológicas e biológicas (JUNK et al., 1989).

O desenvolvimento da vegetação encontrada ali depende de muitos fatores ecológicos, como as características do solo e principalmente no que diz respeito à frequência, altura, extensão e duração das inundações (CORSINI & GUARIM NETO, 2000). A diversidade de espécies pode ser também explicado pelas decorrentes inundações, que ao longo de um gradiente hidro-topográfico, apresenta relação inversa com a altura da lâmina de água (NASCIMENTO & NUNES DA CUNHA 1989; ARIEIRA & NUNES DA CUNHA, 2006).

Devido às inundações no Pantanal muitas espécies vegetais de configuração lenhosa apresentam característica monodominante como o Acurizal (*Attalea phaleratta* Mart. Ex Spreng.), o Cambarazal (*Vochysia divergens* Pohl), o Carandazal (*Copernicia alba* Morong) (DAMASCENO-JUNIOR et al., 2005).

A dominância afeta diretamente a uniformidade (equabilidade) ou representação relativas das espécies, o que influencia a diversidade local, uma vez que a quantidade total de espécies não seja necessariamente afetada ao longo de extensas áreas (AMADOR, 2006), e surge da existência abundante de um determinado recurso no nicho, associada à ausência de um mecanismo interno que compense esse favorecimento (ZORZATTO, 1995). No que tange a espécie *V. divergens* o excesso de umidade parece que não é um favorecimento, mas sim um estresse para as outras espécies não adaptadas.

O aparecimento e incursão da espécie *V. divergens* iniciou-se na década de 70, pós um fim intenso e plurianual ciclos de períodos de secas. A *V. divergens* é uma espécie oriunda da Amazônia considerada ainda invasora e suportando bem as inundações no Pantanal (JUNK, 2002). Seu melhor desenvolvimento se dá em áreas recém sedimentadas ao longo dos rios, já em áreas não alagadas a presença de *V. divergens* é rara ou até mesmo ausente (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004).

A espécie de *V. divergens* se torna ameaçadora quando atinge as partes mais altas do Pantanal avançando em direção aos campos formando florestas, tornando-se um problema, pois ocupada áreas de pastagem, o mesmo não acontece em áreas alagáveis, mantendo-se estável (SANTOS et al., 2006).

2.1.2. Área de pastagem

O Pantanal Mato-grossense a priori foi colonizado por ribeirinhos que tinha como atividade extrativista e sustentável mais importante da região a pesca. Em decorrência do desenvolvimento, as atividades ribeirinhas tradicionais como a pesca logo foi substituída pela agropecuária, com a ocupação e uso das pastagens nativas e artificiais exóticas e pela exploração intensiva de monoculturas de soja e milho, em conjunto do desmatamento e da degradação dos cursos de água (SANTOS et al., 2002; MATEUS et al., 2004).

Atualmente, a bovinocultura de corte do Pantanal Mato-grossense é a principal atividade de corte da região. A predominância na alimentação bovina é constituída de vegetação gramínea nativa, em geral de produtividade e valor nutricional baixo em solos arenosos. Durante a estação seca a mesma é pouco consumida pelos animais, com exceção nas proximidades às vazantes que ficam parcialmente alagadas durante alguns meses da estação chuvosa. Assim a dinâmica de períodos de secas e chuvas, desempenham um papel importante na conservação do equilíbrio ecológico regional. No entanto, reduz em muito a área útil para pastejo, em especial nas baixadas, onde há forrageiras de melhor qualidade (COMASTRI FILHO & POTT, 1998).

Diante disso, os agropecuaristas não tem outras alternativas para driblar o problema da alimentação bovina. A estiagem que ocorre de junho à setembro coincide com a desmama do gado, que é de junho à julho, e na grande maioria das unidades produtivas da região, esta não é realizada pela falta de boas pastagens para os bezerros. Desta maneira, a desmama ocorre tardiamente, muitas vezes naturalmente, o que leva as matrizes depauperadas e na maioria das vezes, sem condições fisiológicas de apresentarem cio pós-desmama (COMASTRI FILHO & POTT, 1994).

A intensificação das atividades econômicas na região tem levado o surgimento de competições entre os pecuaristas por pastagens não inundadas. No entanto, durante o ciclo de inundação, a qualidade e extensão dessas pastagens, agem como um fator limitante na atividade pecuária local. De forma a diminuir este problema foram especializadas essas áreas de pastejo, abrindo áreas que são

inundadas periodicamente com o uso de fogo, tratores, motosserras e machados (NUNES DA CUNHA & JUNK, 2004). A atenuação do risco de queimadas na biomassa morta, especialmente em período de extrema seca, é ultimamente devido a presença de gado nas pastagens, evitando a intensificação do risco de fogo na região (POZER & NOGUEIRA, 2004).

As pastagens naturais e também cultivadas são fundamentais no sistema de produção atual. Recentemente, declarado pela UNESCO, como “Reserva da Biosfera”, o Pantanal mostra-se como uma imensa pastagem nativa com várias fitofisionomias (mata chaquenha, cerradão, cerrado, campo sujo, campo limpo e baías com plantas aquáticas). Cerca de 4,5 % da área do Pantanal (6.000 km²) são pastagens cultivadas de *Brachiaria decumbens*, *B. brizantha* e *B. humidicola*, principalmente, em áreas desmatadas de cordilheiras e de campo. Em sua grande maioria essas pastagens foram formadas a mais de 20 anos mantendo-se até hoje sem degradação (RODRIGUES & FILHO, 2001).

A diversidade da paisagem do Pantanal é influenciada pelos diferentes habitats, aliado ao uso da terra, tipos de solos e regimes de inundação, possuindo um riquíssimo bioma terrestre e aquático. De forma a determinar os padrões e processos no Pantanal, o pulso de inundação, segue um ciclo anual mono-modal, com amplitudes que oscilam variando inter e intra-anualmente. Geralmente, as chuvas iniciam no mês de outubro dando fim entre os meses de fevereiro e maio, sendo julho e agosto caracterizados como meses secos na região, o que causa com frequência estresse hídrico na vegetação local (BIUDES et al., 2009).

O estoque de água na planície na estação chuvosa, que migra para as partes mais baixas do rio Paraguai, contribui para o não fechamento hídrico local, de modo que a água estocada não retorna completamente para a atmosfera (MORAES et al., 2000).

Os principais fatores associados com a monodominância das espécies no Pantanal são o comprimento do hidro período e a frequência da inundação (DAMASCENO JUNIOR et al., 2005). Tais fatores atuam na segregação das comunidades botânicas, principalmente no estágio de germinação das sementes e no estabelecimento das plântulas. Quando o foco são as plantas adultas, a inundação provoca atenuação brusca na respiração, fazendo com que a atividade do sistema

respiratório não seja suficiente para manter a funcionalidade das estruturas de respiração nos mesmos níveis das plantas não inundadas (ROGGE et al., 1998).

A variação pluviométrica causa uma frequente dinâmica entre as estações seca e chuvosa, levando à níveis intensos de inundações ocorrentes no Pantanal, fazendo com que haja diferentes padrões de descarga de sedimentos no rio Paraguai (COLLISCHONN, 2001; JIMÉNEZ RUEDA et al., 1998). Tal dinâmica contribui para a formação de diferentes agregações geomorfológicas, cobertas por vários tipos de vegetação, e que venha a ser um filtro à permanência e desenvolvimento de algumas espécies de plantas (JUNK, 2002). Esse comportamento frequente ocasiona uma condição máxima de estresse hídrico, seja por falta ou excesso de água, e que de acordo com os requerimentos fisiológicos e ecológicos de cada espécie, tende a permanecer a quantidade de espécies pioneiras no Pantanal, as quais mantem em alta densidade suas populações (SILVA et al., 2000).

2.2. BALANÇO DE ENERGIA

Os processos da superfície terrestre são de fundamental importância para a redistribuição de umidade e de calor no sistema solo-planta-atmosfera. As trocas de calor, radiação e fluxos de umidade são agentes diretos que afetam o desenvolvimento da biosfera e das condições físicas para a vida na Terra (BASTIAANSEN, 1998). O balanço de radiação à superfície é o cômputo entre a energia radiante que entra e sai no sistema solo-planta-atmosfera, ou seja, entre os fluxos descendentes e ascendentes de radiação. A quantidade de energia que fica retida na superfície e que será utilizada nos fenômenos físicos e biológicos, denomina-se saldo de radiação (IRMAK, 2011).

Da energia solar que chega a superfície terrestre, parte é utilizada para o aquecimento do ambiente na forma de fluxo de calor sensível, parte para realização da evaporação da água do solo e no processo transpiratório das plantas na forma de fluxo de calor latente, parte para aquecimento do solo na forma de fluxo de calor no solo, e parte ainda que pequena para realização da fotossíntese (BIUDES et al., 2009). A agregação destas situações variáveis partem das leis da conservação da energia radiante, podendo o equilíbrio termodinâmico entre os processos de

transporte turbulento e laminar na superfície terrestre manifestar-se no balanço de energia, por meio da equação (Equação 1).

$$Rn = G + H + LE + P \quad (1)$$

em que Rn ($W m^{-2}$) é o saldo de radiação, H ($W m^{-2}$) é a densidade do fluxo de calor sensível, LE ($W m^{-2}$) é a densidade de fluxo de calor latente, G ($W m^{-2}$) é a densidade de fluxo de calor no solo e P ($W m^{-2}$) é a energia responsável pela realização da fotossíntese.

Estudos demonstram como quantificar espacialmente o particionamento da energia disponível no sistema solo-planta-atmosfera combinando dados de estações micrometeorológicas e de sensores orbitais. ALLEN et al. (2011) usando algoritmos como METRIC e SEBAL calibraram os modelos utilizando a evapotranspiração de referencia (ET_r) (Penman-Monteith) no oeste de Oregon e estão sendo testados em Idaho, Nevada e Montana. TREZZA & ALLEN (2009) desenvolveram um tipo de método de fusão de dados do sensor MODIS com dados obtidos das imagens dos satélites Landsat - 5, na aplicação utilizaram a razão da ET_r do Landsat (30 m) com o NDVI subjacente do MODIS (250 m). BRUNSELL & ANDERSON (2011) utilizando o modelo ALEXI examinaram como diferentes resoluções espaciais de satélite influenciam na relação entre a evapotranspiração e controle de variáveis, tal como umidade do solo e cobertura da vegetação no nordeste de Montana. MU et al. (2011) e MU et al. (2007) formularam e validaram o algoritmo de evapotranspiração global terrestre do MODIS utilizando dados de evapotranspiração (ET) de 19 torres meteorológicas distribuídas nos EUA e no Canadá. No Brasil, BASTIAANSEN & TEXEIRA (2009) calibraram e validaram o SEBAL nas condições semi-áridas do sub-médio São Francisco combinando dados do satélite Landsat e medições de campo, SILVA et al. (2010) avaliaram alterações climáticas promovidas pela substituição da vegetação primária em duas bacias (rio Mogi-Guaçu e a bacia hidrográfica do Baixo Jaguaribe).

2.3. FLUXO DE CALOR NO SOLO

Nas trocas de calor e transferência de massa na superfície terrestre, camadas próximas a superfície do solo, são causadores de numerosos fenômenos que

interferem direta e indiretamente na produção agrícola, como na germinação de sementes e manutenção da atividade microbiana no solo. Dentre os parâmetros do balanço de energia, a densidade do fluxo de calor no solo (G), em especial, possibilita a avaliação da evaporação e temperatura do solo (ANTONINO et al., 1997).

Para um solo ideal, os processos de troca de calor pode ser definido, aproximadamente, como um sólido cheio de poros, inerte, isotrópico e homogêneo. Em um solo com essas características, as oscilações térmicas e do fluxo de calor no solo divergem quatro hipóteses básicas: a superfície do solo é plana e infinita e se constitui como uma fonte única positiva ou negativa de calor (I), a variação da temperatura da superfície do solo obedece a uma função senoidal pura (II), o transporte de calor no solo dá-se exclusivamente por condução (III) e a condutividade térmica do solo é constante no espaço e no tempo (IV) (DECICO & REICHARDT, 1976).

A densidade do fluxo de calor no solo (G) (W m^{-2}), na presença de um gradiente de temperatura do solo, define-se como a taxa de condução de calor por unidade de área (Equação 2), é proporcional ao gradiente térmico (dT/dz) ($^{\circ}\text{C m}^{-1}$) e a constante de proporcionalidade é chamada de condutividade térmica do solo (K) ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

$$G = -K \left(\frac{dT}{dz} \right) \quad (2)$$

A variação da condutividade térmica do solo é função das propriedades físicas do solo e da umidade. A partir de medidas permanentes da evolução da temperatura é possível estimá-la por meio de vários métodos (ANTONINO et al., 1997; RAMANA RAO et al., 2005; DANELICHEN & BIUDES., 2011).

De acordo com as quatro hipóteses básicas, a densidade do fluxo de calor no solo e a temperatura obedecem a uma função senoidal em torno de um valor médio e constante diurnamente (Equações 3 e 4).

$$T(z, t) = \bar{T} + T_0 e^{\left(-z \sqrt{\frac{w}{2D}}\right)} \text{sen} \left(wt - z \sqrt{\frac{w}{2D}} \right) \quad (3)$$

$$G(z, t) = T_0 K \sqrt{\frac{w}{2D}} e^{\left(-z \sqrt{\frac{w}{2D}}\right)} \text{sen} \left(wt - z \sqrt{\frac{w}{2D}} + \frac{\pi}{4} \right) \quad (4)$$

em que $T(z, t)$ e $G(z, t)$ são as variações da temperatura do solo ($^{\circ}\text{C}$) e da densidade

de fluxo de calor no solo (W m^{-2}) na profundidade (Z_i) e durante o tempo (t), \bar{T} é a temperatura média do dia ($^{\circ}\text{C}$), T_0 é a amplitude máxima de variação da temperatura na superfície do solo ($^{\circ}\text{C}$), w é a velocidade angular da Terra ($7,27 \cdot 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$), D é a difusividade térmica do solo ($\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$), definida como a relação da condutividade térmica do solo (K) ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e o calor específico do solo por unidade de volume (C) ($\text{W m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) (DECICO & REICHARDT, 1976; ANTONINO et al., 1997).

Dentre as muitas formas para estimar G , assim como o gradiente térmico nas diferentes camadas do solo, esta o uso do princípio do balanço de energia e transferência de calor no solo. Um modelo foi proposto por LUO et al. (1992), que simula a temperatura do solo próxima a realidade considerando as variáveis da cultura e da umidade do solo. Tal modelo apresentou boas estimativas do fluxo de energia na superfície do solo, da temperatura na superfície do solo e das temperaturas nas várias profundidades na cultura. Com a superfície do solo coberta pela vegetação e mantendo-se sem restrição hídrica, o balanço de energia influenciou fortemente na estimativa, uma vez que a porosidade e condutividade térmica do solo afetaram pouco a temperatura do solo (BIUDES et al., 2009).

Quando se refere a estudos de balanço de energia em ambientes florestais, normalmente é negligenciada a variação do G , devido aos baixos valores observados durante o dia, mas quando voltamos à atenção a áreas de pastagem este parâmetro não deve ser omitido, pois tem papel importante no fechamento do balanço de energia em função da maior amplitude diária (PRIANTE FILHO et al., 2004). A diferença nos dois ambientes distintos em relação a amplitude é que nas áreas de pastagens o G é governado pela variação da radiação solar incidente e também pela temperatura do ar, enquanto que nas regiões florestais, G é primariamente dirigido pela temperatura do ar (BASTABLE et al., 1993).

O G não pode ser diretamente mapeado por observações feitas por satélite (ALLEN et al., 2011). Os modelos propostos para estimativa de G , com exceção dos formulados empiricamente, necessitam de calibração local. Próximo ao meio-dia, a fração G/R_n é razoavelmente previsível por relações com variáveis obtidas por dados de sensores orbitais que demonstram características do solo e da vegetação (CHOUDHURY et al., 1987; BASTIAANSSEN et al., 1995; TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2011). Essas variáveis são o índice de área foliar (LAI), índice de

vegetação da diferença normalizada (NDVI), albedo (α) e temperatura da superfície (T_s). Assim, uma aproximação do G pode ser obtida assumindo a razão G/R_n , dependente de características espectrais da superfície vegetada (TASUMI, 2003; ALLEN et al., 2011).

Deve-se entender a área de interesse a fim de avaliar com precisão o fluxo de calor no solo. Valores de G devem ser verificados contra as medições reais na superfície, a classificação do terreno e tipo de solo afetará o valor de G e um mapa de uso da terra é valioso para identificar os tipos de superfície (ALLEN, 2002). Além disso, a utilização de modelos que usam imagens de satélite como é caso do SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land) necessitam da correta estimativa das cartas de G para se estimar o balanço de energia.

Os modelos propostos, geralmente, não apresentam relações diretas, pois a atenuação da transferência de calor radiativo e condutivo da superfície muda significativamente com o tipo de cobertura e de solo (CHOUDHURY et al., 1987; KUSTAS et al. 1994; BASTIAANSEN et al., 1998; TREZZA, 2002; TASUMI, 2003; SOBRINO et al., 2005 e ALLEN et al., 2011), o que sugere a necessidade de, não só, de uma avaliação dos modelos, mas também uma avaliação da variação da relação G/R_n com variáveis obtidas por sensores orbitais (PARODI, 2002).

2.4. MODELOS PROPOSTOS PARA ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO

Três diferentes metodologias foram desenvolvidas para estimar o balanço de energia de dados de sensoriamento remoto: (1) métodos empíricos /estatísticos que apontam os parâmetros do balanço de energia medido ou estimado de grandes escalas com índices de vegetação obtidos por sensores orbitais (GLENN et al., 2008a; GLENN et al., 2008b;. JUNG et al., 2010;. NAGLER et al., 2005); (2) modelos físicos que calculam a evapotranspiração como o resíduo do equilíbrio da energia da superfície (SEB) através de dados de sensoriamento remoto infravermelho e termal (ALLEN et al., 2007;. BASTIAANSEN et al., 2005;. KUSTAS & ANDERSON, 2009; OVERGAARD et al., 2006); (3) e outros modelos físicos, tais como usando a lógica Penman-Monteith (MONTEITH, 1965) para calcular a

evapotranspiração (CLEUGH et al., 2007; MU et al., 2007).

Dentre os componentes do balanço de energia terrestre o fluxo de calor no solo é um parâmetro que é afetado pela cobertura do solo, conteúdo de água no solo, vegetação e pelo microclima local. Geralmente, G representa em média 5% do R_n em regiões de floresta e entre 20 e 40% em regiões com superfície parcialmente coberta (KUSTAS et al., 2000). Devido à magnitude de variação de G e por ser um termo de difícil avaliação, este componente requer atenção (PAYERO et al., 2005).

O fluxo de calor no solo é dirigido pelo gradiente térmico na camada mais elevada da superfície. Este gradiente varia com a cobertura fracional da vegetação e o índice de área foliar (LAI) devido à interceptação de luz e a formação de sombra, o solo nu também influencia esse gradiente, uma vez que condiciona o aquecimento da superfície do solo. A temperatura da superfície e o gradiente térmico no topo da camada do solo reage fortemente com o saldo de radiação. Condições da umidade da superfície do solo afetam a condutividade térmica do solo e por sua vez é a propriedade que mais influencia na condução de calor da superfície. A umidade também afeta a evaporação do solo e o particionamento de energia de solos nus e parcialmente coberto. É comum relacionar G com R_n tendo como alternativa para a substituição da umidade do solo e demais propriedades térmicas. Todos os modelos propostos para a obtenção do fluxo de calor no solo são, sem exceção formulados empiricamente e necessitam ser calibrados localmente (PARODI, 2002).

A densidade do fluxo de calor no solo não pode ser diretamente mapeada a partir de observações feitas por satélite. Pesquisadores mostraram que ao meio-dia, latitudes próximas ao Equador, a fração G/R_n é razoavelmente previsível a partir de sensoriamento remoto determinantes das características da vegetação, tais como índices de vegetação, albedo e temperatura da superfície. No entanto a atenuação da transferência de calor radiativo e condutivo na copa das arvores e solo muda significativamente com a cobertura do solo, o que sugere a necessidade de inclusão implícita das propriedades térmicas do solo na obtenção de G relacionando a sua cobertura superficial (m), como sendo uma função $G = F(m)$ (PARODI, 2002).

Alguns modelos utilizando imagens de satélite foram propostos para estimar indiretamente o fluxo de calor no solo, dentre eles os mais destacados são o de BASTIAANSEN (2000), de ALLEN et. al. (2002) e TASUMI (2003). Resultados

de estudos empíricos tem mostrado que a razão de G/R_n ao meio dia anteriormente é relacionada, entre outros fatores, à quantidade de cobertura da vegetação (MORAN e JACKSON, 1991) ou ao índice de área foliar (MU, et al., 2011). Assim uma aproximação do fluxo de calor no solo pode ser obtido assumindo a razão G/R_n , dependente de estimativas espectrais da cobertura superficial da vegetação.

Por exemplo, JACKSON et al. (1987) e MORAN & JACKSON (1991), desenvolveram a Equação 5:

$$G/R_n = 0.583 \cdot \exp(-2.13NDVI) \quad (5)$$

onde $NDVI$ é o índice de vegetação da diferença normalizada.

DAUGHTRY et al. (1990) descobriu que dados multispectrais de aeronaves e de satélites podem fornecer um meio para calcular a magnitude relativa de G/R_n de estimativas de R_n para diferentes superfícies e índices de vegetação tal como $NDVI$. Eles correlacionaram medidas de R_n e G com $NDVI$ computados de três diferentes superfícies: algodão, solo nu e alfafa. Eles propuseram que a Equação 6 que segue com um erro padrão de 0.02:

$$G/R_n = 0.32 - 0.21NDVI \quad (6)$$

CLOTHIER et al. (1986) desenvolveu a relação entre G/R_n e a razão das refletâncias NIR/red (Infra-vermelho próximo e infra-vermelho) para cultura de alfafa (Equação7):

$$G/R_n = 0.295 - 0.0133(NIR/red) \quad (7)$$

onde as equações 6 e 7 são somente usadas ao meio-dia.

KUSTAS et al. (1994) utilizou a Equação 8, ao longo de períodos semiáridos:

$$G/R_n = 0.36 - 0.02NIR/red \quad (8)$$

A equação 8 foi originalmente desenvolvida por DAUGHTRY et al. (1990), que predisse G/R_n com um erro padrão de 0.04.

PAYERO et al. (2001) apresentou resultados de um experimento conduzido em Kimberly, Idaho. Os autores correlacionaram medidas de radiação líquida, fluxo de calor no solo e temperatura radiométrica de superfícies com cobertura de gramíneas e alfafa, obtendo a relação apresentada na Equação 9:

$$G = -13.46 + 0.507[4 \cdot \exp(0.123T_{rad}) - 55] + 0.0863 \cdot R_n \quad (9)$$

Para superfícies úmidas, BURBA et al. (1999) encontrou a seguinte relação G/R_n para áreas úmidas no centro norte do Nebraska, usando valores de meia em

meia hora para G e R_n (Equação 10):

$$G = 0.41R_n - 51 \quad (10)$$

SOUCH et al. (1996) nas Zonas úmidas do Indiana National Lakeshore utilizou dados de hora em hora obtendo a Equação 11:

$$G = 0.53R_n - 37.5 \quad (11)$$

As equações 10 e 11, G e R_n são expressos em W/m^2 .

TASUMI (2003) e TREZZA (2002) obtiveram uma estimativa do fluxo de calor no solo com dados de R_n , G e IAF medidos durante 4 anos (1971-1974) em campos de Alafa (1971), feijão (1973-74) e batata (1972) fornecidos pelo Dr. J. Wright USDA/ARS em Kimberly, Idaho. As Equações 12 e 13, são:

Para superfícies vegetadas:

$$G/R_n = 0.05 + 0.18e^{-0.521IAF} \quad (12)$$

Para solos nu:

$$G/R_n = 1.80(T_s - 273.16)/R_n + 0.084 \quad (13)$$

BASTIAANSSEN (1995) obteve a equação semi-empírica do fluxo de calor no solo com base em medições de campo em diferentes tipos de *Sebkha* coletados durante o verão e outono de 1988 e 1989, na Depressão Qattara, Western Desert do Egito. Levando em consideração que G esta relacionado com R_n , albedo da superfície α , Índice da diferença Normalizada $NDVI$ e Temperatura da superfície T_s . O modelo proposto por BASTIAANSSEN (1995) é o mais utilizado para a obtenção do fluxo de calor no solo em algoritmos que utilizam dados de sensores orbitais, uma vez que é o modelo que mais envolve variáveis físicas. A Equação 14 de G é dada como:

$$G = [T_s(0,0038 + 0,0074 \alpha)(1 - 0,98 NDVI^4)]R_n \quad (14)$$

No entanto, tais modelos foram obtidos empiricamente com dados de campo em culturas diferentes, caracterizando condição de um dossel heterogêneo. Os cultivos, com os quais os autores trabalharam, tratam-se de cultivos agrícolas, áreas desérticas, cuja heterogeneidade pode ser discutível, sobretudo quando comparada com uma condição de floresta, na qual a heterogeneidade é, sem dúvida, muito maior.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS

O estudo foi realizado em três localidades distintas no estado de Mato Grosso que apresentam características climáticas semelhantes (Figura 01), com temperatura média anual entre 24,9 a 25,4°C, precipitação entre 1300 a 1400 mm por ano e uma estação seca entre abril e setembro e uma chuvosa entre outubro e março (HASENACK et al., 2003). Uma área localiza-se na Fazenda Miranda (FM) com coordenadas 15°43'53,65''S e 56°04'18,88''O e altitude de 157 m, no município de Cuiabá – MT. Esta área é caracterizada por uma pastagem, com dominância da vegetação herbácea que surgiu depois da derrubada parcial da vegetação original, contendo fragmentos que conservam as características de Cerrado stricto sensu. O solo foi classificado como PLINTOSSOLO PÉTRICO Concrecionário lítico (EMBRAPA, 2006).

A segunda área experimental foi localizada na Fazenda Experimental (FE) da Universidade Federal de Mato Grosso com coordenadas 15°47'11''S e 56°04'47''O e altitude de 140 m, no município de Santo Antônio do Leverger – MT, distante 33 km de Cuiabá – MT. Esta área é caracterizada por uma pastagem de *Brachiaria humidicola*. O solo foi classificado como PLANOSSOLO HÁPLICO Eutrófico gleissólico (EMBRAPA, 2006).

A terceira área foi localizada na Reserva Particular do Patrimônio Natural - RPPN SESC Pantanal (CAM) com coordenadas 16°39'50''S e 56°47'50''O e

altitude de 120 m, no município de Barão de Melgaço – MT, distante 160 km de Cuiabá – MT. Esta área apresenta vegetação monodominante de Cambará (*Vochysia divergens* Pohl), conhecida localmente como cambarazal, com altura do dossel variando entre 28 a 30 m e em uma forma de faixa contínua de aproximadamente 25 km de extensão e 4 km de largura, paralela ao rio Cuiabá. O solo foi classificado como GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico (EMBRAPA, 2006).

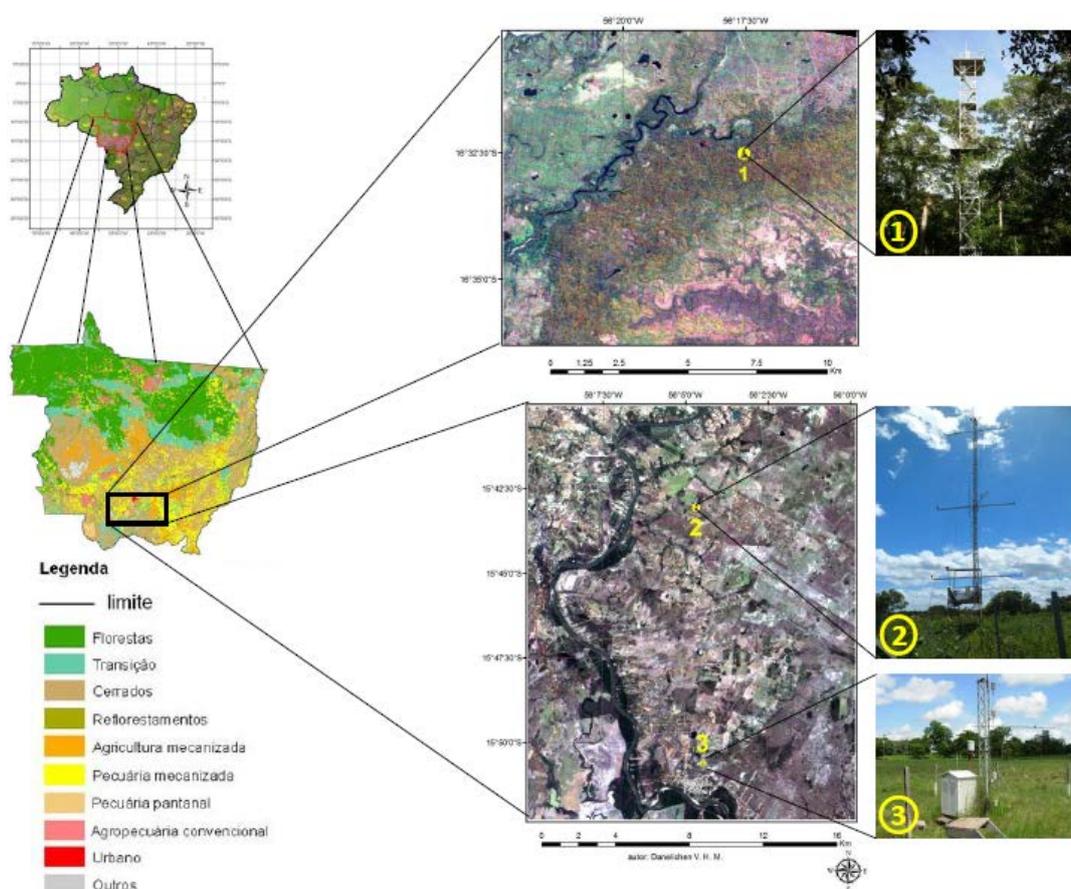


Figura 01 – Localização da área de estudo, Floresta monodominante de Cambará (1), Fazenda Miranda (2) e Fazenda Experimental (3).

3.2. INSTRUMENTAÇÃO UTILIZADA

O saldo de radiação em cada área experimental foi medido por meio de um saldo radiômetro (NR-LITE, Kipp & Zonen Delft, Inc., Holland) instalado acima do

dossel da vegetação a 5 m em FM; 2,5 em FE e 33 m em CAM, respectivamente. O fluxo de calor no solo foi obtido por meio de dois fluxímetros de calor no solo (HFT-3.1, REBS, Inc., Seattle, Washington) em FE e CAM, respectivamente, e (HFP01, Hukseflux Thermal Sensors B.V., Delft, Netherlands) em FM a 2 cm de profundidade. Em todas as áreas de estudo, os dados produzidos por sinais e pulsos elétricos dos transdutores foram processados por um datalogger (CR 10X, Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah), que armazenou os dados médios a cada 15 minutos, horário local.

3.3. DADOS MULTIESPECTRAIS UTILIZADOS

Séries temporais com intervalo de 8 e 16 dias do MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer abordo dos satélites TERRA/AQUA) foram utilizadas para a calibração dos modelos de fluxo de calor no solo com uma janela local para cada área de estudo de 250 x 250 m. Essas séries foram construídas por meio do preenchimento de controle de qualidade de valores sinalizados errôneos (QC). Os produtos de índice de área foliar – LAI (MOD15A2), temperatura da superfície – T_s (MOD11A2) e albedo – α (MCD43A) foram gerados em um intervalo de 8 dias, enquanto o índice de vegetação da diferença normalizada – NDVI (MOD13Q1) em um intervalo de 16 dias. Os produtos do MODIS são publicados pelo centro de dados EROS do Active Archive Center (EDC DAAC, http://daac.ornl.gov/cgi-bin/MODIS/GLBVIZ_1_Glb/modis_subset_order_global_col_5.pl).

Dados de precipitação para as três áreas de estudos, utilizados para verificar se houve diferença significativa entre as estações seca e chuvosa, foram obtidos pelo sensor TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), lançado pela NASA em 1997, disponibilizados pela GES DISC DAAC (Distributed Active Archive System) no site (<http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/TRMM>) TRMM Online Visualization and Analysis System. O pixel TRMM tem uma área mínima de aproximadamente de 25 km². Foram utilizados os dados do produto 3B43 V6, de 2006 a 2011.

3.4. ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO POR DIFERENTES MÉTODOS

O fluxo de calor no solo (G) foi estimado por diferentes métodos, os quais são; CHOUDHURY et al., 1987; JACKSON et al., 1987; KUSTAS & DAUGHTRY, 1990; KUSTAS et al., 1993; BASTIAASSEN, 1995; BURBA et al., 1999; MA et al., 2001; PAYERO et al., 2001; TASUMI, 2003; RUHOFF, 2011. O computo de G utilizando esses modelos foram determinados em função de dados obtidos em cada área de estudo, como o saldo de radiação (R_n) e dos produtos gerados pelo sensor MODIS, como o índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI), albedo (α), índice de área foliar (LAI) e temperatura da superfície (T_s).

Os produtos obtidos por meio do MODIS foram sincronizados com a relação G/R_n obtida em cada área experimental. Para tanto, utilizou-se de médias diárias de G e R_n entre 9h30min e 13h30min de séries temporais distintas de dados de cada área experimental, de acordo com a disponibilidade de dados. Na FM utilizou-se series entre 2009 e 2011, em FE somente 2007, e em CAM entre 2007 e 2008.

3.5. ANÁLISE ESTATÍSTICAS DOS DADOS

O conceito geral da metodologia é mostrado na Figura 02. A refletância da superfície por ondas curtas α , T_s , NDVI e LAI obtidos como produtos do MODIS foram combinados com dados de transferência radioativa descendente de ondas curtas e longas (R_n) das estações obtendo o fluxo de calor ascendente do solo G . Em seguida são combinados dados estimados pelos modelos G usando dados multiespectrais com valores de dados observados em campo de G , estabelecendo assim a calibração/parametrização G e as Análises Estatísticas.

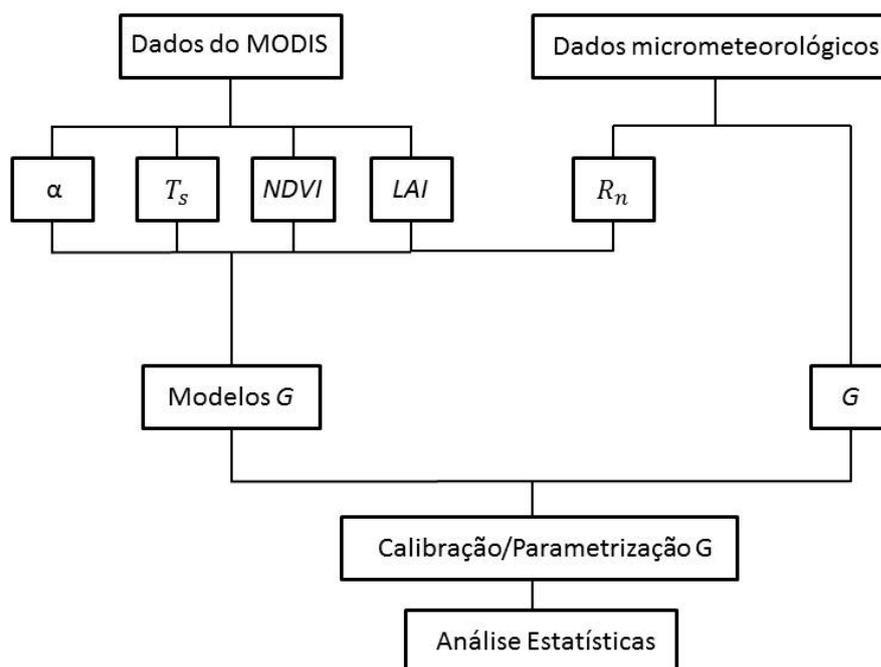


Figura 02 - Diagrama do procedimento de parametrização do fluxo de calor no solo G combinando dados do MODIS com dados micrometeorológicos de campo, onde α é o albedo da superfície, T_s temperatura da superfície, LAI é o Índice de Área Foliar, NDVI é o Índice da Diferença Normalizada e R_n é o saldo de radiação.

O preenchimento de falhas nos produtos MODIS provocadas possivelmente por influencia de nuvens e condições de instabilidade atmosférica foi realizado por meio do software CatMV 1.1 com base no método “Caterpillar”-SSA desenvolvido por GOLYANDINA & OSIPOV (2006). As parametrizações dos modelos propostos foram realizadas por meio de uma regressão não linear, tendo como variável dependente a relação G/R_n e independentes os produtos do MODIS (WILKS, 2011).

A avaliação da parametrização foi realizada por meio de alguns indicadores: exatidão – índice de Willmott “d” (Equação 15); erro quadrático médio “EQM” (Equação 16) e o erro médio absoluto “EMA” (Equação 17). A exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados. Matematicamente essa aproximação é dada por um índice designado de concordância que pode ser amplamente aplicado à comparação entre modelos (WILLMOTT et al., 1985). Seus valores variam de 0 (zero), com nenhuma concordância, a 1 (um), com concordância perfeita.

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (15)$$

em que P_i é o valor estimado, O_i o valor observado e O a média dos valores observados.

O EMA indica o afastamento (desvio) médio absoluto dos valores estimados em relação aos valores medidos.

$$EMA = \sum \frac{|P_i - O_i|}{n} \quad (16)$$

O EQM indica quanto o modelo falha em estimar a variabilidade das medidas em torno da média e mede a variação dos valores estimados ao redor dos valores medidos (WILLMOTT & MATSUURA, 2005). O menor limite de EQM é 0, o que significa que há plena adesão entre as estimativas do modelo e as medidas. O ideal seria que os valores do EMA e do EQM fossem próximo de zero (WILLMOTT & MATSUURA, 2005).

$$EQM = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (17)$$

O teste de Kruskal-Wallis (WILKS, 2011) foi utilizado para verificar se o as variáveis tiveram diferença significativa entre os locais de estudo (FM, FE e CAM) e o teste Mann Whitney (WILKS, 2011), se o período de coleta de dados (estação chuvosa, de outubro a abril; e estação seca, de maio a setembro) causaram diferença estatística (p -valor $< 0,05$) no saldo de radiação, fluxo de calor no solo, índice de área foliar, índice de vegetação da diferença normalizada, temperatura da superfície e albedo.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. AVALIAÇÃO DOS PRODUTOS OBTIDOS DE SENSORES ORBITAIS

As precipitações nas três áreas de estudos variaram de 1080 a 1857 mm por ano, com médias pluviométricas anuais de 1459 em FM, 1500 em FE e 1350 mm em CAM. O maior acúmulo de precipitação foi em FE com 8996,9 mm em todo período estudado e menor na floresta CAM de 8096,1 mm. O ano mais chuvoso foi o de 2009 com acúmulo de 1857,6 mm em FE e 2010 foi o ano que menos choveu dentre as áreas de estudo acumulando somente 1080 mm na região de floresta CAM, Figura 03.

Uma possível causa do acúmulo de chuva no ano de 2009 em FE está relacionado às condições atmosféricas de outubro de 2008 a junho de 2009, no final de 2008 o evento da La Niña, no Pacífico Equatorial, e águas anormalmente quentes do oceano Atlântico Sul favoreceram a produção intensa de chuva (INPE/CPTEC, 2009). O gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM), que se estabeleceu entre o norte e sul do Atlântico Tropical durante (principalmente) os meses de janeiro a maio de 2009, manteve a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) por mais tempo no sul em comparação com sua posição média. Isso causou chuvas acima da normalidade (VALE et al., 2011). Outra causa provável de interferência nas chuvas é o fenômeno de El Niño, que pouco ou quase nada se sabe, se este fenômeno provoca alterações no regime de precipitação da região Centro-Oeste do país, já que suas consequências “marcantes” ficam a norte e sul do Brasil (MELO, 2000).

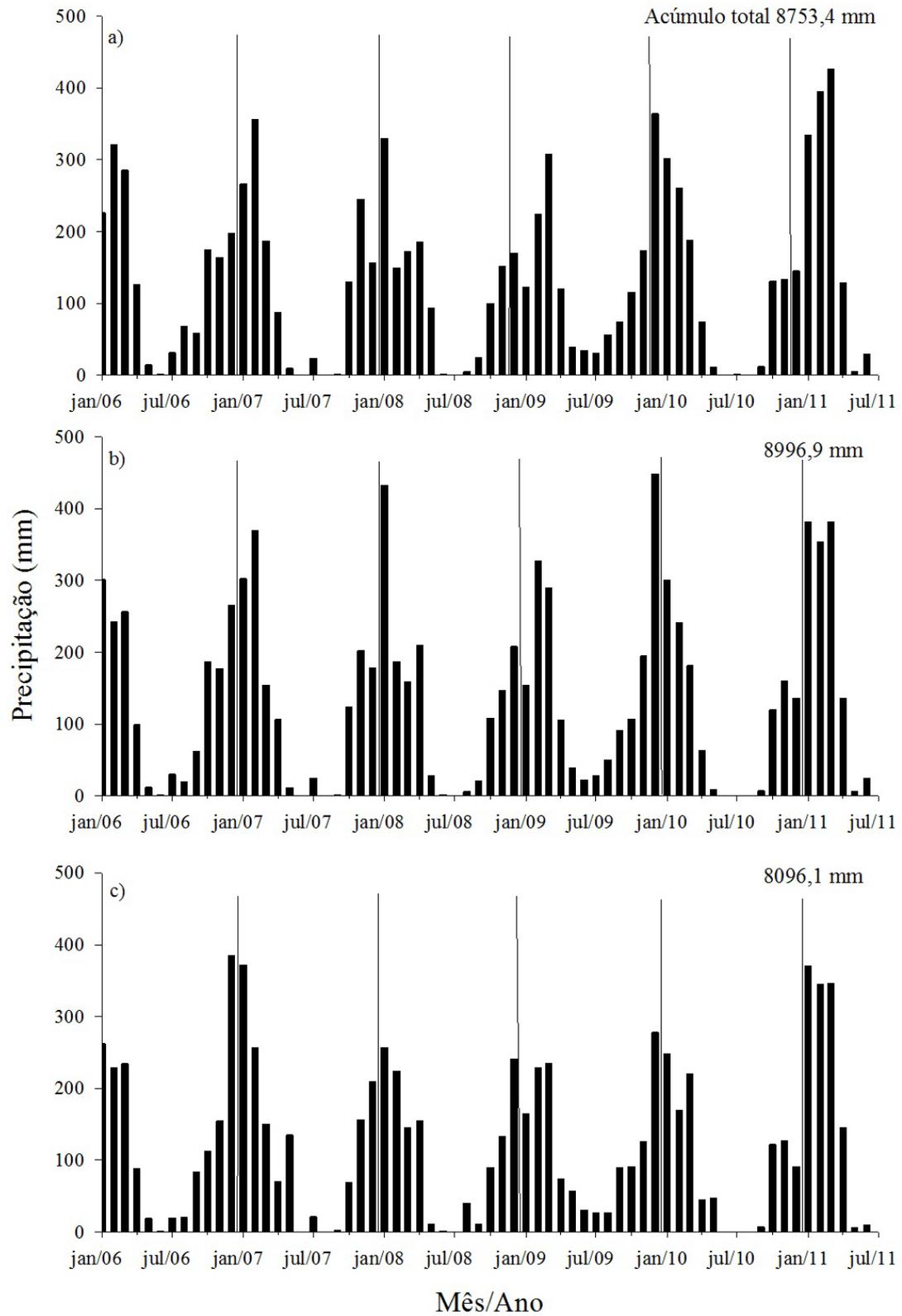


Figura 03 - Distribuição da precipitação nos meses dos anos de 2006 a junho de 2011, na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (b) e no Cambarazal (c). (Dados obtidos pelo TRMM).

O α , a T_s , o NDVI e o LAI (Figura 04 e Tabela 03) foram significativamente afetados pelas áreas experimentais e pelas estações (p-valor < 0,05). Os maiores valores de α e T_s ocorreram nas pastagens de FM e FE na estação seca e os maiores valores de NDVI e LAI ocorreram em CAM em todas as estações (Tabela 01).

Os maiores valores de NDVI e LAI ocorreram na estação chuvosa (Tabela 01) quando ocorre à maior precipitação. Nesse período, a biomassa da vegetação é mais vigorosa e a radiação infravermelha é mais intensa, enquanto que na estação seca esses índices apresentam menores valores. A maior variação do NDVI entre as estações em FM e FE, sobretudo, os menores valores de NDVI na estação seca nesses locais, se devem, primeiramente, por serem pastagens, e por existir maior déficit de água no solo na estação seca devido à estrutura dos solos desses locais permitirem melhor drenagem que os solos de CAM. A menor variação de NDVI e LAI em CAM se deve possivelmente a essa vegetação apresentar melhor estratégia de adaptação ao local de estudo.

Tabela 01 - Média±Desvio Padrão do saldo de radiação (**Rn**), fluxo de calor no solo (**G**), razão (**G/Rn**), albedo (**α**), temperatura (**T**), índice de vegetação da diferença normalizada (**NDVI**) e índice de área foliar (**LAI**) por estação na Fazenda Miranda (**FM**), Fazenda Experimental da UFMT (**FE**) e área monodominante de cambará (**CAM**). Os índices sobrescritos (a, A, b e B) indicam se houve ou não diferença significativa entre os locais de estudo e entre as estações do ano, o primeiro índice está relacionado aos locais de estudos, o segundo quanto a sazonalidade.

Local	Estação	Rn (W m ⁻²)	G (W m ⁻²)	G/Rn	α	T (°C)	NDVI	LAI (m ² m ⁻²)
FM	seca	430,5±39,2 ^{aA}	102,0±16,0 ^{aA}	0,243±0,050 ^{aA}	0,215±0,017 ^{aA}	33,1±2,2 ^{aA}	0,489±0,065 ^{aA}	1,2±0,2 ^{aA}
	chuvosa	532,6±68,4 ^{aB}	94,3±35,6 ^{bB}	0,180±0,060 ^{bB}	0,214±0,019 ^{bB}	32,0±1,6 ^{bB}	0,623±0,037 ^{bB}	1,8±0,2 ^{bB}
FE	seca	434,4±42,6 ^{aA}	31,6±7,5 ^{aA}	0,073±0,018 ^{aA}	0,231±0,015 ^{aA}	31,9±2,6 ^{aA}	0,533±0,056 ^{aA}	1,3±0,2 ^{aA}
	chuvosa	520,5±83,7 ^{aB}	37,3±7,0 ^{bB}	0,070±0,007 ^{bB}	0,226±0,017 ^{bB}	31,1±1,1 ^{bB}	0,642±0,039 ^{bB}	2,0±0,1 ^{bB}
CAM	seca	399,4±63,2 ^{aA}	10,1±1,9 ^{aA}	0,025±0,004 ^{aA}	0,202±0,007 ^{aA}	28,7±1,9 ^{aA}	0,794±0,003 ^{aA}	6,0±0,2 ^{aA}
	chuvosa	512,8±64,6 ^{aB}	7,1±1,2 ^{bB}	0,013±0,003 ^{bB}	0,212±0,006 ^{bB}	28,6±1,9 ^{bB}	0,819±0,013 ^{bB}	6,1±0,1 ^{bB}

Na pastagem o NDVI e LAI se relacionam positivamente (Tabela 02). No entanto, no CAM, esses índices de vegetação não apresentaram correlação. Essas diferenças nesses índices, provavelmente estão associadas às suas formulações matemáticas distantes e por apresentarem características espectrais diferentes (HEUTE, 2002).

O α se relaciona negativamente (Tabela 02) com o NDVI das pastagens (FM e FE). Os maiores valores de α em FM e FE se deve à coloração da vegetação. Essas áreas apresentam menor biomassa, superfícies suaves, branda e coloração clara. Os maiores valores de NDVI e LAI em CAM são característicos de florestas (SANTOS et al., 2011). Essas áreas possuem maior rugosidade da superfície e umidade, e coloração escura, o que influencia diretamente na captação da energia refletida e absorvida pela superfície terrestre que são mais escuras e refletem menos que as pastagens. Além disso, ocorre menor reflexão da radiação solar em CAM, pois possui estrutura da vegetação com árvores entre 28 e 30 m de altura, o que propicia maior absorção da radiação solar que penetra no dossel e é absorvido no seu interior. (ALLEN, 2007; RUHOFF, 2011; SANTOS et al., 2011).

A T_s se relaciona positivamente com o α em todas as áreas experimentais e negativamente com NDVI em FM e FE (Tabela 02). Em todas as áreas experimentais os maiores valores de T_s foram observados na estação seca (Tabela 01). Isso se deve, à T_s ser resultado de uma combinação complexa de fatores tanto intrínsecos (tipos de solos e coberturas, substrato rochoso, etc.), quanto extrínsecos (topografia, iluminação solar, proximidade entre alvos, etc.), os quais resultam, na variação das características óticas da região. Os menores valores de T_s em CAM (Tabela 01) se devem à barreira, imposta pelo dossel desse ecossistema, a qual reduz a transferência radioativa solar (SANTOS et al., 2011).

Tabela 02 - Matriz de correlação de Spearman do fluxo de calor no solo (**G**), saldo de radiação (**Rn**), relação **G/Rn**, albedo (α), temperatura da superfície (**Ts**), índice de vegetação da diferença normalizada (**NDVI**) e índice de área foliar (**LAI**) das áreas experimentais Fazenda Miranda, Fazenda Experimental e na área de vegetação monodominante de cambará (Cambarazal). O símbolo (*) indica que p-valor < 0,05.

Fazenda Miranda							
	G	Rn	G/Rn	α	Ts	NDVI	LAI
G	1,00						
Rn	0,32*	1,00					
G/Rn	0,83*	-0,24	1,00				
α	0,75*	0,09	0,73*	1,00			
Ts	0,69*	-0,13	0,80*	0,84*	1,00		
NDVI	-0,43*	0,50*	-0,74*	-0,39*	-0,67*	1,00	
LAI	-0,47*	0,41*	-0,73*	-0,44*	-0,58*	0,91*	1,00

Fazenda Experimental da UFMT							
	G	Rn	G/Rn	α	Ts	NDVI	LAI
G	1,00						
Rn	0,65*	1,00					
G/Rn	0,72*	-0,05	1,00				
α	0,24	-0,38*	0,64*	1,00			
Ts	0,52*	-0,07	0,76*	0,51*	1,00		
NDVI	0,07	0,57*	-0,44*	-0,49*	-0,46*	1,00	
LAI	0,35*	0,56*	-0,08	-0,04	-0,06	0,78*	1,00

Área de Vegetação Monodominante de Cambará							
	G	Rn	G/Rn	α	Ts	NDVI	LAI
G	1,00						
Rn	-0,39*	1,00					
G/Rn	0,82*	-0,72*	1,00				
α	-0,35	0,11	-0,50*	1,00			
Ts	0,10	-0,08	-0,09	0,69*	1,00		
NDVI	-0,80*	0,76*	-0,86*	0,18	-0,20	1,00	
LAI	-0,13	0,12	-0,39*	0,83*	0,76*	0,09	1,00

A T_s e o α apresentaram-se defasados no tempo, 8 a 16 dias, oito dias em FM, dezesseis dias em FE e oito dias em CAM (Figura 04). Este retardo, possivelmente, foi oriundo do intervalo de tempo da absorção da superfície pela radiação incidente e interação atmosférica, essa radiação antes de ser captada pelo sensor orbital passa descendentemente pela atmosfera para então retornar ao sensor (MU et al., 2011).

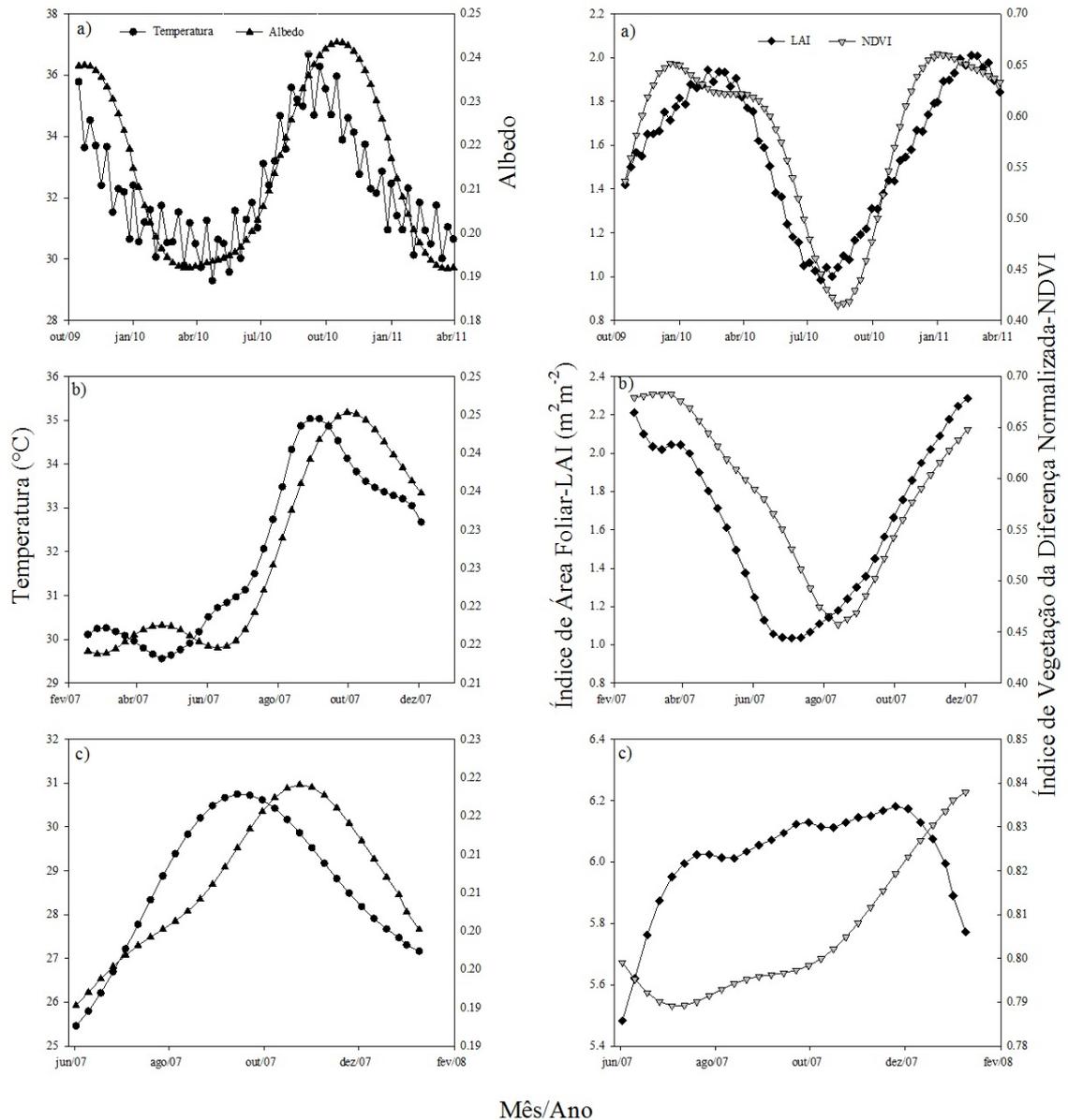


Figura 04 – Variação média de 8 dias da temperatura (T) e do albedo (α) na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (c) e no Cambarazal (e) e do índice de área foliar (LAI) e do índice de vegetação da diferença normalizada (NDVI) na Fazenda Miranda (b), Fazenda Experimental (d) e no Cambarazal (f).

Tabela 03 - Resultado do teste de Kruskal-Wallis (valor real H , valor Z , probabilidade P e numero de amostra n) do efeito das estações (chuvosa e seca) e dos locais (Fazenda Miranda - 1, Fazenda Experimental - 2 e Cambarazal - 3) sobre as variáveis de albedo (**Albedo**), temperatura (**T**), índice de vegetação da diferença normalizada (**NDVI**) e o índice de área foliar (**LAI**).

Variáveis	Tratamentos	Média			
		H	Z	P	n
Albedo	Local (1-2-3)	23,68	4,63	0,0000	131
seca	Estação (1-2)	6,88	2,62	0,0090	40
	Estação (1-3)	1,57	1,25	0,2100	33
	Estação (2-3)	22,94	4,79	0,0000	33
chuvosa	Estação (1-2)	3,59	1,90	0,0580	65
	Estação (1-3)	0,00	0,04	0,9720	61
	Estação (2-3)	7,29	2,70	0,0070	30
T	Local (1-2-3)	44,87	4,79	0,0000	131
seca	Estação (1-2)	2,06	1,43	0,1520	40
	Estação (1-3)	16,43	4,05	0,0000	33
	Estação (2-3)	8,26	2,87	0,0040	33
chuvosa	Estação (1-2)	2,95	1,72	0,0860	65
	Estação (1-3)	27,18	5,21	0,0000	61
	Estação (2-3)	17,34	4,16	0,0000	30
NDVI	Local (1-2-3)	62,06	7,88	0,0000	131
seca	Estação (1-2)	5,29	2,30	0,0210	40
	Estação (1-3)	22,94	4,79	0,0000	33
	Estação (2-3)	22,94	4,79	0,0000	33
chuvosa	Estação (1-2)	3,71	1,93	0,0540	65
	Estação (1-3)	30,19	5,49	0,0000	61
	Estação (2-3)	21,39	4,62	0,0000	30
LAI	Local (1-2-3)	62,51	7,88	0,0000	131
seca	Estação (1-2)	22,96	1,41	0,1600	40
	Estação (1-3)	22,94	4,79	0,0000	61
	Estação (2-3)	22,94	4,79	0,0000	33
chuvosa	Estação (1-2)	22,96	4,79	0,0000	65
	Estação (1-3)	30,19	5,49	0,0000	61
	Estação (2-3)	21,39	4,62	0,0000	30

4.2. AVALIAÇÃO DO FLUXO DE CALOR NO SOLO E SALDO DE RADIAÇÃO

O saldo de radiação (R_n), o fluxo de calor no solo (G) e a razão G/R_n (Figura 05 e Tabela 04) foram significativamente afetados pelas áreas experimentais e pelas estações (p -valor $< 0,05$). Somente o R_n não teve influência das áreas experimentais dentro de uma mesma estação. Apesar de variarem dentro dos mesmos fatores (local e estação), o R_n , o G e a razão G/R_n apresentaram variações distintas (Tabela 01). Os maiores valores de R_n , G e G/R_n foram obtidos em FM, seguido de FE e CAM, respectivamente. Entre as estações, os maiores valores de R_n foram obtidos na estação chuvosa nas três áreas experimentais, enquanto que o inverso ocorreu com G/R_n , com maiores valores na estação seca, e o G apresentou maiores valores na estação seca em FM e CAM e na estação chuvosa em FE. Essas variações distintas de R_n , G e G/R_n sugere que variam diferentemente à variação do α , T_s , NDVI e LAI (Tabela 02).

Os maiores valores de R_n na estação chuvosa estão relacionados ao fator astronômico, que reduz a radiação solar em junho e apresenta máximo em dezembro (BIUDES et al., 2009). Outra causa de variação no R_n , provavelmente, se deve às características espectrais das áreas experimentais (RODRIGUES et al., 2009). O R_n esteve correlacionado positivamente com o NDVI em todas as áreas experimentais e negativamente correlacionado com o albedo em FE (Tabela 02). A correlação positiva do R_n com NDVI é devido a ocorrência da maior insolação e do período com maior precipitação. Nesse período, a vegetação apresenta maior biomassa, representadas pela correlação positiva com o LAI em FM e FE (Tabela 02).

O G foi o componente que apresentou menor variação sazonal (Tabela 01). Entretanto, na estação chuvosa, o G em FM foi treze vezes maior que CAM e, na estação seca, dez vezes maior. Os maiores valores de G em FM e FE e menores em CAM foram devido à menor e maior biomassa, respectivamente, representado pelo NDVI, o qual correlacionou negativamente com G (Tabela 02). O aumento do LAI diminui a transmitância da radiação solar e, por conseguinte, diminui a temperatura do solo e o G , evidenciado pela correlação positiva entre G e T_s e negativa entre T_s e NDVI.

Apesar do G e R_n apresentarem causas de variação distintas entre cada uma

das áreas experimentais, a relação G/R_n foi correlacionada semelhantemente entre as variáveis analisadas, positivamente com α e T_s e negativamente com NDVI e LAI. A exceção ocorreu apenas com o α no CAM que correlacionou negativamente com G/R_n , provavelmente devido ao distinto funcionamento do CAM em relação às pastagens em FM e FE (Tabela 02).

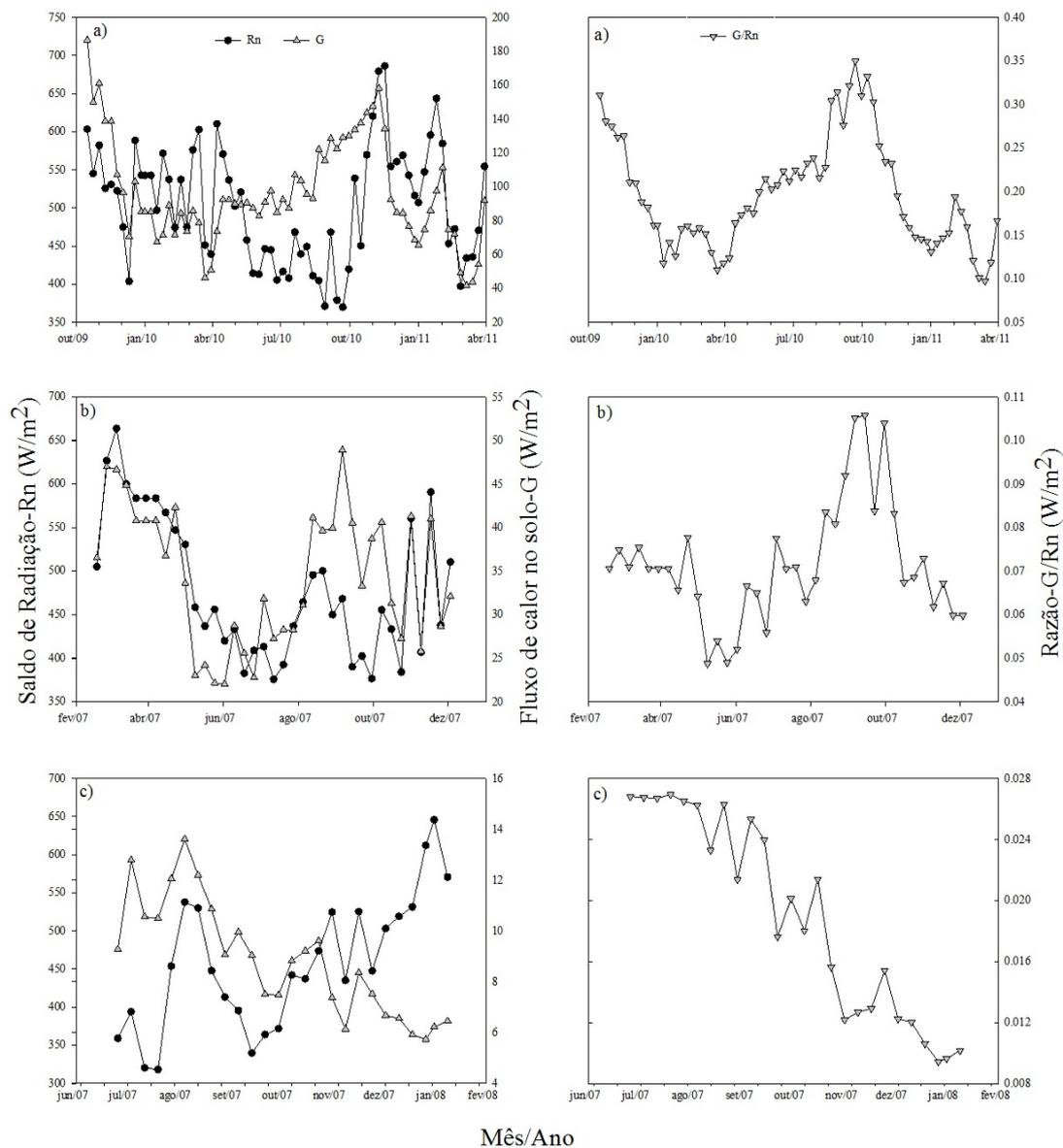


Figura 05 - Variação da média de 8 dias do saldo de radiação (R_n), fluxo de calor no solo (G) na Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (c) e no Cambarazal (e) e a razão G/R_n na Fazenda Miranda (b), Fazenda Experimental (d) e no Cambarazal (f).

Tabela 04 - Resultado do teste de Kruskal-Wallis (valor real H , valor Z , probabilidade P e numero de amostra n) do efeito das estações (chuvosa e seca) e dos locais (Fazenda Miranda - 1, Fazenda Experimental - 2 e Cambarazal - 3) sobre as variáveis de saldo de radiação (Rn), fluxo de calor no solo (G) e a razão (G/Rn).

Variáveis	Tratamentos	Média				
		H	Z	P	n	
Rn	Local (1-2-3)	6,57	2,54	0,0370	123	
	seca	Estação (1-2)	0,03	0,16	0,8710	40
		Estação (1-3)	2,87	1,69	0,0900	33
Estação (2-3)		3,13	1,77	0,0770	33	
chuvosa	Estação (1-2)	0,20	0,44	0,6560	57	
	Estação (1-3)	1,33	1,15	0,2480	56	
	Estação (2-3)	0,04	0,19	0,8460	27	
G	Local (1-2-3)	96,75	9,34	0,0000	119	
	seca	Estação (1-2)	29,27	5,41	0,0000	40
		Estação (1-3)	21,82	4,67	0,0000	32
Estação (2-3)		21,82	4,67	0,0000	32	
chuvosa	Estação (1-2)	29,08	5,39	0,0000	56	
	Estação (1-3)	25,67	5,07	0,0000	53	
	Estação (2-3)	17,77	4,22	0,0000	25	
G/Rn	Local (1-2-3)	101,97	9,57	0,0000	124	
	seca	Estação (1-2)	29,27	5,41	0,0000	40
		Estação (1-3)	22,94	4,79	0,0000	33
Estação (2-3)		22,94	4,79	0,0000	33	
chuvosa	Estação (1-2)	31,32	5,60	0,0000	58	
	Estação (1-3)	29,59	5,44	0,0000	57	
	Estação (2-3)	19,50	4,42	0,0000	27	

4.3. AVALIAÇÃO DOS MODELOS DE ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR NO SOLO

4.3.1. Avaliação dos modelos propostos em cada sítio experimental

Nas tabelas 05, 06 e 07 são apresentados os modelos ajustados/parametrizados por regressão não linear incluindo as constantes para cada região. As escolhas dos modelos para espacialização do fluxo de calor no solo G baseou-se nas estatísticas usualmente empregadas (EMA, EMQ, r, R², d). Os resultados dos modelos parametrizados/ajustados neste trabalho foram analisados em função do coeficiente de correlação (r), índice de concordância de Willmot et al. (1985) (d), erro médio absoluto (EMA) e erro médio quadrático (EQM).

Como G e R_n apresentaram correlacionaram com os produtos MODIS diferentemente em cada área experimental, foi proposta inicialmente uma parametrização individualizada. De todos os modelos analisados, o de BASTIAANSSEN (1995) foi o que apresentou o melhor desempenho em todas as áreas experimentais. Em FM (Tabela 05) o EMA, EQM, d e r foram 1,18 W m⁻², 14,04 W m⁻², 1,00 e 0,91 (Equação 18), respectivamente, em FE (Tabela 06) foram 0,41 W m⁻², 3,80 W m⁻², 1,00 e 0,89 (Equação 19), respectivamente, e em CAM (Tabela 07) foram 0,60 W m⁻², 3,17 W m⁻², 0,96 e 0,90 (Equação 20), respectivamente.

$$(T - 273.16) \times (-0.0025 + 0.050 \times \alpha) \times (1 - 2.13 \times NDVI^4) \times R_n \quad (18)$$

$$(T - 273.16) \times (-5.10^{-4} + 0.012 \times \alpha) \times (1 - 0.14 \times NDVI^4) \times R_n \quad (19)$$

$$(T - 273.16) \times (0.012 + (-0.045) \times \alpha) \times (1 - 1.79 \times NDVI^4) \times R_n \quad (20)$$

Na FM grande parte dos modelos ajustados para previsão do fluxo de calor no solo foram significativos (*) com p<0,05, apenas o modelo ajustado de Tasumi (2003) para solo nu não foi significativo. Os modelos que apresentaram melhor desempenho foram os de BASTIAANSSEN (1995), PAYERO et al. (2001), SEBAL modificado Pastagem (RUHOFF, 2011), KUSTAS & DAUGHTRY (1990) e TASUMI (2003) para solo vegetado com r igual 0,91 para o modelo de BASTIAANSSEN (1995) e 0,83 para o modelo de PAYERO et al. (2001), EMA de 1,18 e 0,16 W m⁻², EQM de 14,04 e 18,48 W m⁻² em relação ao índice de

concordância (d) todos os modelos apresentaram resultados acima de 0,97, visto que o modelo ajustado de BASTIAANSSEN (1995) apresentou d igual a 1,00, Tabela 05.

Na FE todos os modelos ajustados mostraram significativos (*), destes os que apresentaram melhor desempenho foram BASTIAANSSEN (1995), PAYERO et al. (2001) e SEBAL modificado pastagem (RUHOFF, 2011), com r igual a 0,89, 0,87 e 0,83, EMA de 0,41 para o modelo de BASTIAANSSEN (1995) e 0,00 Wm^{-2} para os dois modelos. O EQM para o modelo de BASTIAANSSEN (1995), PAYERO et al. (2001) e SEBAL modificado pastagem (RUHOFF, 2011) foram de 3,80, 3,87 e 4,38 Wm^{-2} . Todos os modelos ajustados apresentaram índice de concordância d maiores que 0,99, os três modelos que apresentaram melhor desempenho teve d com valor 1,00, Tabela 06.

Em CAM somente dois modelos ajustados mostraram significativos, o de BASTIAANSSEN (1995) e KUSTAS & DAUGHTRY (1990), apresentando correlação r de 0,90 e 0,83, EMA de 0,60 e 1,13, e EMQ de 3,17 e 3,45. Para todos os modelos ajustados o índice de concordância d foi maior que 0,94, uma vez que os dois modelos que apresentaram melhor desempenho, o índice d foi de 0,96, Tabela 07.

Os dois modelos que apresentaram melhor desempenho para cada região FM, FE e CAM são plotados em contrastes com os valores medidos de fluxo de calor no solo por meio de regressão linear, Figura 06. Admitindo como referência o fluxo de calor no solo (G) medido em todas as estações terrenas, os modelos de BASTIAANSSEN (1995) e PAYERO et al. (2001), na FM, subestimaram em 1 e 3% os valores de G, e na FE, subestimaram entre 3 e 1%. Observa-se que estes dois modelos tem em comum em sua dependência além do saldo de radiação, a temperatura da superfície terrestre, uma vez que em relação a área de pastagem sem influencia de arvores, seja possivelmente este ser o principal fator de resposta ao fluxo de calor no solo.

Em CAM, área de floresta, os modelos de BASTIAANSSEN (1995) e KUSTAS & DAUGHTRY (1990), subestimaram entre 5 e 2% os valores do fluxo de calor no solo medido (Figura 06), estes modelos tem em comum o NDVI, que por ser região de floresta, apresenta dinâmica interanual, Figura 04.

O modelo de BASTIAANSSEN (1995) apresentou maior R-quadrado em

CAM e FM em comparação a todos os modelos ajustados, sendo 0,80 e 0,77. Mesmo não apresentando R-quadrado maior na FE de 0,59, em contraste com o de PAYERO (2001) de 0,68, (Figura 06), o modelo de BASTIAANSSEN (1995) ajustado apresentou correlação significativa em todas as áreas estudadas.

Tabela 05 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (**G**) parametrizados para a Fazenda Miranda.

Autores	Modelos Parametrizados	EMA	EQM	d	r
Choudhury et al. (1987)*	$0.55 \times (\exp(-0.66 \times LAI)) \times R_n$	0,91	22,60	0,99	0,75
Kustas and Daughtry (1990)*	$(0.56 - 0.63 \times NDVI) \times R_n$	1,14	21,41	0,99	0,78
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI<4*	$0.55 \times \exp(-0.66 \times LAI) \times R_n$	0,91	22,60	0,99	0,75
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI>4*	$0.19 \times R_n$	0,54	30,88	0,98	0,38
Jackson et al. (1987)*	$0.92 \times (\exp(-2.68 \times NDVI)) \times R_n$	1,25	22,32	0,99	0,76
Payero et al. (2001)*	$-85.89 + (1.15) \times (1.15 \times \exp(0.13 \times (T - 273.16))) + 0.18 \times R_n$	0,16	18,49	0,99	0,83
Burba et al. (1999)*	$(0.15 \times R_n) - (-20.52)$	0,00	30,70	0,98	0,38
Souch et al. (1996)*	$(0.15 \times R_n) - (-20.52)$	0,00	30,70	0,98	0,38
Tasumi (2003) solo vegetado*	$(-1250.84 + 1251.28 \times \exp(-11.10^{-4} \times LAI)) \times R_n$	0,34	21,75	0,99	0,76
Tasumi (2003) solo nu	$-292.04 \times ((T - 273.16/R_n)) + 116.62$	0,00	32,95	0,97	0,11
Sene (1994)*	$0.15 \times R_n - (-20.52)$	0,00	30,70	0,98	0,38
Ma et al. (2001)*	$0.15 \times R_n - (-20.52)$	0,62	30,45	0,98	0,38
SEBAL Modificado Pastagem* (Ruhoff, 2011)	$0.17 \times R_n + 12.75 \times (T - 273.16) - 402.00$	0,15	18,77	0,99	0,82
Bastiaanssen (1995)*	$(T - 273.16) \times (-0.0025 + 0.050 \times \alpha) \times (1 - 2.13 \times NDVI^4) \times R_n$	1,18	14,04	1,00	0,91

Tabela 06 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (**G**) parametrizados para a Fazenda Experimental.

Autores	Modelos Parametrizados	EMA	EQM	d	r
Choudhury et al. (1987)*	$0.074 \times (\exp(-0.023 \times LAI)) \times R_n$	0,03	5,95	0,99	0,65
Kustas and Daughtry (1990)*	$(0.11 - 0.066 \times NDVI) \times R_n$	0,17	5,50	0,99	0,73
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI<4*	$0.074 \times \exp(-0.023 \times LAI) \times R_n$	0,03	5,95	0,99	0,65
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI>4*	$0.07 \times R_n$	1,03	6,04	0,99	0,65
Jackson et al. (1987)*	$0.124 \times (\exp(-0.93 \times NDVI)) \times R_n$	0,17	5,48	0,99	0,73
Payero et al. (2001)*	$-7.94 + (10^{-5}) \times (10^{-5} \times \exp(0.73 \times (T - 273.16))) + 0.080 \times R_n$	0,00	3,87	1,00	0,87
Burba et al. (1999)*	$(0.067 \times R_n) - (-2.35)$	0,00	5,95	0,99	0,65
Souch et al. (1996)*	$(0.067 \times R_n) - (-2.35)$	0,00	5,95	0,99	0,65
Tasumi (2003) solo vegetado*	$(-283.02 + 283.09 \times \exp(-6.10^{-6} \times LAI)) \times R_n$	0,01	5,95	0,99	0,65
Tasumi (2003) solo nu*	$-276.01 \times ((T - 273.16)/R_n) + 53.30$	0,00	7,09	0,99	0,42
Sene (1994)*	$0.067 \times R_n - (-2.35)$	0,00	5,95	0,99	0,65
Ma et al. (2001)*	$0.067 \times R_n - (-2.35)$	0,00	5,95	0,99	0,65
SEBAL Modificado Pastagem* (Ruhoff, 2011)	$0.085 \times R_n + 2.28 \times (T - 273.16) - 79.46$	0,00	4,38	1,00	0,83
Bastiaanssen (1995)*	$(T - 273.16) \times (-5.10^{-4} + 0.012 \times \alpha) \times (1 - 0.14 \times NDVI^4) \times R_n$	0,41	3,80	1,00	0,89

Tabela 07 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (**G**) parametrizados para a área modominante de cambará.

Autores	Modelos Parametrizados (Cambarazal)	EMA	EQM	d	r
Choudhury et al. (1987)	$0.079 \times (\exp(-0.24 \times LAI)) \times R_n$	0,63	4,13	0,94	-0,35
Kustas and Daughtry (1990)*	$(0.31 - 0.36 \times NDVI) \times R_n$	1,13	3,45	0,96	0,83
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI<4	$0.079 \times \exp(-0.24 \times LAI) \times R_n$	0,63	4,13	0,94	-0,35
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI>4	$0.018 \times R_n$	0,73	4,17	0,94	-0,37
Jackson et al. (1987)	$0.041 \times (\exp(-1 \times NDVI)) \times R_n$	0,80	4,10	0,94	-0,32
Payero et al. (2001)	$-155.23 + (12.87) \times (57.10^{-4} \times \exp(0.13 \times (T - 273.16))) + 0.095 \times R_n$	1,07	3,60	0,95	0,38
Burba et al. (1999)	$(-0.0096 \times R_n) - (-13.19)$	1,03	3,59	0,95	0,37
Souch et al. (1996)	$(-0.0096 \times R_n) - (-13.19)$	1,03	3,59	0,95	0,37
Tasumi (2003) solo vegetado	$(-2.78 + 2.83 \times \exp(-0.0017 \times LAI)) \times R_n$	0,63	4,13	0,94	-0,35
Tasumi (2003) solo nu	$58.96 \times ((T - 273.16/R_n)) + 4.93$	1,09	3,58	0,96	0,35
Sene (1994)	$-0.0096 \times R_n - (-13.19)$	1,03	3,59	0,95	0,37
Ma et al. (2001)	$-0.0096 \times R_n - (-13.19)$	1,03	3,59	0,95	0,37
SEBAL Modificado Floresta (Ruhoff, 2011)	$-0.0096 \times R_n + 0.096 \times (T - 273.16) - (-10.37)$	1,07	3,60	0,95	0,38
Bastiaanssen (1995)*	$(T - 273.16) \times (0.012 + (-0.045) \times \alpha) \times (1 - 1.79 \times NDVI^4) \times R_n$	0,60	3,17	0,96	0,90

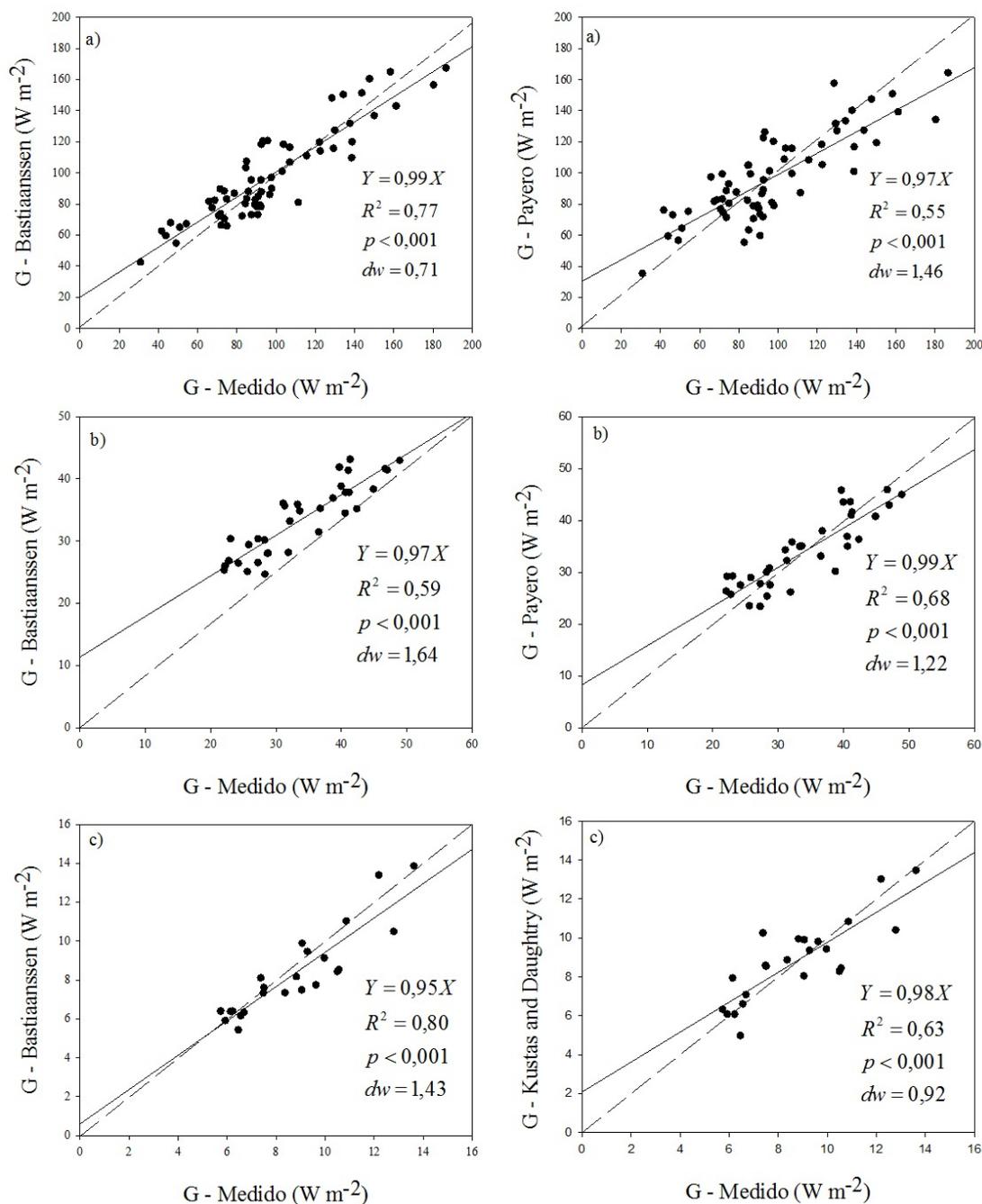


Figura 06 – Regressões lineares dos dois melhores modelos (G medido versus modelo) para cada região, Fazenda Miranda (a), Fazenda Experimental (b) e Cambarazal (c), dw é o valor estatístico de Durbin - Watson.

Um mapa de espacialização do fluxo de calor no solo G foi construído com base no modelo de BASTIAANSSEN (1995) parametrizado especificamente para cada sítio experimental (Figura 07), este mapa foi construído com imagens do

Landsat – 5 usando o software ERDAS 9.2 para empilhamento e recorte, e a ferramenta Model Maker para construções dos modelos. Em cada área de estudo observou-se valores muito próximos aos estimados pelos modelos em contraste com os valores medidos, em todas as cartas temáticas para cada área experimental G variou de 0 a 300 W.m^{-2} . Em CAM, no dia 14 de junho de 2007 o valor de G medido na torre foi de $18,67 \text{ W.m}^{-2}$ enquanto que o valor computado pelo modelo de BASTIAANSSEN (1995) parametrizado estimou em $19,89 \text{ W.m}^{-2}$. Para as áreas de pastagem o modelo parametrizado estimou valores muito próximos, também do medido, em FE o valor de G medido foi de $24,52 \text{ W.m}^{-2}$ sendo o estimado $25,00 \text{ W.m}^{-2}$, e em FM, o medido foi de $47,82 \text{ W.m}^{-2}$ enquanto que o estimado foi de $46,82 \text{ W.m}^{-2}$, todos para o pixel onde se encontra a torre micrometeorológica (Figura 07).

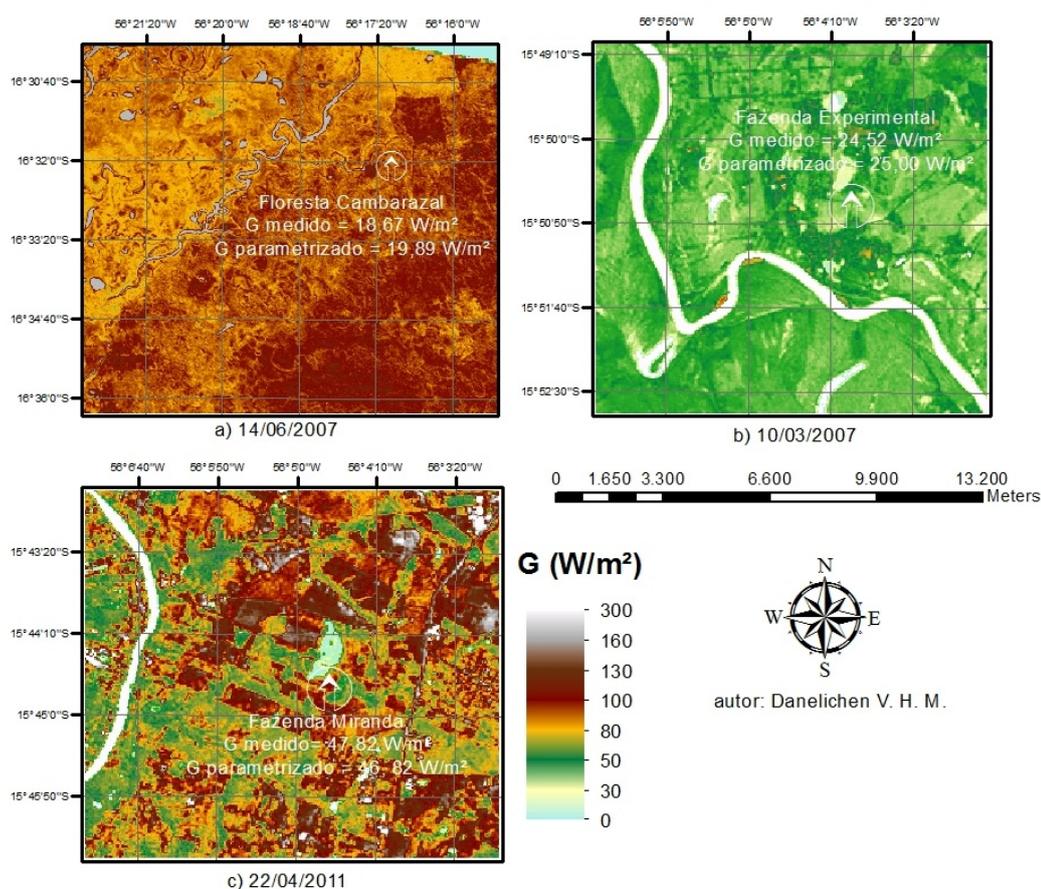


Figura 07 – Mapas do fluxo de calor no solo G gerados por meio do modelo de Bastiaanssen (1995) parametrizado para cada sítio experimental. a) Floresta monodominante de Camabará, b) Fazenda Experimental e c) Fazenda Miranda.

4.3.2. Avaliação dos Modelos propostos para todas as áreas experimentais

Mesmo apresentando diferentes correlações entre as medidas de R_n e G e os produtos MODIS, os desempenhos dos modelos originais (Tabela 08) e parametrizados (Tabela 09) foram avaliados por meio dos dados das três áreas experimentais.

Os modelos que apresentaram melhores desempenhos foram CHOUDHURY et al. (1987), JACKSON et al. (1987), KUSTAS & DAUGHTRY (1990), KUSTAS et al. (1993) para $LAI < 4$, BASTIAANSEN (1995), PAYERO et al. (2001), TASUMI (2003) para solo vegetado e RUHOFF (2011). Esses modelos, originais e parametrizados (Tabela 08 e 09), apresentaram coeficiente de correlação acima de $(r) 0,67$. Após a parametrização de todos os modelos, o r teve aumento. Contudo, o erro médio absoluto (EMA), erro quadrado médio (EQM) e o índice de Willmott (d) melhoraram consideravelmente em todos os modelos.

Tabela 08 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (**G**) originais aplicado a todas as áreas experimentais.

Autores	Modelos	EMA	EQM	d	r
Choudhury et al. (1987)	$0.4 \times (\exp(-0.5 \times LAI)) \times R_n$	11,05	33,38	0,95	0,71
Jackson et al. (1987)	$0.583 \times (\exp(-2.13 \times NDVI)) \times R_n$	13,87	36,36	0,94	0,73
Kustas and Daughtry (1990)	$(0.32 - 0.21 \times NDVI) \times R_n$	28,56	45,65	0,92	0,67
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI<4	$0.34 \times \exp(-0.46 \times LAI) \times R_n$	4,31	31,70	0,95	0,71
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI>4	$0.07 \times R_n$	28,77	51,96	0,76	0,33
Bastiaanssen (1995)	$(T - 273.16) \times (0.0038 + 0.0074 \times \alpha) \times (1 - 0.98 \times NDVI^4) \times R_n$	5,70	33,68	0,95	0,76
Burba et al. (1999)	$(0.41 \times R_n) - 51$	84,15	96,20	0,81	0,33
Payero et al. (2001)	$-13.46 + 0.507 \times (4 \times \exp(0.123 \times (T - 273.16))) + 0.0863 \times R_n$	69,16	76,31	0,86	0,69
Ma et al. (2001)	$0.35 \times R_n - 47.79$	60,66	75,46	0,85	0,33
Tasumi (2003) solo vegetado	$(0.05 + 0.18 \times \exp(-0.521 \times LAI)) \times R_n$	6,43	35,28	0,93	0,72
Tasumi (2003) solo nu	$1.8 \times ((T - 273.16/R_n)) + 0.084$	62,31	76,77	0,01	-0,06
Ruhoff (2011)	$0.007 \times R_n + 0.95 \times (T - 273.16) - 23.21$	52,35	68,01	0,37	0,71

Tabela 09 - Modelos de estimativa de fluxo de calor no solo (**G**) parametrizado para todas as áreas experimentais.

Autores	Modelos Parametrizados	EMA	EQM	d	r
Choudhury et al. (1987)	$0.34 \times (\exp(-0.5 \times LAI)) \times R_n$	1,20	31,15	0,95	0,71
Jackson et al. (1987)	$1.12 \times (\exp(-3.5 \times NDVI)) \times R_n$	3,43	33,29	0,94	0,69
Kustas and Daughtry (1990)	$(0.47 - 0.54 \times NDVI) \times R_n$	2,03	31,23	0,95	0,72
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI<4	$0.34 \times \exp(-0.50 \times LAI) \times R_n$	1,20	31,15	0,95	0,71
Kustas, Daughtry and Oevelen (1993) LAI>4	$0.13 \times R_n$	2,05	42,98	0,90	0,33
Bastiaanssen (1995)	$(T - 273.16) \times (0.0072 + (-0.0025 \times \alpha)) \times (1 - 2.11 \times NDVI^4) \times R_n$	1,92	29,17	0,96	0,76
Burba et al. (1999)	$(0.17 \times R_n) - 22.5$	1,36	42,73	0,90	0,33
Payero et al. (2001)	$-7277.0 + 84.82 \times (80.92 \times \exp(0.0017 \times (T - 273.16))) + 0.017 \times R_n$	0,66	30,61	0,95	0,73
Ma et al. (2001)	$0.17 \times R_n - 22.50$	1,36	42,73	0,90	0,33
Tasumi (2003) solo vegetado	$((-0.0021) + 0.34 \times \exp(-0.49 \times LAI)) \times R_n$	1,12	31,14	0,95	0,71
Tasumi (2003) solo nu	$(-200.24) \times ((T - 273.16/R_n)) + 76.0$	1,52	45,28	0,88	0,06
Ruhoff (2011)	$0.17 \times R_n + 12.78 \times (T - 273.16) - 424.73$	0,64	30,61	0,95	0,73

Dentre todos os modelos, o de BASTIAANSSEN (1995) merece maior atenção, pois apresentou maior r e d e menor EQM. Deve-se ainda considerar, o maior número de variáveis físicas e biofísicas, que este modelo possui em sua formulação (α , T_s e NDVI). Esses parâmetros físicos apresentam forte correlação em regiões em áreas vegetadas e não vegetadas, pastagens ou florestas, ou até mesmo áreas desérticas e alagadas, e podendo ainda ser monitorados por sensores orbitais. O estudo sistemático do comportamento do fluxo de calor no solo G e sua parametrização/calibração *in loco*, deve ser realizado com diferentes superfícies, as quais apresentam respostas espectrais intrínsecas, influenciando na contabilidade do balanço de energia de cada ecossistema (CLOTHIER et al., 1986; CHOUDHURY et al., 1987; DAUGHTRY et al., 1990; BASTIAANSSEN, 2000; PAYERO, 2001; ALLEN, 2002; TASUMI, 2003; TREZZA, 2002).

Cartas imagens de G foram construídas com o modelo geral parametrizado de BASTIAANSSEN (1995) para as três áreas de estudo, em todas elas G variou de 0 a 300 W m^{-2} (Figura 11). Diferente dos modelos de BASTIAANSSEN (1995) parametrizado para cada sítio experimental especificamente (Figura 07), os valores estimados de G superestimaram os valores medido (Figura 08). Verifica-se a deficiência em se adotar um modelo geral para ecossistemas distintos, porque os mesmos possuem características heterogêneas, tal como a o albedo da superfície, temperatura, nos índices de vegetação e Saldo de radiação. BASTIAANSSEN (1998) e BEZERRA (2006) afirmam que o fluxo de calor no solo é um componente que apresenta as maiores dificuldades em relação a precisão, quando comparados com outros componentes do balanço de energia estimados via sensoriamento remoto. No entanto, a calibração de G para cada ecossistema, bem como áreas agrícolas, as quais os diferentes autores estimaram empiricamente, faz se necessária. A parametrização dos modelos de G para cada área forneceu não somente valores próximos aos medidos (Figura 07) como também os menores erros estatísticos e alto índice de concordância (Tabelas 5, 6 e 7), uma vez que as cartas imagens de G dessas áreas não se limitam a localizações pontuais, de um único pixel, mas o seu entorno como um todo.

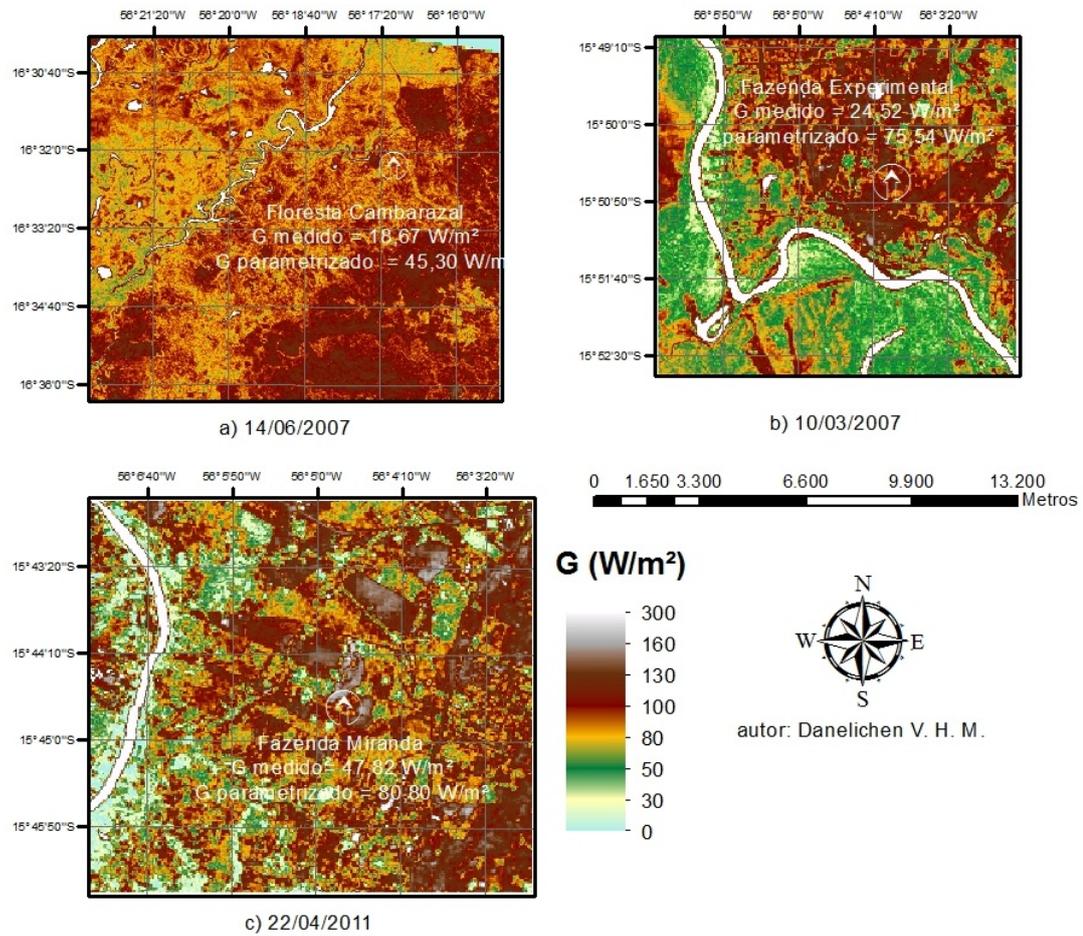


Figura 08 – Mapas do fluxo de calor no solo G gerados por meio do modelo de Bastiaanssen (1995) parametrizado geral (Tabela 09) para cada sítio experimental. a) Floresta monodominante de Cambarará, b) Fazenda Experimental e c) Fazenda Miranda.

5. CONCLUSÕES

As variáveis obtidas (α , T_s , NDVI e LAI) por sensores orbitais e as obtidas em cada área experimental (R_n , G e G/R_n) apresentaram significativa sazonalidade e influência do local de estudo. Em cada área experimental, o distinto funcionamento dos ecossistemas influenciou os diferentes acoplamentos entre as variáveis.

Nas áreas de Pastagem, FM e FE, a maior parte dos modelos ajustados mostraram-se significativos com p-valor $< 0,05$. Os modelos que demonstraram melhor desempenho foram o de BASTIAANSSEN (1995) e PAYERO (2001), sendo o índice de concordância d igual a 1,00, correlação de Spearman acima de 0,80 e valores mínimos de EMQ e EMA.

Na área de Floresta CAM somente dois modelos ajustados mostraram significativos com p-valor $< 0,05$, BASTIAANSSEN (1995) e KUSTAS & DAUGHTRY (1990), apresentando correlação r de 0,90 e 0,83 e índice de concordância d acima de 0,96 com menores EQM e EMA.

Dentre os modelos analisados, o de BASTIAANSSEN (1995) apresentou o melhor desempenho, quando se avaliou cada área experimental separadamente, e quando se avaliou um modelo geral.

Sugere-se em trabalhos futuros, aumentar o número de estações, representando diferentes tipos de cobertura do solo no estado de Mato - Grosso e usar dados de sensores orbitais com maiores resoluções espaciais e temporais, que possam fornecer um modelo geral mais preciso do fluxo de calor no solo, do que o estudado no presente trabalho.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADÂMOLI, J. O Pantanal e suas relações fitogeográficas com os cerrados: discussão sobre o conceito de complexo do Pantanal. In: 32° CONGRESSO NACIONAL DA SOCIEDADE BOTÂNICA DO BRASIL. Teresina. **Anais**. Universidade Federal do Piauí, 1982. p.109-119.

ALLEN, R.; BASTIAANSEN, W.; WARTES, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **Surface energy balance algorithms for land (SEBAL): Idaho implementation - Advanced training and users manual, version 1.0, 97p, 2002.**

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. **Irrigation and Drainage Systems**, v.19, p.251-268, Kimberly, University of Idaho, 2005.

ALLEN, R.G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J.L.; BASTIAANSEN, W.; KRAMBER, W.; LORITE, I. ROBISON, C. Satellite-based energy balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Kimberly, Idaho, v.133, n.4, p.395-406, August. 2007. doi:10.1061(ASCE)0733-9437.

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

AMADOR, G. A. **Composição florística e caracterização estrutural de duas áreas de Carandazais nas sub-regiões do Miranda e Nabileque, Pantanal sul mato-grossense, Brasil**. 2006. 55 f, Dissertação (Mestrado em Ecologia e Conservação), Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2006.

ANTONINO, A.C.D.; LIRA, C.A.B.O.; DALL'OLIO, A.; AUDRY, P.; PINTO, A.X.M. Influência do posicionamento de sondas térmicas na determinação da difusividade térmica e do fluxo de calor do solo em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, p.165-172, 1997.

ARIEIRA, J.; KARSSENBERG, D.; JONG, S.M.; ADDINK, E.A.; COUTO, E.G.; CUNHA, C.N.; SKØIEN, J.O. Integrating field sampling, geostatistics and remote sensing to map wetland vegetation in the Pantanal, Brazil. **Biogeosciences**, v.8, p.667–686, 2011.

ARIEIRA, J.; NUNES DA CUNHA, C. Fitossociologia de uma floresta inundável monodominante de *Vochysia divergens* Pohl (Vochysiaceae), no Pantanal Norte, MT, Brasil. **Acta Botanica Brasilica**, v. 20, p. 569-580, Setembro, 2006.

BASTABLE, H.G.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DALLAROSA, R.L.G.; FISCH, G.; NOBRE, C.A. Observations of climate, albedo and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian Forest. **International Journal of Climatology**, v.13, p.783-796, 1993.

BASTIAANSEN, W.G.M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**, Tese (Ph.D.), Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 273f., 1995.

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

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

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

BASTIAANSEN, W. G. M., TEXEIRA, A. H. C. Calibração e validação do modelo SEBAL para as condições semi-áridas do Nordeste brasileiro. **Anais**. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, p. 4905-4912, INPE 25-30 abril 2009.

BEZERRA, B.G. **Balço de energia e evapotranspiração em áreas com diferentes tipos de cobertura de solo no cariri cearense através do Algoritmo SEBAL**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. D.C.A. UFCG, Campina Grande, 2006.

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

BIUDES, M.S.; CAMPELO JÚNIOR, 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.135-143, 2009.

BRUNSELL, N. A., ANDERSON, M. C. Characterizing the multi-scale spatial structure of remotely sensed evapotranspiration with information theory. **Biogeosciences**, v.8, p. 2269–2280, 2011.

BURBA, G.G.; VERMA, S.B.; KIM, J. Surface energy fluxes of *Phragmites australis* in a prairie wetland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, n.31-51, 1999.

CARDOSO, E.L.; SILVA, M.L.N.; MOREIRA, F.M.S.; CURI, N. Atributos biológicos indicadores da qualidade do solo em pastagem cultivada e nativa no Pantanal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.44, n.6, p.631-637, 2009.

CASTELNOU, M. N.; FLORIANI, D.; VARGAS, I. A.; DIAS, J. B. **Sustentabilidade socioambiental e diálogo de saberes: o Pantanal matogrossense e seu espaço vernáculo como referência**. Desenvolvimento e Meio Ambiente, Editora UFPR, n. 7, p. 41-67, jan/jun. 2003.

CHOUDHURY, B.L; IDSO, S.B.; REGINATO, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infra-red temperature based energy balance equation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.39, p.283-297, 1987.

CLEUGH, H.A.; LEUNING, R.; MU, Q.; RUNNING, S.W. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v.106, p.285–304, 2007.

CLOTHIER, B.E.; CLAWSON, K.L.; PINTER JR, P.J.; MORAN, M.S.; REGINATO, R.J.; JACKSON, R.D. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. **Agriculture and Forest Meteorology**, v.37, p.319-329, 1986.

COLLISCHONN, W.; TURCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change?. **Journal of Hydrology**, v.245, p.218-238, 2001.

COMASTRI FILHO, J.A.; POTT, A. Introdução e avaliação de forrageiras em “caronal” na sub-região da Nhecolândia, Pantanal Mato-grossense. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.29, n.10, p.1637-1650, 1994.

COMASTRI FILHO, J.A.; POTT, A. Introdução e avaliação de forrageiras em “cordilheiras” semidesmatada na sub-região da Nhecolândia, Pantanal Matogrossense. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.33, n.5, 1998.

CORSINI, E.; GUARIM NETO, G. Aspectos ecológicos da vegetação de "carvoal" (*Callisthene fasciculata* (Spr.) Mart.) no pantanal mato-grossense. In: III SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL, 1, 2000, Corumbá (MS). **Anais**. Corumbá: III SINPAM, p. 1-52, 2000.

COURAULT, D.; SGUIN, B.; OLIOSO, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: from empirical to numerical modeling approaches. **Irrigation and Drainage System**, v.19, p.223-249, 2005.

COUTINHO, A. C. Precisão posicional dos focos de queimadas no Estado de Mato Grosso. **Comunicado Técnico 105**, Embrapa. ISSN 1677-8464. p. 1-5, Dezembro, Campinas, SP. 2010.

DAMASCENO-JUNIOR, G. A.; SEMIR, J.; SANTOS, F. A. M.; LEITÃO-FILHO H.F. Structure, distribution of species and inundation in a riparian forest of Rio Paraguai, Pantanal, Brazil. **Flora**, v. 200, p.119-135, Maio, 2005.

DANELICHEN, V. H. M.; BIUDES, M. S. Avaliação da difusividade térmica de um solo no norte do Pantanal. **Ciência e Natura**. v.33, p.227-240, n.8, Santa Maria, RS, 2011.

DAUGHTRY, C.S.; KUSTAS, W.P.; MORAN, M.S.; JACKSON, R.D.; PINTER, J. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote Sensing of Environment**, v.32, p.111-124, 1990.

DECICO, A.; REICHARDT, K. Determinação das propriedades térmicas do solo em condições de campo. **Ciência e cultura**, v.28, n.3, p.360-362, 1976.

EMBRAPA - CNPS. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006. 306 p.

GLENN, E.P.; HUETE, A.R.; NAGLER, P.L.; NELSON, S.G. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. **Sensors**, v.8, p.2136–2160, 2008a.

GLENN, E. P.; MORINO, K.; DIDAN, K.; JORDAN, F.; CARROLL, K.C.; NAGLER, P.L.; HULTINE, K.; SHEADER, L.; WAUGH, J. Scaling sap flux measurements of grazed and ungrazed shrub communities with fine and coarse-resolution remote sensing. **Ecohydrology**, v.1,n.4, p.316–329, 2008b.

GOLYANDINA, N.; OSIPOV, E. The “Caterpillar”-SSA method for analysis of time series with missing values. **Math.** St. Petersburg University, Universitetsky av. 28, 198504, St.Petersburg, Petrodvorets, Russia. Feb. 2006. MSC: 37M10, 62-07, 60G35. <http://www.gistatgroup.com/cat/>.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; HOFMANN, G. S. **O Clima da RPPN SESC-Pantanal**. Porto Alegre, UFRGS, 27 p., 2003.

HUETE, A.R.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E.P.; GAO, X.; FERREIRA, L.G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**. v.83, v.1-2, p.195-213, 2002.

INPE/CPTEC. 2009. **Boletins climáticos**. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/>. Acessado em: 01/07/2009.

IRMAK, A. **Evapotranspiration – Remote Sensing and Modeling**. Published by InTech Janeza Trdine 9, 51000 Rijeka, Croatia. December, 2011.

JACKSON, R.D.; MORAN, M.S.; GAY, L.W.; RAYMOND, L.H. Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. **Irrigation Sciences**, v.8, p.81 – 90, 1987.

JIMÉNEZ-RUEDA, J.R.; PESSOTTI, J.E.S.; MATTOS, J.T. Modelos para estudo da dinâmica evolutiva dos aspectos fisiográficos dos Pantanais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.33, Número Especial, p.1763-1773, 1998.

JHORAR, R. K.; SMIT, A.A.M.F.R.; BASTIAANSEN, W.G.M; ROEST C.W.J. Calibration Of A Distributed Irrigation Water Management Model Using Remotely Sensed Evapotranspiration Rates And Groundwater Heads. **Irrigation and Drainage**. v.60, p.57–69, February, 2011.

JUNG, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; SENEVIRATNE, S.I.; SHEFFIELD, J.; GOULDEN, M.L.; BONAN, G.; CESCATTI, A.; CHEN, J. JEU, R.; DOLMAN, A.J.; EUGSTER, W.; GERTEN, D.; GIANELLE, D.; GOBRON N.; HEINKE, J.; KIMBALL, J.; LAW, B.E.; MONTAGNANI, L.; MU, Q.; MUELLER, B.; OLESON, K.; PAPALE, D.; RICHARDSON, A.D.; ROUPSARD, O.; RUNNING, S.; TOMELLERI, E. VIOVY, N.; WEBER, U.; WILLIAMS, C.; WOOD, E.; ZAEHLE, S.; ZHANG, K. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v.467, p.951–954, 2010.

JUNK, W. J. Long-term environmental trends and the future of tropical wetlands. **Environmental Conservation**, v. 29, 414–435, 2002.

JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. In: Proceedings of the International Large River Symposium (LARS). **Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences**. Ottawa (Canada): ed. Dodge, 1989, p. 110-127, 1989.

KUSTAS, W.P.; DAUGHTRY, C.S.T.. Estimation of the Soil Heat Flux/Net Radiation from Spectral Data. **Agriculture and Forest Meteorology**, v.49, p.205–223, 1990.

KUSTAS, W.P.; DAUGHTRY, C.S.T.; VAN OEVELEN, P.J. Analytical Treatment of the Relationships between Soil heat Flux/Net Radiation and Vegetation Indices. **Remote Sensing of Environment**, v.46, n.3, p.319–330, 1993.

KUSTAS, W.P.; MORAN, M.S.; HUMES, K.S.; STANNARD, D.L.; PINTER, J.; HIPPS, L.; GOODRICH, D.C.. Surface energy balance estimates at local and regional scales using optical remote sensing from an aircraft platform and atmospheric data collected over semiarid rangelands. **Water Resources Research**, v.30, n.5, p.1241-1259, 1994.

KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover, **Agricultural and Forest Meteorology**, v.94, p.13-29, 1999.

KUSTAS, W.P.; PRUEGER, J.H.; HATFIELD, J.L.; RAMALINGAM, H.; HIPPS, L.E. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, n.1, p.249-264, 2000.

KUSTAS, W.; ANDERSON, M. Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.2071–2081, 2009.

LUO, Y.; LOOMIS, R.S.; HSIAO, T.C. Simulation of soil temperature in crops. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.61, p.23-38, 1992.

MA, Y.; SU, Z.; LI, Z.; KOIKE, T.; MENENTI, M. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau. **Hydrological Processes**, v.16, p.2963–2971, 2001.

MATEUS, L.A.F.; PENHA, J.M.F.; PETRERE, M. Fishing resource in the rio Cuiabá basin, Pantanal do Mato Grosso, Brazil. **Sociedade Brasileira de Ictiologia**, v.2, n.4, p.2117-227, 2004.

MELO, M. L. Impacto do fenômeno El Niño sobre a região centro-oeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais** (CD-ROM), 11, Rio de Janeiro, 2000.

MILNE, E.; CERRI, C.E.P.; CARVALHO, J.L.N. Agricultural expansion in the Brazilian state of Mato Grosso; implications for C stocks and greenhouse gas emissions. **Environmental Science and Engeneerig**, v.3, p.447-460, 2010.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposium of the society of experimental biology**, v.19, p.205–224, 1965.

MORAES, A.S.; RESENDE, E.K.; RODRIGUES, C.A.G.; MAURO, R.A.; GALDINO, S.; OLIVEIRA, M.D.; CRISPIM, S.M.A.; VIEIRA, L.M.; SORIANO, B.M.A.; ABREU, U.G.P.; MOURÃO, G.M. Embrapa Pantanal: 25 anos de pesquisas em prol da conservação do Pantanal. In: III SIMPÓSIO SOBRE RECURSOS NATURAIS E SÓCIO-ECONÔMICOS DO PANTANAL: OS DESAFIOS DO NOVO MILÊNIO. **Anais**. Corumbá: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (Embrapa Pantanal), p.1-55. 2000.

MORAN, S. AND R. JACKSON. Assesing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs. **Journal of Environmental Quality**. n.4, v.20, p.725-735, 1991.

MORENGO. J.A.; NOBRE. C.A.; CHOU. S.C.; TOMASELLA. J.; SAMPAIO. G.; ALVES. L.M.; OBREGÓN. G.O.; SOARES. W.R.; BETTS. R.; KAY. G. **Riscos das Mudanças Climáticas no Brasil**. Análise Conjunta Brasil-Reino Unido sobre os Impactos das Mudanças Climáticas e do Desmatamento na Amazônia. Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, SP, maio de 2011.

MU, Q.; HEINSCH, F.A.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, v.111, p.519-536, 2007.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**. Numerical Terradynamic Simulation Group, Department of Ecosystem and Conservation Sciences, The University of Montana, Missoula, MT 59812, USA, 2011.

NAGLER, P.; CLEVERLY, J.; LAMPKIN, D.; GLENN, E.; HUETE, A.; WAN, Z. Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. **Remote Sensing of Environment**, v.94, p.17-30, 2005.

NASCIMENTO, M. T.; NUNES DA CUNHA, C. Estrutura e composição florística de um cambarazal no Pantanal de Poconé - MT. **Acta Botanica Brasilica**, v. 3, p.3-11, 1989.

NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W. J. Year-to-year changes in water level drive the invasion of *Vochysia divergens* in Pantanal grasslands. **Applied Vegetation Science**, v. 7, p.103–110, Fevereiro, 2004.

OVERGAARD, J.; ROSBJEREG, D.; BUTTS, M. Land-surface modeling in hydrological perspective — A review. **Biogeosciences**, v.3, p.229–241, 2006.

PARODI, G.N. **AHVRR hydrological analysis system**: Algorithms and theory, version 1.3: AHAS algorithms and theory. Enschede, ITC, 2002.

PAYERO, J.; NEALE, C.; WRIGHT, J. **Estimating diurnal variation of soil heat flux for alfalfa and grass**, Proceedings of the 2001 ASAE Annual International Meeting, Sacramento, California. 2001.

PAYERO, J.; NEALE, C.; WRIGHT, J. Estimating soil heat flux for alfalfa and clipped tall fescue grass. **Applied Engineering in Agriculture, American Society of Agricultural Engineers**, v.21, n.3, p.401-409, 2005.

POZER, C.G.; NOGUEIRA, F. Flooded native pastures of the northern region of the Pantanal of Mato Grosso: Biomass e primary productivity variations. **Brazilian Journal of Biology**, v.64, n.4, p.859-866, 2004.

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

RAMANA RAO, T.V.; SILVA, B.B.; MOREIRA, A.A. Características térmicas do solo em Salvador, BA. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.4, p.554-559, 2005.

RODRIGUES, C. A. G.; FILHO, J. A. C. **A pecuária e as pastagens do Pantanal.** ADM – Artigo de Divulgação na Mídia, Embrapa Pantanal, Corumbá-MS, n. 09, p.1-3. abr 2001.

RODRIGUES, J.O.; ANDRADE, E.M.; TEIXEIRA, A.S.; SILVA, B.B. Sazonalidade de variáveis biofísicas em regiões semiáridas pelo emprego do sensoriamento remoto. **Engenharia Agrícola, Jaboticabal**, v.29, n.3, p.452-465, 2009.

ROGGE, G.D.; PIMENTA, J.A.; BIANCHINI, E.; MEDRI, M.E.; COLLI, S.; ALVES, L.M.T. Metabolismo respiratório de raízes de espécies arbóreas tropicais submetidas à inundação. **Revista Brasileira de Botânica**, v.21, n.2, 1998.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. Tese de doutorado. Universidade federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR – RS, 2011.

SANTOS, S.A.; COSTA, C.; SOUZA, G.S.; POTT, A.; ALVAREZ, J.M.; MACHADO, S.R. Composição botânica da dieta de bovinos em pastagem nativa da sub-região de Nhecolândia, Pantanal. **Revista Brasileira de Zootecnia**, v.31, n.4, p.1648-1662, 2002.

SANTOS, S. A.; NUNES DA CUNHA, C.; TOMÁS, W.; ABREU, U. G. P.; ARIEIRA, J. **Plantas invasoras no Pantanal: como entender o problema e soluções de manejo por meio de diagnóstico participativo**. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 66. EMBRAPA. Corumbá, 45p, Agosto, 2006.

SANTOS, J. M. **Avaliação de uma oficina sobre biomas brasileiros junto à licenciandos em Ciências Biológicas, utilizando o sensoriamento remoto como ferramenta**. Dissertação de Mestrado em Educação em Ciências e Matemática – Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

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

SANTOS, C.A.C.; RAO, T.V.R.; MANZI, A.O. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondonia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmosfera**, v.24, n.4, p.435-446, 2011.

SANTOS, N.B.F., JUNIOR, L.G.F.; FERREIRA, N.C. Padrões De Distribuições Espaciais e Temporais De Temperaturas Associados ao Bioma Cerrado. **Mercator**, v.10, n.21, p.189-204, 2011.

SECRETARIA DE ESTADO DE PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL (Mato Grosso) **Unidades climáticas do estado de Mato Grosso**. Cuiabá, MT: 2001. A021p.

SILVA, J. S. V. & ABDON, M. M. Delimitação do Pantanal brasileiro e suas subregiões. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 33, número especial, 1703-1711, Outubro, 1998.

SILVA, M.P.; MAURO, R.; MOURÃO, G.E.; COUTINHO, M. Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo. **Revista Brasileira de Botânica**, v.23, n.2, p.143-152, 2000.

SILVA, R. C. **Estudo do balanço de radiação no Pantanal sul mato-grossense**. 2003. 213 f, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002.

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

SOBRINO, J.A.; GÓMEZA, M.; JIMÉNEZ-MUÑOZ, J.C.; OLIOB, A.; CHEHBOUNIC, G. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns. **Journal of Hydrology**, v.315, p.117–125, 2005.

SOUCH, C., C. WOLFE AND C. GRIMMOND. Wetland evaporation and energy partitioning: Indiana Dunes National Lakeshore. **Journal of Hydrology**. v.184, p.189-208, 1996.

TASUMI, M. 2003. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**. Ph. D. Dissertation, University of Idaho, Moscow, Idaho.

TREZZA, R. New Evapotranspiration Crop Coefficients. **Journal of Irrigation and Drainage**. Div. (ASCE), v.108, p.57-74, 2002.

TREZZA, R.; ALLEN, RG. Estimation of Monthly and Annual ET for Morocco areas. **Report to Riverside Technology, Inc.**, Ft. Collins, CO. 9. 2009.

VALE, R.; FILIZOLA, N.; SOUZA, R.; SCHONGART, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.41(4), p.577-586, dezembro, 2011.

WANTZEN, K.M.; NUNES DA CUNHA, C.; JUNK, W.J.; GIRARD, P.; ROSSETTO, O.C.; PENHA, J.M.; COUTO, E.G.; BECKER, M.; PRIANTE, G.; TOMAS, W.M.; SANTOS, S.A.; MARTA, J.; DOMINGOS, I.; SONODA, F.; CURVO, M.; CALLIL, C. Towards a sustainable management concept for ecosystem services of the Pantanal wetland. **Ecohydrology & Hydrobiology**, v.8, n.2-4, p.115-138, 2008.

WILKS, D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic Press**. 676p. 2011.

WILLMOTT, C.J.; CKLESON, S.G.; DAVIS, R.E.; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C.M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v.90, n.C5, p.8995-9005, 1985.

WILLMOTT, C.J.; MATSSURA, K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. **Climete Research**, v.30, p.79-92, 2005.

ZHANG, X.; WU, J.; WU, H.; LI, Y. Simplified SEBAL method for estimating vast areal evapotranspiration with MODIS data. **Water Science and Engineering**, v.4, p.24-35. 2011.

ZORZATTO, J. R. **Formalização probabilística, generalização e crítica de alguns modelos usuais de alguns modelos de dinâmica de populações relacionados à questão da biodiversidade, com simulação e computação gráfica.** 1995. 151p., Dissertação (Doutorado em Engenharia Elétrica), Universidade Estadual de Campinas- SP, 1995.