



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.13.21.24-TDI

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO ATRAVÉS DE SÉRIES TEMPORAIS DE NDVI E DE LST NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DA ILHA DO BANANAL

Omar Felipe Chaparro Saavedra

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Laura de Simone Borma,
e Camilo Daleles Rennó, aprovada
em 26 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M46TCB>>

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.13.21.24-TDI

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO ATRAVÉS DE SÉRIES TEMPORAIS DE NDVI E DE LST NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DA ILHA DO BANANAL

Omar Felipe Chaparro Saavedra

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Sensoriamento Remoto, orientada
pelos Drs. Laura de Simone Borma,
e Camilo Daleles Rennó, aprovada
em 26 de julho de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M46TCB>>

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Saavedra, Omar Felipe Chaparro.

Sa12e Estimativa da umidade do solo através de séries temporais de NDVI e de LST na planície de inundação da Ilha do Bananal / Omar Felipe Chaparro Saavedra. – São José dos Campos : INPE, 2016.

xxiv + 65 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/07.13.21.24-TDI)

Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Laura de Simone Borma, e Camilo Daleles Rennó.

1. MODIS. 2. NDVI. 3. Umidade do solo. 4. Método do trapézio. 5. Área sazonalmente alagável. I.Título.

CDU 528.83:631.432.2(811.7)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).


This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Omar Felipe Chaparro Saavedra**
Título: "ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO ATRAVÉS DE SÉRIES TEMPORAIS DE NDVI E DE LST NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DA ILHA DO BANANAL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em

Sensoriamento Remoto

Dra. Laura de Simone Borma



Presidente / Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



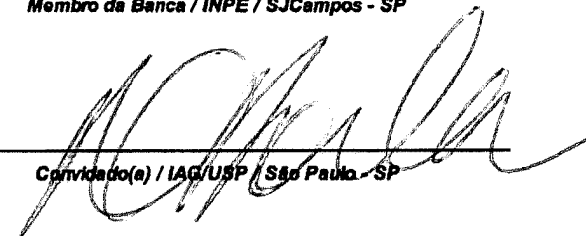
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Flávio Jorge Ponzoni



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 26 de Julho de 2016

*Well there's far too many questions to ask,
To answer all of them tonight.
For I wear, too many masks,
To tell if any of them are wrong or right.
And confusion casts a shadow upon me,
Like a great big cloud in the sky.
And now I pray for rain
Cause it's been so long since I let myself cry*

*For so long, I've sang this sad ole song.
And it feels like my time is up.
For he came and landed in my arms
And he filled my half empty cup.
Yes he filled my half empty cup,*

*Now I look up above me,
And I thank that Great Old God in the sky.
For telling me my cup ain't half empty.
Just took my little boy to show my why*

*There you are.
Right in front of me,
A brand new day,
Sunrise Over Sea ,
No longer,
My cup half empty,
Cause there you are,
You and your mum in front of me.
Your Peaches & Cream to me.
You both are Peaches & Cream to me.*

*All I know is
All I know and
I love you...*

John Butler

Dedico este trabajo a mi fuente de inspiración: Natalia y Joaquín.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelos maravilhosos docentes e colaboradores e pela disposição de ferramentas e infraestrutura para o desenvolvimento da pesquisa. De forma mais pessoal, agradeço aos meus professores e orientadores, Laura Borma e Camilo Rennó. Muito obrigado pela paciência e tempo dedicado ao meu trabalho. Quero agradecer ao João dos Reis, à Viviana Aguilar e aos colegas da pós-graduação em Sensoriamento Remoto, pelas dicas e experiência compartilhada. Devo a eles grande parte da maturidade profissional e pessoal conseguida no período do mestrado.

Agradeço aos meus amigos Germán Racca (El reverendo) e Rodrigo Sacahui (El compadre) por abrir as portas de um novo mundo para mim chamado *Python*. Mejor en español.... Gracias también por todos los momentos vividos junto a Ana, Chileno, Manolin, Roy, Orduy, ... gracias por los mates, el café colombiano y los alfajores!!!

Agradezco también a todos los hispano-falantes en São José dos Chatos, ustedes también están en mi corazón...

Quiero agradecer a mi esposa y amiga Natalia... gracias por tu apoyo incondicional, sin ti nada de esto sería posible... gracias por tus consejos, paciencia y cada cosa que hiciste para salir adelante juntos con este reto...

Agradeço à CAPES, por todos os recursos financeiros concedidos para a plena realização deste trabalho, na forma de bolsa de mestrado.

Agradeço aos membros da banca, pela disponibilidade em contribuir para o aperfeiçoamento deste trabalho.

Por último quero agradecer a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho e para meu amadurecimento profissional. A todos, muito obrigado.

RESUMO

A umidade do solo é uma variável chave na regulação de vários processos e ciclos do sistema climático, tais como os fluxos de energia, os ciclos Biogeoquímicos e o próprio ciclo hidrológico. A distribuição espacial dos ecossistemas e a dinâmica da vegetação também são influenciadas pela umidade do solo junto com outras variáveis como a radiação solar e a temperatura. Em regiões onde se espera que a temperatura e a radiação não sejam fatores limitantes, a disponibilidade de água pode ser a variável chave na determinação da dinâmica da vegetação. A partir da forte relação entre a disponibilidade de água, a radiação solar e a dinâmica da vegetação, o presente trabalho teve por objetivo analisar a variabilidade da umidade do solo através da relação entre o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) e a temperatura de superfície conhecida como método do trapézio (ou do triângulo) em uma zona de transição entre floresta amazônica e cerrado. Este método baseou-se em dados dos espectros visível, infravermelho e termal do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e em dados de campo da torre micrometeorológica do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA) localizada em uma área sazonalmente alagável no Parque Estadual do Cantão, nas proximidades da ilha do Bananal, estado do Tocantins. A partir dos dados de campo foram identificados os períodos de inundação e, conseqüentemente, de saturação do solo. A disponibilidade de umidade (Mo) foi calculada pelo método do trapézio e posteriormente comparada com os dados de umidade do solo transformados em água disponível acumulada (AD) considerando-se diferentes profundidades. Os melhores resultados foram obtidos integrando os dados até 255cm de profundidade, com coeficiente de determinação (R^2) de 0,94 para o ajuste otimizado entre Mo e AD , sugerindo que esta profundidade corresponde à zona de raízes. Observou-se que, quando os valores de umidade no solo nas diferentes profundidades estão perto da saturação, o ajuste proposto considerou apenas a água disponível acumulada nas primeiras camadas (30 e 60cm) e posteriormente as camadas mais profundas foram sendo selecionadas a medida que a água disponível nas camadas superiores foi decrescendo. Conclui-se que a disponibilidade de umidade estimada (Mo) responde inicialmente à água presente nas camadas superficiais mostrando que as plantas reduzem os custos de energia para captação do recurso e que com a diminuição de umidade nas camadas superficiais e a demanda por transpiração constante, a vegetação da área de estudo responde à água disponível em profundidade.

Palavras-chave: MODIS. NDVI. LST. Umidade do solo. Área sazonalmente alagável. Método do trapézio.

SOIL MOISTURE ESTIMATION USING NDVI AND LST TIME SERIES IN THE FLOODPLAIN OF THE BANANAL ISLAND

ABSTRACT

Soil moisture is a key variable in the regulation of various processes and feedback loops in the climate system, such as energy flows and biogeochemical cycles. The spatial distribution of ecosystems and vegetation dynamics are also influenced by soil moisture along with other variables such as solar radiation and temperature. In regions where it is expected that the temperature and radiation are not limiting factors, water availability may be a key variable in determining the dynamics of vegetation. From the strong relationship between water availability, solar radiation and the vegetation dynamics, this study estimated the soil moisture for different depths through the relationship between NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), soil moisture and surface temperature (LST) in a transition zone between forest and savanna. Visible, infrared and thermal spectral data from MODIS and meteorological field data from the Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) were used. From the field data, periods of flooding and consequently soil saturation were identified. Soil moisture availability (Mo) was calculated by the trapezoidal method and then compared with the soil moisture data transformed into stored water available (AD) in mm. The best results were obtained by integrating the data up to 255cm deep, with a coefficient of determination (R^2) of 0.94 for optimized fit between Mo and AD , suggesting that this depth corresponds to the root zone. It was observed that when soil moisture values at different depths are close to saturation, the proposed adjustment considers only the stored water available accumulated in the first layers (30 and 60cm) and consequently deeper layers were being selected when the available water in the upper layers was decreasing. It is concluded that the estimated moisture availability (Mo) responds initially to the water present in the surface layers, showing that plants reduce energy costs for capture feature and with the moisture reduction in the surface layers and the demand for continuous transpiration the vegetation of the study area responds to the available water depth.

Keywords: MODIS. NDVI. LST. Soil moisture. LBA. Trapezoid method. Seasonally flooded area.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Figura 2.1 – Processos que contribuem para o acoplamento entre a umidade do solo, a evapotranspiração e a temperatura. Fonte: Adaptado de Seneviratne et al (2010). 8
- Figura 2.2 – Gráfico de dispersão dos valores dos pixels de NDVI em função da temperatura da superfície radiante de uma imagem AVHRR próximo a Filadélfia, Pensilvânia, em 17 de agosto de 1991. A borda quente, indicada com uma seta, é fortemente definida no lado direito do grupo pixels. Os pontos que provavelmente representam nuvens e água são marcados com setas. Fonte: Adaptado de Carlson (2007). 17
- Figura 2.3 – Gráfico de dispersão dos valores dos pixels de NDVI em função da temperatura da superfície radiante de uma imagem NS001 sobre Walnut Gulch, Arizona durante o verão. As principais características do triângulo são: as temperaturas máximas e mínimas como linhas verticais tracejadas (Tmax e Tmin), a borda quente (linha vermelha tracejada), a borda fria e os limites da vegetação densa (NDVIs) e solo descoberto (NDVIo). Fonte: Adaptado de Carlson (2007). 18
- Figura 2.4 – Resumo dos descritores chave e interpretações físicas do espaço LST/ IV ou gráfico de dispersão. Fonte: Adaptado de Petropoulos et al. (2009). 19
- Figura 2.5 – Exemplo do triângulo com dados de fração de cobertura vegetal Fr x temperatura da superfície normalizada T*. A área cinza representa a nuvem de pontos obtida com os dados de LST e NDVI observados. Fonte: Adaptado de Carlson (2013). 19
- Figura 2.6 – Modelo simulado do triângulo com dados de fração de cobertura vegetal Fr (%) x temperatura da superfície radiante T*. As linhas inclinadas quase retas representam a disponibilidade de umidade do solo, Mo em intervalos de 0,1 iniciando de 0 do lado direito (a borda quente). As linhas curvas marcadas como frações representam a fração de evapotranspiração, EF. Fonte: Adaptado de Carlson (2007). 21
- Figura 3.1 – Localização da área de estudo. Área de transição floresta – savana nos estados de Tocantins - TO, Mato Grosso - MT, e Paraíba - PA. Fontes: Base cartográfica (1:250.000) IBGE 2015 e serviço de imagens Google maps. 26
- Figura 3.2 – Etapas de desenvolvimento da pesquisa..... 31
- Figura 4.1 – Valores de precipitação diária (mm), médias diárias de umidade volumétrica do solo (θ , em $m^3.m^{-3}$) para as profundidades de 20, 40, 80, 150 e 220 e a taxa de variação de água do solo ΔS (mm.dia⁻¹). As barras azuis indicam o período de

inundação onde ΔS é próximo de 0. As barras hachuradas indicam o período de início de precipitação onde ΔS apresenta grande variação.....	36
Figura 4.2 – Espaço NDVI x LST.....	37
Figura 4.3 – Espaço NDVI x LST. a) Distribuição dos dados em faixas de NDVI para estimar LSTmin e LSTmax, b) Distribuição dos dados em faixas de LST para estimar NDVImín e NDVImax.....	38
Figura 4.4 – Espaço NDVI x LST normalizado. A linha vermelha representa o eixo quente ajustado (T_{we}^*).....	39
Figura 4.5 – Conjunto de dados de umidade volumétrica do solo (θ , a 20 cm), NDVI (MOD09GA), LST (MOD11A1) e M_o estimado para o conjunto de dados analisado.....	41
Figura 4.6 – Coeficientes de correlação para o conjunto de dados analisado.....	41
Figura 4.7 – Evolução temporal da água disponível acumulada (AD).....	42
Figura 4.8 – Comparação entre a disponibilidade de umidade no solo estimada (M_o) e a água disponível acumulada até 255 cm.	44
Figura 4.9 – Função de ajuste entre a disponibilidade de umidade no solo estimada (M_o) e a água disponível acumulada (AD)considerando diferentes profundidades.	45
Figura 4.10 – Comparação entre as profundidades selecionadas ao longo do tempo no ajuste entre M_o e AD, e a temperatura de superfície (LST).....	46
Figura 4.11 – Relação entre a variabilidade de LST e da profundidade selecionada no ajuste entre M_o e AD.....	47
Figura 4.12 – Distribuição espacial da disponibilidade de umidade no solo estimada (M_o). Os padrões espaciais do NDVI e LST são exibidos em (b) e (c), respectivamente.	49

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 - Medição da umidade do solo in situ: vantagens e limitações.....	10
Tabela 4.1 Parâmetros de normalização das imagens	39
Tabela A.1. Instrumentos da torre da ilha do Bananal.....	63
Tabela B.1. Capas do produto MOD09GA.	65

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

EVI	EnhancedVegetation Index
IV	Índice de vegetação
LBA	Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LST	Land surface temperature
Mo	Disponibilidade de umidade no solo
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	Near infrared
R	Red
SVAT	Surface-vegetation-transfer scheme
TIR	Thermal infrared

LISTA DE SÍMBOLOS

θ	Umidade volumétrica do solo.
Δ	Diferença entre dois ou mais pontos de medida
ρ	Reflectância espectral
λ	Condutividade térmica do solo
λE	Fluxo de calor latente
SH	Fluxo de calor sensível
G	Fluxo de calor do solo
R_n	Radiação líquida
SW_{in}	Radiação de onda curta recebida
SW_{out}	Radiação de onda curta de saída
α	Albedo
LW_{in}	Radiação de onda longa de entrada
LW_{ou}	Radiação de onda longa de saída

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	5
2.1. Balanço de energia e água na superfície terrestre	5
2.2. Influência da umidade do solo nos balanços de energia e água na superfície terrestre	6
2.3. Medição da umidade do solo <i>in situ</i>	8
2.4. Medição da umidade do solo por Sensoriamento Remoto.....	11
2.4.1. Sensores da região óptica	11
2.4.2. Sensores da região de micro-ondas	12
2.4.3. Sensores da região do infravermelho termal e método da inércia termal.....	13
2.5. Estimativas da umidade do solo a partir de índices de vegetação e temperatura da superfície.....	14
2.5.1. Métodos que utilizam modelos numéricos para determinação da umidade... 20	
2.5.2. Método geométrico para estimação da disponibilidade de umidade (Mo)	22
3 MATERIAL E MÉTODOS	25
3.1. Área de estudo.....	25
3.2. Ferramental utilizado.....	27
3.3. Conjunto de dados.....	27
3.3.1. Dados de campo.....	27
3.3.2. Dados de sensoriamento remoto	28
3.4. Metodologia.....	30
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	35
4.1. Dados de umidade do solo observados <i>in situ</i>	35
4.2. Construção do espaço NDVI x LST	36
4.3. Dados de disponibilidade de umidade <i>Mo</i> estimados.....	39
4.4. Relação entre umidade disponível (<i>Mo</i>) e água disponível no solo (<i>AD</i>).....	42
4.5. Considerações finais	48
5 CONCLUSÕES	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53
ANEXO A – INSTRUMENTOS DE MEDIÇÃO.....	63
ANEXO B – PRODUTO MOD09GA.....	65

1 INTRODUÇÃO

A umidade do solo é uma variável chave na regulação de vários processos e ciclos do sistema climático, tais como os fluxos de energia e os ciclos biogeoquímicos (RODRIGUEZ-ITURBE et al., 1991; BRUBAKER et al., 1993; ELTAHIR, 1998; TEULING et al., 2009; SENEVIRATNE et al., 2010). Outros fatores ou variáveis fortemente relacionadas com a umidade do solo são a produtividade primária dos ecossistemas terrestres e a dinâmica de nutrientes no solo (JACKSON et al., 2000; ANGERT et al., 2005; HEIMANN; REICHSTEIN 2008; SOKOLOV et al., 2008; ANDERS; ROCKEL, 2009).

Além da umidade do solo, outras variáveis como a radiação solar e a temperatura definem a distribuição espacial dos ecossistemas e o crescimento das plantas (CHURKINA; RUNNING, 1998; NEMANI et al., 2003) mas, em regiões onde espera-se que a temperatura e a radiação não sejam fatores limitantes, a disponibilidade de água pode ser a variável chave na determinação da fenologia da vegetação (CHEN et al., 2014). Alguns exemplos da influência da disponibilidade de água sobre os ecossistemas foram as secas ocorridas em 2005 e 2010 na Amazônia e também os resultados dos experimentos de manipulação da umidade do solo em algumas florestas da Amazônia (PHILLIPS et al., 2009; LEWIS et al., 2011; MEIR, et al., 2009). Enquanto alguns pesquisadores apontam para o esverdeamento da floresta amazônica durante os extremos de seca (por exemplo, SALESKA et al., 2007), outros apontam para um aumento da mortalidade da floresta nessas mesmas circunstâncias (por exemplo PHILLIPS et al., 2009). Apesar de controversos, os resultados desses experimentos mostram a necessidade de melhor entendimento do comportamento da umidade do solo com vistas a uma melhor compreensão da resposta da floresta aos extremos climáticos. A questão chave parece ser a influência da relação entre a disponibilidade de água e a disponibilidade de luz como aspectos chave ao desenvolvimento da vegetação (p.e., BRANDO et al., 2010; BRADLEY et al., 2011).

A despeito da importância da umidade do solo, a sua determinação tem sido dificultada por uma série de fatores. Os métodos *in situ*, geralmente mais acurados, têm uma forte

limitação espacial decorrente da grande variabilidade espacial e temporal da umidade no solo. Por outro lado, a maior parte das estimativas baseadas em sensoriamento remoto, apesar da sua maior abrangência espacial, geralmente oferece sérias limitações quanto à representatividade da umidade do solo em camadas mais profundas (DE JEU et al., 2008) ou quanto à escala (MERLIN et al., 2010). Em geral, os sensores capturam apenas a variabilidade da umidade do solo nos primeiros 10cm da superfície do terreno (WAGNER et al., 2007, DE JEU et al., 2008).

O uso do chamado método do triângulo ou do trapézio, ainda pouco explorado para medidas de umidade do solo (Yang et al., 2015), é uma alternativa que pode se mostrar promissora na estimativa da umidade do solo. Neste método, são utilizados dois tipos de dados obtidos remotamente: a fração de cobertura vegetal obtida por meio de um índice de vegetação e a temperatura de superfície do terreno (CARLSON et al., 1994; CARLSON et al., 1995; GILLIES et al., 1997). De acordo com Yang et al. (2015), o método tem sido mais utilizado para estimativa da evapotranspiração, mas apresenta potencial para aplicação na estimativa da umidade do solo. Nesse caso, ele seria uma alternativa aos sensores remotos que medem diretamente a umidade do solo, apresentando algumas vantagens: i) permitir a avaliação da umidade do solo em escala mais refinada que as dos sensores remotos utilizados para esse fim, e ii) ser potencialmente utilizado em modelos climáticos visto que atua em células de grade, com resolução espacial compatível a esses modelos. No presente trabalho avaliou-se ainda o potencial do método em determinar a disponibilidade de umidade do solo em camadas mais profundas, potencialmente utilizadas para evaporação das plantas.

Assim, a partir da forte relação entre disponibilidade de água, radiação solar e dinâmica da vegetação, o presente trabalho teve por objetivo analisar a variabilidade temporal da umidade do solo através do estudo da relação entre o NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), e a temperatura de superfície conhecida como método do triângulo universal ou trapézio (CARLSON et al., 1994; 1995; GILLIES et al., 1997). O estudo foi realizado em uma área sazonalmente alagável localizada em uma zona de transição entre floresta amazônica e cerrado (savana brasileira), abrangendo parte dos estados de Mato Grosso, Pará e Tocantins. Para tanto, foram utilizados dados obtidos remotamente

(índices de vegetação e temperatura), dados *in situ* de umidade do solo obtidos em diferentes profundidades e variáveis climáticas da torre localizada no Parque Estadual do Cantão, nas proximidades da ilha do Bananal, como parte do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (LBA). Para se alcançar o objetivo principal, os seguintes objetivos específicos foram delineados:

- a) Construir um diagrama de dispersão entre NDVI e temperatura de superfície de modo a estimar os parâmetros específicos que permitam a construção de um triângulo ou trapézio normalizado conforme metodologia proposta por Carlson et al., (2007).
- b) A partir dos valores de NDVI e temperatura de superfície observados para a torre localizada no Parque Estadual do Cantão, estimar a disponibilidade de umidade no solo.
- c) Estabelecer um modelo estatístico que relacione a disponibilidade de umidade no solo estimada pelo método, e o conteúdo de água do solo considerando-se diferentes profundidades.
- d) Identificar e analisar as profundidades do solo nas quais a vegetação extrai água para manter o processo de evapotranspiração.

2 REVISÃO DE LITERATURA

No presente item é apresentada uma revisão dos principais conceitos envolvidos no presente trabalho, quais sejam: i) balanço de energia e água na superfície terrestre; ii) influência da umidade do solo nesses balanços; iii) principais métodos de medição da umidade do solo *in situ* e por sensoriamento remoto e, iv) fundamentação teórica que suporta o método de estimativa da umidade do solo utilizado no presente trabalho.

2.1. Balanço de energia e água na superfície terrestre

A radiação solar é a principal fonte de energia que alimenta o sistema terrestre. Ao atravessar a atmosfera terrestre, a energia solar interage com seus componentes, perdendo parte dessa energia para o sistema ao mesmo tempo em que absorve parte da energia reemitida pelo sistema. O balanço entre a radiação incidente (radiação de ondas curtas) nos componentes da superfície terrestre e a radiação recebida desses componentes (radiação de ondas longas) é conhecido por saldo de radiação. É essa parcela da energia solar que participa efetivamente dos processos que ocorrem no sistema terrestre.

O saldo de radiação, R_n , é definido da seguinte forma:

$$R_n = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} \quad (2.1)$$

onde, SW_{in} é a radiação de onda curta recebida, SW_{out} é a radiação de onda curta de saída (igual a $\alpha \cdot SW_{in}$, onde α é o albedo), LW_{in} é a radiação de onda longa de entrada, e LW_{out} é a radiação de onda longa de saída.

O saldo de radiação R_n na superfície da Terra é particionado em diferentes formas de energia: calor latente (energia necessária para transformar água líquida em vapor d'água); calor sensível (energia necessária para aquecer a atmosfera terrestre); e calor armazenado no solo. O equilíbrio de energia para a camada superficial de solo é expresso por:

$$\frac{dH}{dt} = R_n - \lambda E - SH - G \quad (2.2)$$

onde, dH/dt é a variação de energia dentro da camada acima do solo considerada (a qual contém todos os componentes de armazenamento de água considerados na Eq. (2.1)), λE é o fluxo de calor latente (λ é o calor latente de vaporização da água e E é o fluxo de vapor d'água), SH é o fluxo de calor sensível, e G é o fluxo de calor do solo para camadas mais profundas.

O balanço hídrico, por sua vez, expressa matematicamente, todas as entradas e saídas de água que ocorrem em um determinado volume em um determinado período de tempo. Para a camada superficial de solo, incluindo a vegetação e sem considerar troca lateral entre volumes de solo adjacentes, o balanço hídrico pode ser expresso por:

$$\frac{dS}{dt} = P - E - R_s - R_g \quad (2.3)$$

onde, dS/dt é a variação do teor de água (conteúdo absoluto) para uma dada camada, P é a precipitação, E é a evapotranspiração (fluxo de vapor d'água), R_s é o escoamento superficial, e R_g é a drenagem profunda. O termo E inclui a evaporação direta do solo, a transpiração das plantas, a evaporação a partir do armazenamento por interceptação, sublimação da neve, e evaporação direta de corpos d'água.

A partir da Eq. (2.2) e (2.3) pode-se observar que os balanços de água e energia estão acoplados através da evapotranspiração ($E, \lambda E$). Ao influenciar a evapotranspiração, a umidade do solo desempenha um papel fundamental nos ciclos de água e energia, através do seu impacto sobre a partição de energia na superfície (SENEVIRATNE et al., 2010). No entanto, além do impacto sobre a evapotranspiração (calor latente), tradicionalmente citado na literatura, conforme exposto a seguir, tem sido cada vez mais evidenciado o impacto da umidade do solo sobre o calor sensível (SENEVIRATNE et al., 2010).

2.2. Influência da umidade do solo nos balanços de energia e água na superfície terrestre

Conforme exposto anteriormente, a umidade do solo desempenha um papel importante em vários processos do sistema terrestre. De maior importância para o presente trabalho

é a influência que ela exerce no balanço de água e energia, através de *feedbacks* entre ela, o calor latente e calor sensível.

A maioria dos impactos inferidos da umidade do solo para o sistema climático são induzidos por seu papel na evapotranspiração (fluxo de calor latente) em regimes de umidade do solo limitada. O teor de umidade do solo está diretamente ligado ao potencial hídrico do solo ou sucção do solo. Com a diminuição da umidade do solo, a sucção aumenta, a umidade do solo remanescente torna-se menos acessível para a absorção pelas raízes das plantas e a evapotranspiração pode assim, tornar-se reduzida (SENEVIRATNE et al, 2006). Outro impacto importante da umidade do solo no clima de superfície está relacionado às mudanças na temperatura do ar. Quanto menor quantidade de energia total utilizada pelo fluxo de calor latente, mais energia estará disponível para o aquecimento sensível, induzindo um aumento da temperatura do ar próximo à superfície (KOSTER et al, 2006).

A Figura 2.1 exibe as principais interações que conduzem os *feedbacks* entre umidade do solo, o calor latente e calor sensível. A interação (A) refere-se à relação entre a umidade do solo e a evapotranspiração, neste caso, indicando o impacto da diminuição de umidade do solo para uma consequente diminuição de evapotranspiração. Esta interação está prevista para ser mais forte em zonas de transição entre climas secos e úmidos (SENEVIRATNE et al., 2010). A relação (B) refere-se à ligação entre a evapotranspiração e fluxo de calor sensível, indicando que a diminuição na evapotranspiração leva a um aumento do fluxo de calor sensível e, portanto, um aumento da temperatura do ar. A interação (C) refere-se a um potencial *feedback* positivo (induzido por uma cadeia de duas reações negativas), levando a um aumento de temperatura. Este aumento leva a um maior déficit de pressão de vapor e maior demanda evaporativa, e portanto, a um potencial aumento da evapotranspiração, apesar das condições secas, possivelmente levando a uma maior redução na umidade do solo. O ciclo pode ir até a secagem total do solo, quando a temperatura aumenta e não pode ser atenuada por novos aumentos de evapotranspiração.

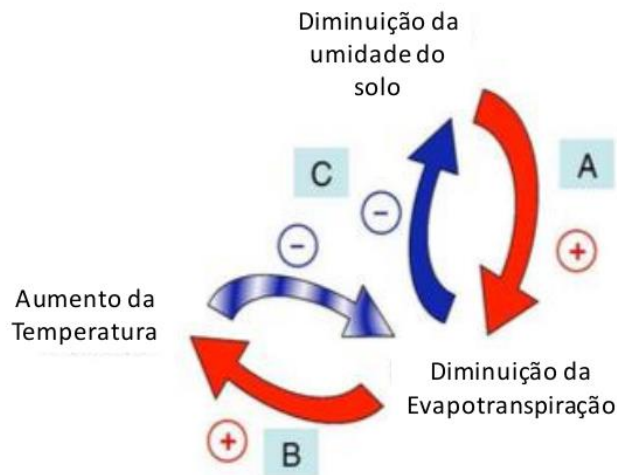


Figura 2.1 – Processos que contribuem para o acoplamento entre a umidade do solo, a evapotranspiração e a temperatura.

Fonte: Adaptado de Seneviratne et al (2010).

2.3. Medição da umidade do solo *in situ*

Um dos métodos mais básicos de medição da umidade do solo *in situ* é o chamado método gravimétrico. Ele é reconhecido por ser a única técnica de medição direta pois mede diretamente o conteúdo de água de uma amostra na sua condição natural. O método consiste na retirada de amostras do solo no seu estado natural e posterior pesagem, antes e depois da secagem em estufa (normalmente em um forno a 105 °C) para determinação do conteúdo de água. A partir das alterações na massa, o teor de umidade do solo (U) pode ser derivado utilizando-se a expressão:

$$U = \frac{M_a}{M_s} = \frac{M_t - M_s}{M_s} \quad (2.4)$$

onde M_a é a massa de água, M_t é a massa total e M_s é massa de sólidos ou solo seco. Apesar do método representar a "verdade de campo" (para amostras simples), existem vários problemas com a sua implementação, quais sejam, i) o método é espacialmente e temporalmente restrito, visto que fornece a umidade do solo no ponto e no momento da coleta; ii) trata-se de um método destrutivo e que, portanto, não pode ser reproduzido ou utilizado para fazer estudos de variabilidade temporal (ROBINSON et al, 2008).

Para contornar as limitações do método gravimétrico foram desenvolvidos métodos de medição indireta da umidade, os quais se baseiam na medida de outras propriedades do solo, posteriormente correlacionando-as com a umidade. É o caso, por exemplo, das medidas baseadas em reflectometria no domínio do tempo (TDR) ou na capacitância do solo. Ambas as técnicas se fundamentam em princípios eletromagnéticos, que fazem uso da relação entre a permissividade dielétrica do solo e a umidade do solo, ou seja, da diferença entre a constante dielétrica dos componentes do solo e da água, respectivamente. Os sensores tipo TDR, que operam em frequências mais altas, são significativamente mais precisos que os sensores de capacitância (ROBINSON et al, 2008).

Outros métodos de medição indireta da umidade do solo utilizam sondas de nêutrons, sensores de dissipação de calor, sensores de fibra óptica, e *scanners* de raios gama. Uma breve descrição das vantagens, limitações e referências sobre os principais métodos mencionados anteriormente é apresentada na Tabela 2.1.

Dentre os métodos mencionados anteriormente, o gravimétrico é utilizado para a calibração dos demais métodos indiretos de medição.

No que se refere às medições *in situ*, um aspecto importante a ser destacado é que todos os métodos aqui apresentados são pontuais, sendo difícil a extrapolação para outras escalas. Em vista disso, as medidas por sensoriamento remoto têm sido consideradas promissoras. Entretanto, como será visto adiante, elas também apresentam suas limitações, dentre as quais se destacam a resolução espacial (frequentemente grosseira – em geral quilômetros), a interferência da vegetação e a possibilidade de capturar a variação da umidade do solo apenas nos poucos centímetros superficiais do solo.

Tabela 2.1 - Medição da umidade do solo *in situ*: vantagens e limitações.

Métodos	Vantagens	Limitações	Referências
Gravimétrico	Única medida direta; “Verdade de campo”; Fácil execução; Excelente para longos registros climatológicos homogêneos.	Não permite determinar a variação temporal contínua em um mesmo ponto (método destrutivo).	Robock et al. (2000); Topp (2003); Robinson et al. (2008); Seneviratne et al. (2010)
Sonda de nêutrons	Fácil de usar; Preciso; Não destrutivo; Medidas em tempo real; Diferentes profundidades; Mantem a estrutura física; Calibração relativamente fácil.	Necessidade de calibração para cada tipo de solo, Manutenção constante; Custos elevados; Material radioativo (cumprimento de leis) não podendo medir na superfície.	Robock et al. (2000); Reichardt e Timm (2004); Yao et al. (2004); Robinson et al. (2008)
Sensores de dissipação de calor	Custos baixos; Medições a cada 30 minutos; Monitoramento da água no solo; Não precisa de manutenção.	Tempo de equilíbrio do bloco poroso com o solo é lento; Espaçamento entre as sondas aumenta a variabilidade; Elevado consumo de energia.	Campbell et al. (1991); Bristow et al. (1993); Muñoz-Carpena (2004); Robinson et al. (2008)
TDR	Alta precisão; Seguro; Diferentes profundidades; Multiplexador (maior abrangência espacial); Monitoramento da água no solo inclusive na superfície.	Custos elevados; Manutenção constante; Calibração específica para solos salinos e orgânicos; Elevada mão de obra para muitas medições ao longo do perfil.	Topp et al. (1980); Topp e Davis (1985); Coelho e Or (1996); Noborio et al. (2001); Western et al. (2002); Muñoz-Carpena (2004); Reichardt e Timm (2004); Marinho (2005)
Tensiômetro	Permite determinar a curva característica do solo; Monitoramento contínuo de água no solo.	Não medem tensões maiores que 90 kPa devido a cavitação.	Marinho, (2005); Mendes (2006); Al-Ghobari e Marazky (2013)
Bloco de gesso	Permite determinar a curva característica do solo; Monitoramento; Medição em solos secos onde tensiômetros não funcionam.	Deterioração do bloco de gesso com o tempo (solubilidade); Variação nas propriedades hidráulicas do bloco.	Klar (1984); Lima (1997); Reichardt e Timm (2004)
Sonda de raios cósmicos	<ul style="list-style-type: none"> • Não-invasivo, medições sem contato. • Escala espacial que abrange cerca de 40 ha. • Insensibilidade a salinidade do solo, densidade, textura e rugosidade da superfície. • Demanda de energia modesta, permitindo o uso de painéis solares. 		Zreda et al. (2008)

Segundo Western et al. (2002), a técnica de medição por meio de sensoriamento remoto e as medições *in situ* são, em muitos aspectos, são complementares, visto que o sensoriamento remoto oferece excelente cobertura espacial abrangendo grandes áreas e os métodos *in situ* podem ser aplicados a qualquer profundidade, calibrados com precisão, e o registro das medidas de umidade podem ser tomadas em qualquer escala temporal. Esta associação pode ser feita dependendo de vários fatores, entre eles o tipo de informação que o sensoriamento remoto oferece em termos de umidade do solo. Uma revisão desses métodos é apresentada a seguir.

2.4. Medição da umidade do solo por Sensoriamento Remoto

Nos últimos anos, grandes avanços têm ocorrido na área de sensoriamento remoto aplicado à estimação da umidade do solo. Os métodos de detecção remota incluem uma ampla faixa do espectro eletromagnético, desde sensores ópticos até os que operam na região das micro-ondas (CARLSON et al., 1994; WALKER, 1999; CHAUHAN et al., 2003; MORAN et al., 2004; WANG; QU, 2009; FANG; LAKSHMI, 2014). A seguir, é apresentado um breve panorama sobre o uso destas técnicas, dividido em três subseções de acordo com a região do espectro eletromagnético e seus princípios.

2.4.1. Sensores da região óptica

Os sensores que operam na faixa óptica (0,40 - 2,50 μm) conseguem capturar dados somente da superfície terrestre, visto que a energia nessa faixa do espectro eletromagnético sofre diferentes processos de interação prévia com nuvens e os diferentes alvos presentes na superfície terrestre (p.e., vegetação). Moran et al., (2004) concluem que a utilização da refletância da superfície nesta faixa como medida direta da umidade do solo é muito limitada, mas é útil para os modelos que simulam a interação entre o solo, a vegetação e a atmosfera, baseados na transferência radiativa deste sistema (abordagem que será discutida posteriormente).

2.4.2. Sensores da região de micro-ondas

Assim como ocorre com alguns dos métodos indiretos de medição *in situ* (TDR e sensores de capacitância), os sensores de micro-ondas passivos e ativos relacionam a constante dielétrica do solo com o conteúdo de água, isto é, um aumento na constante representa também um aumento na umidade do solo (WIGNERON et al., 2004; WAGNER et al., 2007). Os sensores de micro-ondas passivos (radiômetros) medem a emissão da superfície e os ativos emitem um pulso eletromagnético que é retroespalhado pela superfície.

Solos úmidos refletem mais energia de micro-ondas do que solos secos, que absorvem mais a onda, dependendo da constante dielétrica do material que compõe o solo. O conteúdo de umidade pode ser estimado quando o terreno é desprovido de plantas e rochas e tem rugosidade superficial uniforme, ou seja, quando a biomassa é $> 0,5\text{kg/m}^2$ não é possível separar as contribuições da umidade do solo e da vegetação no retroespalhamento do sinal (JENSEN, 2007). As principais vantagens desta abordagem são a grande cobertura espacial, a forte relação entre o retroespalhamento e a umidade superficial do solo, e a inexistente interferência por nuvens e outros componentes da atmosfera (SCHMUGGE et al., 2002; VERSTRAETEN et al., 2006; KERR, 2007; WANG; QU, 2009; SENEVIRATNE et al., 2010).

Algumas das missões que utilizam os sensores passivos para estimativa da umidade são: SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*), o qual funcionou de 1978 a 1987 com uma resolução espacial entre 27 e 148 km; AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS*) que operou de 2002 a 2011 com resolução entre 38 e 56 km, sendo seu sucessor ativo o AMSR-2 com resolução de 50 km; SMOS (*Soil Moisture and Oceanic Salinity*) lançado em 2009 com resolução também de 50 km; e SMAP (*Soil Moisture Active and Passive*) lançado em 2015 com resolução de 1 a 9 km. Já algumas das missões espaciais dos sensores ativos são: ERS-1/2 operaram de 1991 a 2011 com resolução de 26 m; RADARSAT 1/2 operam desde 1995 até os dias atuais com o RADARSAT 2 em uma resolução de 3 m a 1 km; ALOS-PALSAR lançado em

2006 com resolução de 7 a 100 m e o SMAP citado anteriormente. Os dados de sensores ativos não são gratuitos, ao contrário dos passivos.

Recentemente, o projeto de umidade do solo da Iniciativa de Mudanças Climáticas (*Climate Change Initiative CCI*) disponibilizou um conjunto de dados de umidade do solo correspondente a uma camada de 0,5 a 2 cm e com resolução espacial de 0,25° gerado a partir de instrumentos espaciais de micro-ondas ativa e passiva para um período de 32 anos 1978-2010. O conjunto de dados ativo foi gerado a partir de observações dos escaterômetros da banda C, a bordo do ERS-1, ERS-2 e METOP-A. Os dados passivos foram gerados com base em observações de micro-ondas dos sensores Nimbus 7 SMMR, DMSP SSM/I, TRMM TMI e AMSR-E do Aqua.

2.4.3. Sensores da região do infravermelho termal e método da inércia termal

O método da inércia termal baseia-se na hipótese de que existe uma relação entre temperatura e umidade do solo. A região do infravermelho termal compreende os comprimentos de onda entre 3,5 e 14 μm do espectro eletromagnético medindo, nesta faixa espectral, a emissão termal da Terra. Por outro lado, a condutividade térmica do solo (K_S) e a sua capacidade calorífica (C_T) são as duas propriedades térmicas que controlam a amplitude de variação da temperatura diurna do solo. A equação a seguir expressa a inércia térmica do solo (TI) que descreve a resistência do solo às variações de temperatura (VERSTRAETEN et al., 2006):

$$TI = \sqrt{K_S \times C_T} \quad (2.5)$$

Para que esta inércia térmica seja diretamente obtida a partir de dados de imagens multiespectrais, desenvolveu-se a expressão da inércia térmica aparente (ATI), que relaciona o albedo (α) e a variação de temperatura durante o dia (ΔT) (TRAMUTOLI et al., 2000; MORAN et al., 2004; CLAPS; LAGUARDIA, 2004; VERSTRAETEN et al., 2006):

$$ATI = \frac{1 - \alpha}{\Delta T} \quad (2.6)$$

A umidade volumétrica do solo (θ) relaciona-se com ATI e pode ser estimada através de uma relação empírica dada por:

$$\theta = a_0 \times ATI + a_1 \quad (2.7)$$

onde a_0 e a_1 são parâmetros empíricos determinados.

De acordo com alguns autores (TRAMUTOLI et al., 2000; MAJUMDAR, 2003; XUE; NI, 2006), este método configura-se como uma técnica simples e fácil de ser aplicada, com conceitos físicos fortemente embasados e conhecidos, podendo proporcionar elevada acurácia nas medições da umidade do solo em diferentes condições. No entanto, limita-se a regiões com pouca ou nenhuma cobertura vegetal.

2.5. Estimativas da umidade do solo a partir de índices de vegetação e temperatura da superfície

Para determinação dos fluxos de energia na superfície da terra considerando-se o teor de umidade do solo, foram desenvolvidas diferentes metodologias que utilizam como dados de entrada índices de vegetação (IV) associados à temperatura da superfície terrestre (*Land Surface Temperature*- LST - SMITH et al., 1997). A combinação dessas duas variáveis, por meio de um gráfico de dispersão bidimensional dá origem a um espaço (nuvem de pontos) IV/LST sobre o qual são inferidas estimativas da evapotranspiração e, em menor escala, da umidade do solo.

Os índices de vegetação (IV) são definidos como a associação matemática de dados radiométricos provenientes de sensores remotos que realçam as características espectrais da vegetação. Por serem intimamente relacionados com fatores estruturais, teor de água e conteúdo de clorofila da vegetação, esses índices são de grande utilidade para o monitoramento fenológico e mapeamento da vegetação sob diferentes escalas temporais e espaciais (ATZBERGER, 2013). Os IV mais amplamente empregados são obtidos a partir de dados das bandas do vermelho [*red* (R)] e infravermelho próximo [*near infrared* (NIR)]. Estes índices evidenciam o contraste da alta capacidade de absorção da radiação eletromagnética pela clorofila na banda do vermelho com a alta

refletividade pelas estruturas e componentes foliares na região espectral do NIR (TUCKER, 1979).

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) (ROUSE et al., 1974) é, certamente, o IV mais utilizado, o que é evidenciado pelas inúmeras aplicações, sendo uma delas a estimativa da umidade do solo (CARLSON et al., 1994; CARLSON et al., 1995, GUILLES; CARLSON, 1995, CARLSON, 2007, GUILLES et al., 1997).

O NDVI é expresso pela razão entre a diferença da medida da reflectância nos canais do infravermelho próximo e vermelho e a soma desses canais (Rouse et al., 1974), ou seja

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + \rho_{red}} \quad (2.8)$$

onde, ρ_{red} e ρ_{NIR} representam respectivamente, os valores da reflectância na região do vermelho e infravermelho próximo do espectro eletromagnético.

Os valores de NDVI para as áreas com vegetação dependem da sua arquitetura, densidade e umidade e variam entre 0,1 e 0,6. Os maiores valores desta variável estão associados a coberturas vegetais mais densas. A presença de nuvens e água, geralmente está associada a valores negativos de NDVI. Rochas e solos expostos possuem reflectância similares nas duas regiões espectrais utilizadas para o cálculo do NDVI, ocasionando, portanto, valores próximos a zero (HOLBEN, 1986).

Como forma de contornar algumas deficiências do NDVI, Huete et al. (2002) propuseram o Índice de Vegetação Realçado (*Enhanced Vegetation Index* - EVI) para aperfeiçoar o sinal da vegetação, melhorando a sensibilidade em regiões com maior biomassa e corrigindo distorções da luz refletida causadas por material particulado suspenso no ar e pela presença da serapilheira. Em áreas com grande quantidade de clorofila, como as florestas tropicais, o EVI não chega a se saturar facilmente como

acontece com o NDVI. Este é mais sensível à presença de clorofila e outros pigmentos que absorvam a radiação solar na banda do vermelho e o EVI é mais sensível às variações na resposta estrutural do dossel, incluindo o Índice de Área Foliar (IAF), a fisionomia da planta e a arquitetura do dossel (HUETE et al., 2002). Uma peculiaridade sobre o NDVI e EVI quando obtidos através de dados do MODIS, é que o primeiro é menos suscetível aos fatores direcionais da aquisição do dado, o que o torna mais coerente numa análise multitemporal para dosséis contínuos (BREUNIG et al., 2012).

O mapeamento da umidade do solo e dos fluxos de energia a partir da construção do espaço IV/LST foi denominado método do “triângulo” (PRICE, 1990; CARLSON et al., 1994; 1995; GILLIES; CARLSON 1995), ou eventualmente, método do trapézio (PETROPOULOS et al., 2009). Segundo Carlson (2007), o gráfico de dispersão resultante dos dados do NDVI e LST plotados para uma ampla faixa de valores de NDVI, resulta em uma forma geométrica similar a um triângulo ou, eventualmente, um trapézio. As bordas desse triângulo (trapézio), por sua vez, representam desde áreas com vegetação densa (mais frias e úmidas) até as áreas sem vegetação (mais quentes e secas). Basicamente, o triângulo surge porque o intervalo de temperatura de superfície diminui à medida que densidade de vegetação (valor de NDVI) aumenta, formando uma faixa estreita de variação da temperatura de superfície sobre a vegetação densa (CARLSON, 2007).

A hipótese central do método do triângulo é que, a partir de uma quantidade suficientemente grande de observações, que reflita a ampla faixa de variação de umidade da superfície do solo e da cobertura vegetal, é possível gerar fronteiras nítidas em um gráfico NDVI x LST, que refletem limites físicos reais, ou seja, áreas completamente secas (ou com umidade próxima à umidade residual) ou áreas mais úmidas (ou com umidade próxima à capacidade de campo) (CARLSON, 2007).

A Figura 2.2 apresenta o gráfico de dispersão obtido por Carlson (2007) para uma imagem AVHRR, no qual se identifica uma borda “quente” e as regiões que representam os grupos de pixels com água e nuvens. Ao estabelecer limites máximos e mínimos tanto para o NDVI quanto para a temperatura, os gráficos de dispersão tendem

a ser mais parecidos com um triângulo ou um trapézio (Figura 2.3). Na Figura 2.3, a extremidade quente, representada pela linha tracejada em vermelho, à direita corresponde a um limite de superfície do solo seco, enquanto que a extremidade fria, à esquerda, indica uma superfície de solo completamente úmida (capacidade de campo).

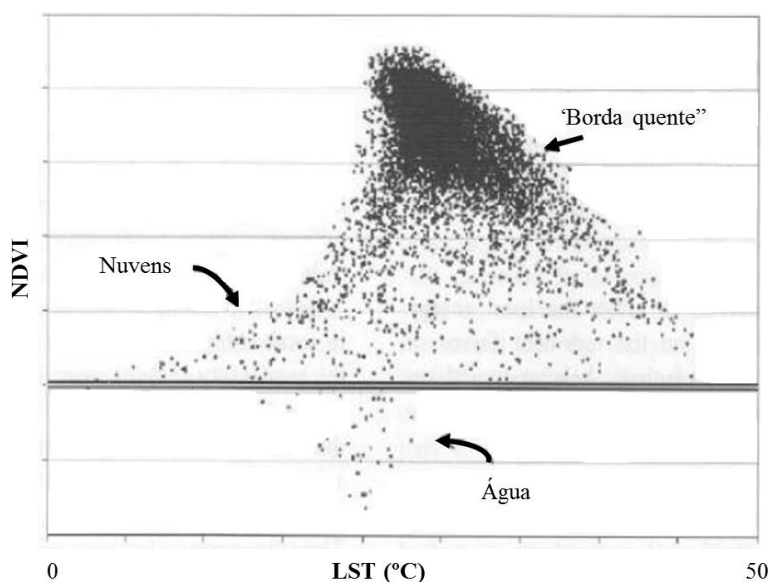


Figura 2.2 – Gráfico de dispersão dos valores dos pixels de NDVI em função da temperatura da superfície radiante de uma imagem AVHRR próximo a Filadélfia, Pensilvânia, em 17 de agosto de 1991. A borda quente, indicada com uma seta, é fortemente definida no lado direito do grupo pixels. Os pontos que provavelmente representam nuvens e água são marcados com setas.
Fonte: Adaptado de Carlson (2007).

Petropoulos et al. (2009) fizeram a descrição geral das principais metodologias desenvolvidas para estimar fluxos de calor latente, evapotranspiração e disponibilidade de umidade no solo e desenham o espaço IV/LST teórico incluindo os limites físicos envolvidos nesta metodologia como apresentado na Figura 2.4.

Ainda, de acordo com Carlson (2009, 2013), os dados de NDVI e temperatura da superfície podem ser normalizados permitindo a construção de um triângulo “universal” que reduz a sensibilidade da Fr (e provavelmente de T*) para a correção atmosférica (CARLSON; RIPLEY, 1997), ajuda a isolar pixels com nuvens e água que tendem a estar fora do triângulo e permite a comparação de dados ou pixels de diferentes datas e

estações do ano dentro da mesma estrutura (Figura 2.5). Estas normalizações podem ser obtidas através das seguintes equações:

$$T^* = \frac{LST - LST_{min}}{LST_{max} - LST_{min}} \quad (2.9)$$

$$Fr = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (2.10)$$

onde *max* e *min* representam os valores mínimos e máximos da imagem (escolhidos durante a pesquisa), respectivamente.

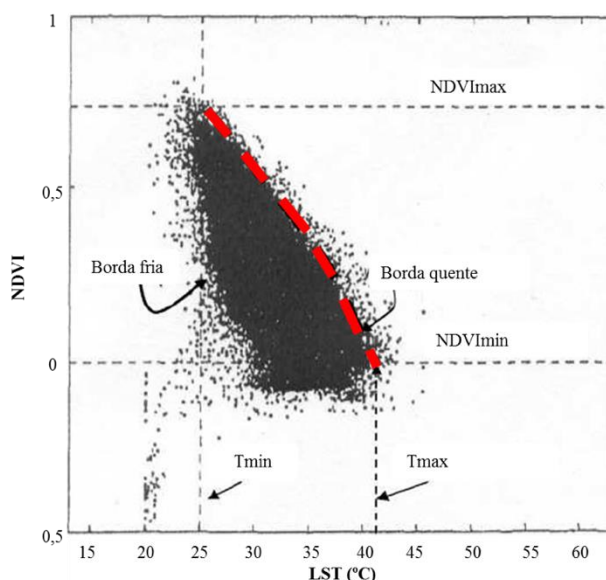


Figura 2.3 – Gráfico de dispersão dos valores dos pixels de NDVI em função da temperatura da superfície radiante de uma imagem NS001 sobre Walnut Gulch, Arizona durante o verão. As principais características do triângulo são: as temperaturas máximas e mínimas como linhas verticais tracejadas (Tmax e Tmin), a borda quente (linha vermelha tracejada), a borda fria e os limites da vegetação densa (NDVIs) e solo descoberto (NDVIo).

Fonte: Adaptado de Carlson (2007).

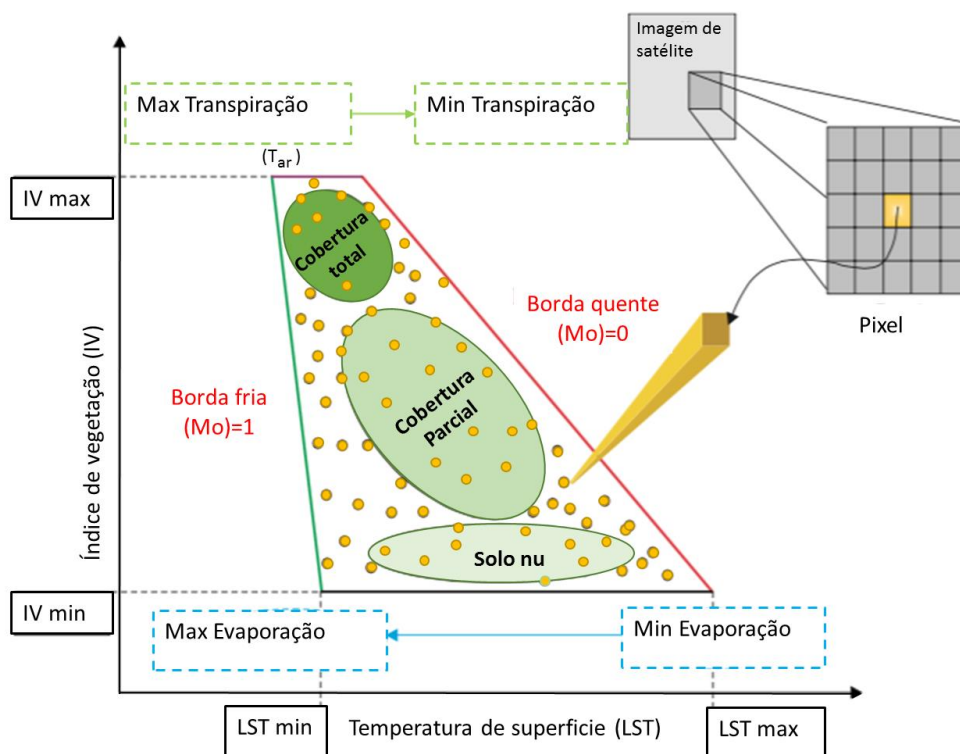


Figura 2.4 – Resumo dos descritores chave e interpretações físicas do espaço LST/ IV ou gráfico de dispersão.
 Fonte: Adaptado de Petropoulos et al. (2009).

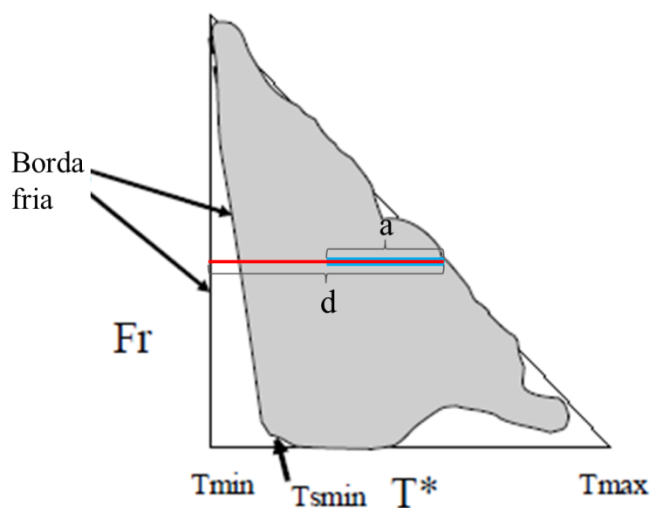


Figura 2.5 – Exemplo do triângulo com dados de fração de cobertura vegetal Fr x temperatura da superfície normalizada T^* . A área cinza representa a nuvem de pontos obtida com os dados de LST e NDVI observados.
 Fonte: Adaptado de Carlson (2013).

Vários métodos foram desenvolvidos para estimar a umidade do solo em termos de disponibilidade de umidade e, mais recentemente, em umidade volumétrica, a partir da construção do espaço IV/LST. A umidade pode ser estimada através de métodos que utilizam modelos numéricos para determinação de isolinhas de disponibilidade de umidade (ou conteúdo volumétrico) ou através do método geométrico, que busca identificar isolinhas de disponibilidade de água no solo dentro do espaço IV/LST a partir da consideração da geometria do triângulo ou trapézio.

2.5.1. Métodos que utilizam modelos numéricos para determinação da umidade.

Os métodos que utilizam modelos numéricos simulam as isopleias (isolinhas de umidade do solo) dentro do triângulo (CARLSON; SANCHEZ 1999, CARLSON, 2007, PILES et al., 2011; YANG et al., 2015, entre outros). Para tanto, são utilizados os esquemas de transferência solo-planta-atmosfera (SVAT - *Surface-vegetation-transfer scheme*, em inglês) para determinação das isolinhas. Nesse caso, é necessário fornecer para o modelo dados de umidade do solo (variável que se deseja identificar) e fração de cobertura vegetal para uma dada região. Os valores de entrada de umidade do solo devem variar desde a capacidade de campo até o ponto de murcha (extremo inferior da umidade do solo na qual a planta começa a apresentar estresse hídrico), o qual seria o valor mínimo de umidade do solo registrado em cada região.

O modelo retornará, então, a LST e fração de evapotranspiração (EF), este último definido como a razão LE/R_n , onde LE é a evapotranspiração de superfície (solo + vegetação) e R_n é a radiação líquida na superfície, em função da cobertura vegetal, a umidade do solo e os parâmetros do solo fornecidos ao modelo. A Figura 2.6 apresenta o gráfico obtido pelo cruzamento dos valores de fração de cobertura vegetal informados ao modelo e as temperaturas de superfície fornecidas pelo mesmo, como resultado da ampla faixa de valores de umidade do solo possíveis para a região de estudo. O gráfico exibe o formato de um triângulo (ou trapézio) como no caso dos dados observados. Além disso, as linhas internas ao triângulo correspondem aos valores de umidade do solo (isolinhas de umidade do solo).

A partir da Figura 2.6, é possível estimar a umidade do solo e a evapotranspiração para um determinado par de valores ordenados NDVI e temperatura. Segundo Carlson (2007), o modelo SVAT atua unicamente no sentido de derivar os valores de disponibilidade umidade do solo (Mo) e a fração de evapotranspiração (EF). Os resultados do modelo formam uma matriz, e através de uma regressão linear são estimados os valores de Mo e EF para todos os valores dos pixels da área de estudo.

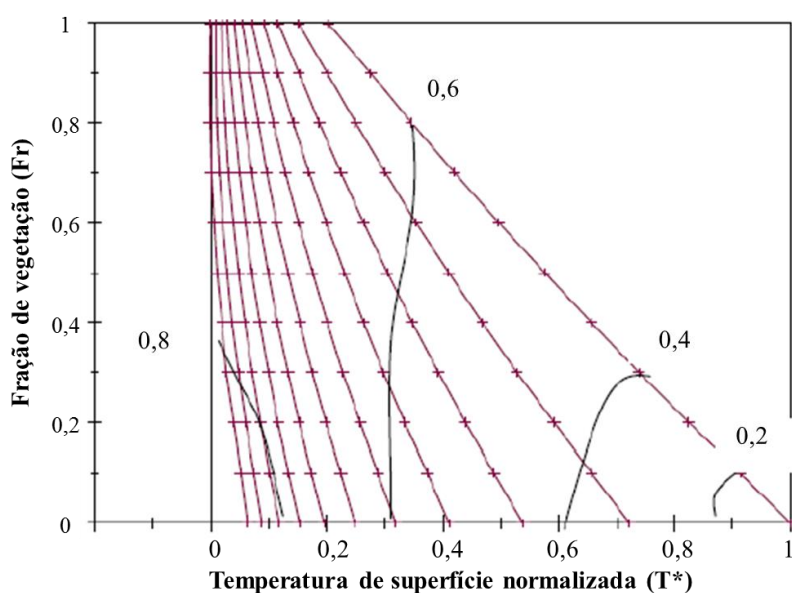


Figura 2.6 – Modelo simulado do triângulo com dados de fração de cobertura vegetal Fr x temperatura da superfície radiante T^* . As linhas inclinadas quase retas representam a disponibilidade de umidade do solo, Mo em intervalos de 0,1 iniciando de 0 do lado direito (a borda quente). As linhas curvas marcadas como frações representam a fração de evapotranspiração, EF .

Fonte: Adaptado de Carlson (2007).

A equação apresentada a seguir relaciona as variáveis: Mo , EF , Fr e T^* .

$$(M_o, EF) = \sum_{i=0}^{i=g} \sum_{j=0}^{j=g} a_{ij} \times Fr^{(i)} \times T^{*(j)} \quad (2.11)$$

onde a_{ij} são coeficientes da regressão e g representa o grau o polinômio utilizado. Para expressar um polinômio de segunda ordem, a Equação 2.17 pode ser expandida como:

$$M_o = a_{00} + a_{10}Fr + a_{20}Fr^2 + a_{01}T^* + a_{02}T^{*2} + a_{11}FrT^* + a_{22}Fr^2T^{*2} + a_{12}FrT^{*2} + a_{21}Fr^2T^* \quad (2.12)$$

Adicionalmente o calculo da borda quente ou isolinha do $M_o=0$ também é estimado por um ajuste polinomial para a saída modelo:

$$T_{we}^* = b + a_1Fr + a_2Fr^2 \quad (2.13)$$

onde a_1 , a_2 e b são coeficientes de regressão.

Cabe considerar que o método do triângulo trabalha com o conceito de disponibilidade de umidade no solo (M_o) (definido na equação 2.14), que é diferente dos conceitos tradicionalmente considerados de teor de umidade volumétrica (definido como a relação entre volume de água e volume total de solo) e disponibilidade hídrica (definido como a diferença entre o teor de umidade na capacidade de campo e o teor de umidade residual).

Uma das principais limitações do método do triângulo é que a identificação da forma triangular na distribuição de pontos requer um grande número de pixels ao longo da área de estudo, visando capturar uma vasta faixa de valores de umidade do solo e diferentes tipos de uso e cobertura da terra considerando que a atmosfera tem um comportamento uniforme. Adicionalmente, a utilização de um modelo SVAT requer certa familiaridade com a física dos processos envolvidos e com a inicialização e operação por parte do usuário, em especial para as regiões onde o conhecimento das características do solo e da vegetação é limitado (MORAN et al., 2004; CARLSON, 2007).

2.5.2. Método geométrico para estimação da disponibilidade de umidade (M_o)

Além do uso dos modelos tipo SVAT, outra forma de se obter a umidade do solo a partir do espaço IV/LST é através de métodos geométricos que se utilizam da forma geométrica (triângulo ou trapézio) para fazer inferências sobre a umidade do solo e sobre a evapotranspiração.

O método geométrico desenvolvido por Carlson (2013) apresenta uma solução geométrica simples, porém embasada em argumentos físicos, onde a disponibilidade de umidade no solo (Mo) é definida como:

$$Mo = \frac{\theta_{solo}}{\theta_{cc}} \quad (2.14)$$

onde,

$$Mo = 1 - \frac{T^*(pixel)}{T_{we}^*}; 0 \leq Mo \leq 1 \quad (2.15)$$

$$T_{we}^* = 1 - Fr \quad (2.16)$$

Nessas equações, θ_{solo} é o conteúdo volumétrico de água atual no solo, θ_{cc} é a capacidade de campo, T^* é a temperatura de superfície normalizada, que é obtida a partir da temperatura de superfície LST escalonada entre as temperaturas mínima e máxima no triângulo e T_{we}^* representa a borda quente ou a faixa de terreno onde a disponibilidade hídrica é nula ($Mo = 0$). As variáveis T^* , Fr , e EF variam de 0 a 1.

Recentemente, Yang et al., (2015) propuseram a solução teórica da borda fria (úmida) e a borda quente (seca) para alcançar uma determinação mais precisa e efetiva do espaço IV LST. Inicialmente os limites eram determinados visualmente (CARLSON, 2007) fazendo com que o método fosse subjetivo e com possíveis incertezas associadas. Adicionalmente o pressuposto da atmosfera uniforme ao longo de todo o domínio não é mais necessário e a metodologia permite o cálculo da umidade volumétrica do solo.

No método proposto por Yang et al. (2015), o conteúdo volumétrico de água (θ) para cada pixel pode ser calculado a partir de:

$$\theta = \frac{b}{a + b}(\theta_F - \theta_R) + \theta_R \quad (2.17)$$

$$a = LST + T_{min} \quad (2.18)$$

$$b = (1 - F_c)(T_{smax} - T_{cmax}) + T_{cmax} - LST \quad (2.19)$$

onde, a é a diferença de temperatura entre o pixel e a borda fria, b entre o pixel e a borda quente e T_{\min} é a temperatura da superfície para a extremidade fria. T_{smax} e T_{cmax} são as temperaturas para a superfície do solo nu mais seco e para a superfície totalmente vegetada mais seca, respectivamente, e podem ser estimadas por:

$$T_{smax} = \frac{(1 - \alpha_s)S_d + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_a^4}{4\varepsilon_s \sigma T_a^4 + \rho C_p / [(r_{a,a} + r_{a,s})(1 - G/R_{n,s})]} + T_a \quad (2.20)$$

$$T_{cmax} = \frac{(1 - \alpha_c)S_d + \varepsilon_c \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_c \sigma T_a^4}{4\varepsilon_c \sigma T_a^3 + \rho C_p / r_{a,c}} + T_a \quad (2.21)$$

sendo que este método requer uma série de parâmetros, tais como a radiação líquida para superfícies de solo nu $R_{n,s}$ (W/m^2); a radiação de onda curta incidente S_d (W/m^2), o albedo da superfície nua α_s , a constante de Stefan-Boltzmann σ ($5,67 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$), a emissividade da superfície nua ε_s e a emissividade atmosférica ε_a . Outros parâmetros necessários são a temperatura do ar T_a , a temperatura da superfície nua T_s (K), os fluxos de calor sensível G , a densidade do ar ρ (kg/m^3), o calor específico do ar a uma pressão constante C_p ($Jkg^{-1}K^{-1}$), a resistência aerodinâmica $r_{a,a}$ para a transferência de calor entre $Z_{om} + d$ (Z_{om} é o comprimento de rugosidade do dossel para a transferência de energia cinética, e d é a altura de deslocamento zero) e a altura de referência (ms^{-1}), a resistência aerodinâmica ao fluxo de calor no limite imediatamente acima da superfície do solo $r_{a,s}$ ($m s^{-1}$) e a resistência aerodinâmica para a transferência de calor entre a copa e a altura de referência $r_{a,c}$ (ms^{-1}).

Alternativamente, de acordo com Yang et al. (2015), a disponibilidade de umidade Mo , pode ser obtida graficamente a partir da relação dos comprimentos a/d (ver Figura 2.5). Estes comprimentos, por sua vez, são uma função da temperatura de superfície T^* e da fração de vegetação Fr .

As soluções derivadas a partir de modelos numéricos são complexas, geralmente não lineares e possivelmente mais precisas que o método geométrico simples. No entanto, requerem um maior número de parâmetros e sua implementação é mais complexa.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Nesta seção, estão apresentadas informações referentes à área de estudo, os dados utilizados para desenvolvimento da presente pesquisa, bem como o procedimento metodológico adotado para o estudo.

3.1. Área de estudo

A área de estudo compreende o quadrante de coordenadas x: 50°55'54"W, y: 10°54'44" (canto inferior esquerdo) e x: 49°13'28"W, y: 9°8'11"S (canto superior direito) apresentado na Figura 3.1, abrangendo parte dos estados de Mato Grosso, Pará e Tocantins. No seu interior, localiza-se o Parque Estadual do Cantão, área de reserva estadual que abriga uma unidade experimental realizada em parceria entre a USP e o programa LBA-Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia (www.lba.inpa.br) onde são feitas medidas de variáveis micrometeorológicas e de umidade do solo. Essa torre é, por vezes, referida como Torre do Bananal (BAN), por estar próxima à Ilha do Bananal - maior ilha fluvial do mundo, porém, a identificação mais correta é torre do Javaezinho (JAV). Isso se deve ao fato da torre estar localizada cerca de 2km a leste do rio Javaezinho, um afluente do rio Javaés (9°49'16,1"S; 50°08'55,3"W).

O Parque Estadual do Cantão localiza-se em uma área de várzea, a cerca de 260 km a oeste de Palmas, Tocantins. Abrange uma área aproximada de 89.000 hectares entre dois biomas dominantes: a Floresta Amazônica e o Cerrado (savana brasileira). O clima é quente e úmido, com precipitação média anual de 1.755 mm e temperatura média mensal variando de 25,1°C em janeiro a 26,4°C em setembro. A estação seca ocorre entre maio e setembro (média de umidade relativa de 40%), e a estação úmida ocorre entre outubro e abril (umidade relativa média de 90%), com aproximadamente 90% da precipitação anual. A maior parte do Parque Estadual do Cantão é afetada por inundações anuais que aumentam o nível de água de 1 a 5 m acima da superfície, em períodos de até 5 meses entre janeiro e junho (BORMA et al., 2009).

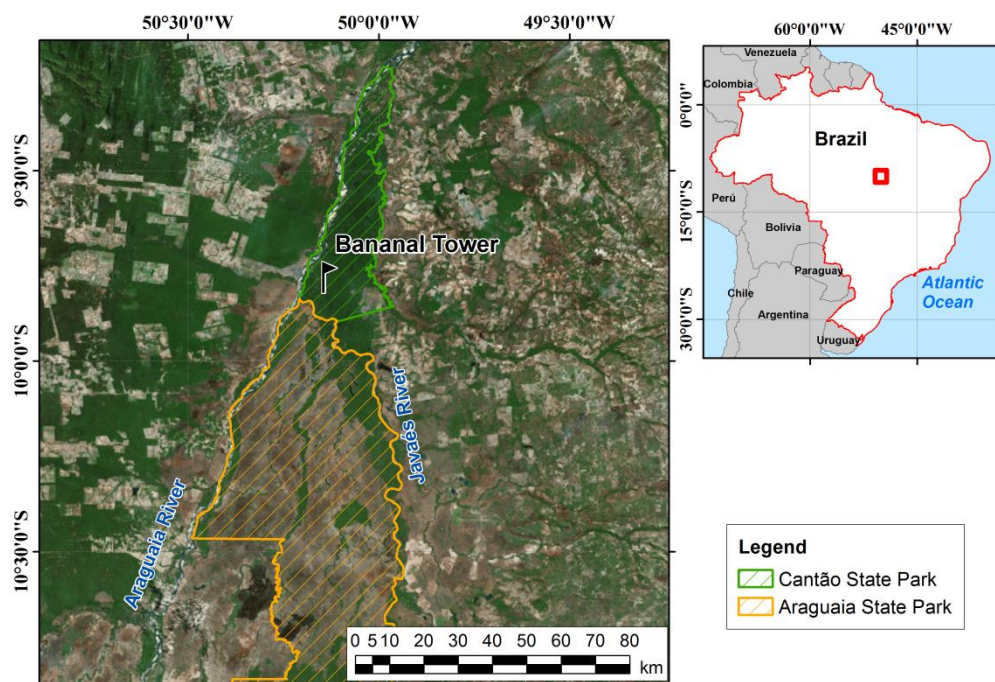


Figura 3.1 – Localização da área de estudo. Área de transição floresta – savana nos estados de Tocantins - TO, Mato Grosso - MT, e Paraíba - PA.

Fontes: Base cartográfica (1:250.000) IBGE 2015 e serviço de imagens Google maps.

Os principais ecossistemas do Parque Estadual do Cantão são floresta estacional semidecídua (conhecida como mata de torrão), floresta de inundação sazonal (mata de igapó), pântanos (conhecidos como varjão), pastagem natural e águas interiores compostas por lagos interligados e canais durante as cheias, que ficam bloqueados por bancos de areia durante a estação seca. Adicionalmente, a área de estudo inclui outras coberturas como áreas de cultivo, pastagens, solo exposto, entre outras. Destaca-se igualmente o Parque Nacional do Araguaia como parte da área de estudo.

O solo nas imediações da torre é constituído por material mineral, de textura arenosa (areia ou areia-franca), hidromórfico e com horizonte glei imediatamente abaixo do horizonte H (hístico - material orgânico) com espessura variável (SANTOS et al., 2014).

3.2. Ferramental utilizado

A organização dos dados, processamento, ajustes e resultados foram feitos principalmente com *softwares* livres, dados gratuitos e linguagem de programação. Há grandes vantagens nesta filosofia, tais como: maior possibilidade de reprodutibilidade do trabalho, custo baixo ou nulo, ampla comunidade de usuários dispostos a ajudar e desenvolver ferramentas. Foi utilizado *Quantum GIS* (QGIS) em grande parte das operações e manuseio de imagens principalmente para a construção dos mosaicos de imagens utilizados. Para alguns procedimentos específicos utilizou-se linguagem de programação *Python*, incluindo os pacotes *GDAL*, *Numpy* e *Matplotlib* na elaboração de gráficos e outras análises complementares, tais como cálculos estatísticos.

3.3. Conjunto de dados

O conjunto de dados utilizado foi composto de dados de campo, em especial a umidade do solo, e os produtos de temperatura de superfície, reflectância de superfície e índices de vegetação do sensor MODIS a bordo do satélite Terra (originalmente conhecido como EOS AM-1). A seguir são descritos os diferentes dados e produtos utilizados.

3.3.1. Dados de campo

Os dados *in situ* foram obtidos a partir da torre micrometeorológica. A torre foi construída no ano 2003 conta com diferentes sensores, entre os quais se citam um sistema de medidas de fluxos turbulentos, estação meteorológica automática, perfil vertical de medidas de concentração de CO₂, umidade e temperatura do solo (ver Tabela A.1). Os dados de umidade do solo foram obtidos pelo reflectômetro Campbell CS615 em diferentes profundidades (20, 40, 80, 150 e 220 cm) a cada 30 minutos e posteriormente processados para obter o valor médio diário, para o período compreendido entre abril de 2008 a maio de 2011. Os dados de umidade foram calibrados a partir de curvas de calibração obtidas em uma área de cerrado com características de solo similares (Para maior detalhe ver Bruno (2004)).

3.3.2. Dados de sensoriamento remoto

A principal fonte de dados utilizada na presente investigação foram os produtos MODIS de temperatura da superfície LST (MOD11A1), índices de vegetação IV (MOD13A2) e reflectância (MOD09GA) fornecidos pelo *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC) do sistema de dados de observação da terra da NASA, quadrículas H12V09, H12V10, H13V09, H13V10 para o período compreendido entre abril de 2008 a maio de 2011. Os produtos utilizados são descritos em detalhe a seguir:

a) MOD11A1 (LST e emissividade diária global de 1km de resolução espacial)

A temperatura de superfície LST (*Land Surface Temperature*) é, basicamente, a quantificação da energia emitida pelos diferentes alvos da superfície terrestre através da lei de Stefan-Boltzmann. Esta lei estabelece que a energia total radiada por unidade de área de um corpo negro (radiação espectral total em W/m^2) é diretamente proporcional à quarta potência da sua temperatura T :

$$M_b = \sigma \cdot T^4 \quad (3.1)$$

onde M_b é a emitância radiante espectral total, T é a temperatura absoluta da superfície em graus Kelvin e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,6697 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$). Ao contrário de um corpo negro, a superfície terrestre é composta de corpos que radiam seletivamente, como rochas, solo, vegetação e água, que emitem certa porção da energia correspondente a um corpo negro à mesma temperatura. Esta porção de energia emitida é conhecida como emissividade (ε) que varia de 0 a 1 dependendo dos comprimentos de onda considerados.

Os sistemas de sensoriamento remoto do infravermelho termal geralmente registram a temperatura radiante (T_{rad}) do terreno e não a temperatura cinética verdadeira T_{kin} . No entanto, a temperatura radiante de um objeto registrada por um sensor remoto está relacionada à sua temperatura cinética verdadeira e à sua emissividade pela seguinte relação (Sabins, 1977):

$$T_{rad} = \varepsilon^{1/4} \cdot T_{kin} \quad (3.2)$$

Um dos principais sensores do infravermelho termal é o sensor MODIS cujos produtos de LST são produzidos em uma grade senoidal de 1 km (mais precisamente 0,928 km) usando o algoritmo split-window LST. Este algoritmo é utilizado para corrigir os efeitos atmosféricos (principalmente de absorção e emissão devido ao vapor de água) e a emissividade da superfície. A precisão da versão 5 dos produtos MODIS/Terra de temperatura da superfície foi avaliada ao longo de um conjunto amplamente distribuído de locais e períodos de validação em campo por meio de dados de radiância. A precisão é melhor do que 1K (0.5k na maioria dos casos), (HULLEY EHOOK, 2009).

b) MOD13A2 (Índices de vegetação de 16 dias com resolução de 1km)

O produto MOD13A2 inclui o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) proposto por Rouse et al. (1973), e o Índice de Vegetação Realçado (EVI) apresentado por Huete et al. (2002). Para cada produto de índice de vegetação disponibilizado na série de produtos MOD13 é gerado um conjunto de parâmetros de saída que contém as seguintes informações para cada pixel da imagem: 1) composição NDVI e EVI; 2) qualidade da informação disponibilizada (QA); 3) reflectância nas bandas 1, 2 e 7 (620–670 nm, 841–876 nm e 2.105–2.155 nm, respectivamente); 4) ângulo zenital de visada, ângulo zenital solar e azimute relativo; 5) dia do ano que foi obtido o pixel; 6) confiabilidade do pixel (HUETE et al., 2011).

As imagens de QA possuem valores em bits que documentam as condições sob as quais cada pixel foi adquirido e processado. A confiabilidade do pixel resume o estado da qualidade do produto por meio de cinco categorias (Sem dados – Ótimo – Marginal – Neve/Gelo – Nuvem) com valores variando de -1 a 3, e por isso Didan e Huete (2006) ressaltam que os usuários podem consultar esta informação ao invés do produto de QA.

Os dados MOD13A2 globais são fornecidos a cada 16 dias com uma resolução espacial de 1 km como um produto de nível 3 em grade na projeção senoidal.

c) MOD09GA (Reflectância de superfície diária com resolução de 500m)

O produto MOD09GA do sensor MODIS fornece uma estimativa da reflectância espectral de superfície, como se medido ao nível do solo na ausência de dispersão atmosférica ou absorção. Os dados são corrigidos para gases atmosféricos e aerossóis, produzindo produtos de nível 2 e 3 de processamento.

O produto MOD09GA fornece as bandas 1-7 em grade diária na projeção sinusoidal, incluindo os valores de reflectância com resolução espacial de 500 metros, entre outras informações, como os dados de qualidade. A Tabela B.1 apresenta em detalhe os comprimentos de onda das bandas fornecidas neste produto.

Maiores detalhes sobre os instrumentos ou produtos disponibilizados a partir dos dados obtidos pelo sensor MODIS podem ser obtidos em Ramachandran et al. (2011).

3.4. Metodologia

A sequência metodológica adotada no presente trabalho compreende quatro grandes etapas: (i) seleção da área de estudo e obtenção de dados; (ii) pré-processamento de dados e construção do banco de dados; (iii) construção do trapézio ou espaço IV/LST, normalização de dados e estimação da disponibilidade de umidade (M_o); e (iv) obtenção do modelo de ajuste entre a umidade observada e M_o , e descrição dos resultados. As etapas de desenvolvimento estão detalhadas no fluxograma da Figura 3.2.

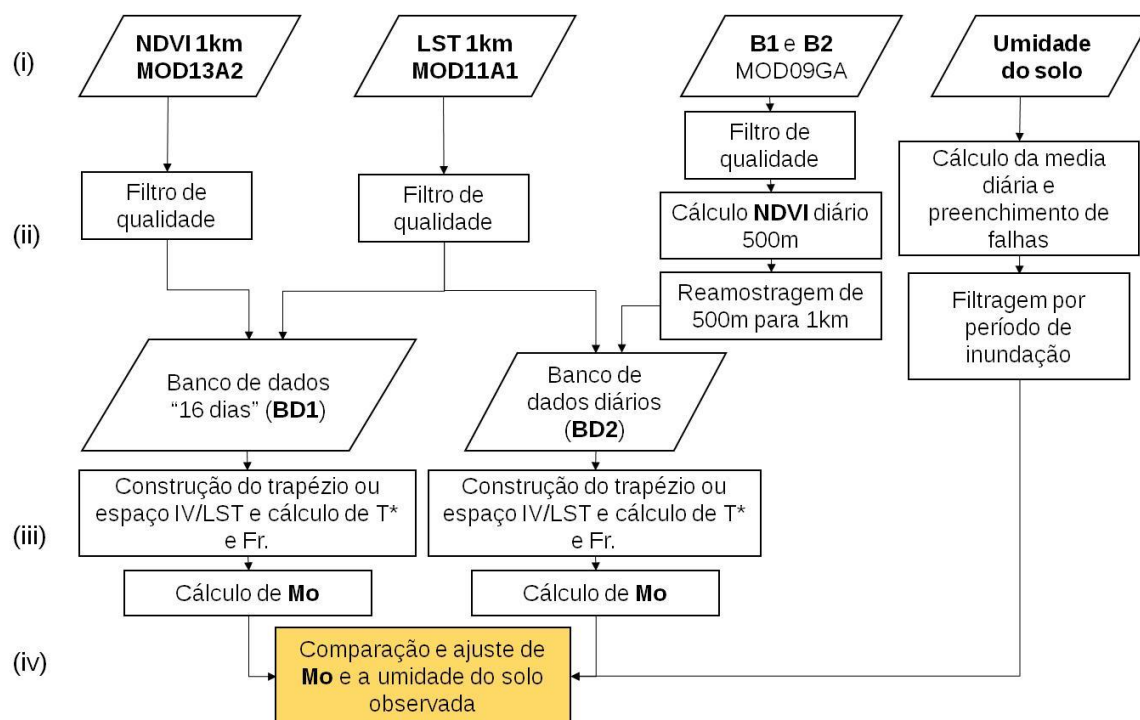


Figura 3.2 – Etapas de desenvolvimento da pesquisa.

Etapa (i): A partir do conjunto de dados de campo disponíveis foi definido o período de tempo e o conjunto de imagens a serem utilizadas. A série temporal de dados de campo compreende o período entre abril de 2008 e maio de 2011. Para este período foram obtidas as imagens de NDVI (MOD13A2), LST (MOD11A1) e reflectância (MOD09GA).

Etapa (ii): O pré-processamento das imagens de NDVI (MOD13A2), LST (MOD11A1) e reflectância (MOD09GA) inclui a retirada de pixels de baixa qualidade ou filtragem a partir da informação de qualidade contida em cada produto MODIS. Adicionalmente foi calculado o NDVI diário a partir do produto MOD09GA, posteriormente reamostrado para 1km de resolução espacial através da média ponderada dos valores contidos em cada célula de 1 km.

O pré-processamento dos dados de umidade do solo *in situ* envolveu o cálculo da umidade média diária a partir dos dados originais obtidos a cada 30 minutos. Subsequentemente foi feito o preenchimento de falhas de forma a completar uma série

contínua de umidade. O preenchimento de falha foi feito empregando a regressão linear múltipla correlacionando-se a profundidade (sensor) com falha com as demais profundidades observadas. Para tanto, gera-se uma regressão linear múltipla considerando os trechos da série temporal completa. Esta regressão é então utilizada para estimar os valores ausentes.

Uma vez que o método do trapézio estima a disponibilidade de umidade (Mo) considerando umidade até a capacidade de campo, foi necessário excluir da análise os períodos relativos à inundação onde o solo encontra-se saturado. Para a definição do período de inundação, avaliou-se a variação diária da água disponível do solo (ΔS) em todo o perfil considerado (até 2,55m), ou seja,

$$\Delta S_t = AD_t - AD_{t-1} \quad (3.3)$$

onde AD_t e AD_{t-1} representam a água disponível do solo (em milímetros) no tempo t e $t-1$ respectivamente. A água disponível pode ser obtida através da integração da lâmina d'água para todas as c camadas do solo conforme:

$$AD_t = \sum_{i=1}^c (\theta_{it} - \theta_{ri}) \Delta z_i \quad (3.4)$$

onde θ_{it} representa a umidade volumétrica da camada i no tempo t , θ_{ri} é a umidade volumétrica residual da camada i (estimada como a umidade volumétrica mínima de toda a série temporal disponível) e Δz_i é a espessura da camada i . Espera-se que, com a saturação do solo, ΔS tenda a zero uma vez que os valores de umidade estabilizam-se próximos à saturação. Este comportamento pode decorrer da compensação da infiltração da água da chuva com as perdas por evapotranspiração e drenagem profunda, indicando a presença da lâmina d'água na superfície durante a estação chuvosa devido à inundação.

Etapa (iii): Durante esta etapa foi construído o trapézio ou espaço IV/LST a partir dos mosaicos de imagens de três datas diferentes (11/jul/2008, 12/jul/2009 e 12/jul/2010) com os produtos MOD13A2 e MOD11A1. Posteriormente, foram estimados os

parâmetros T_{min} , T_{max} , $NDVI_{min}$ e $NDVI_{max}$ a partir de critérios estatísticos obtidos do trapézio, com os quais foram normalizadas as imagens de NDVI e LST (equações 2.9 e 2.10) para a construção do espaço NDVI/LST normalizado.

A partir das equações 2.12 e 2.13, foi calculada a disponibilidade de umidade (Mo) para o pixel da torre, no entanto, foi necessário substituir a equação 2.13 pela equação da reta obtida no trapézio normalizado. Os produtos utilizados para estimar Mo foram o MOD09GA (transformado em valores de NDVI e reamostrado para 1km de resolução espacial), e a temperatura de superfície LST do produto MOD11A1 (para maior detalhe, ver seção 4.3).

Etapa (iv): A disponibilidade de umidade calculada pelo método do trapézio (Mo) no pixel da torre foi utilizada para estimar a água disponível acumulada *in situ* (AD) através de um ajuste de um modelo exponencial e os resultados obtidos foram avaliados por meio do coeficiente de determinação (R^2). Adicionalmente será apresentado um exemplo da distribuição espacial de Mo .

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os principais resultados da presente pesquisa, os quais são divididos em dois grandes blocos. Inicialmente, são apresentados os dados de umidade do solo observados e os tratamentos realizados para efeito de comparação com os dados obtidos com o método do trapézio. Em seguida, apresenta-se a estratégia para estimativa da disponibilidade de umidade no solo Mo e os ajustes feitos para estimar a água disponível acumulada (AD).

4.1. Dados de umidade do solo observados *in situ*

A Figura 4.1 apresenta os dados diários de umidade volumétrica do solo, juntamente com dados de precipitação e variação da água no solo, ΔS , para toda a coluna de solo considerada (0-255cm) compreendendo o período de junho de 2008 a junho de 2011. Observa-se que o teor de umidade do solo varia de um mínimo de $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ no período seco, a um máximo de $0,6 \text{ m}^3/\text{m}^3$ no período de alagamento. Através da Figura 4.1c observa-se, ao longo da estação chuvosa, grande oscilação do sinal de ΔS devido às entradas intermitentes de água por precipitação (valores positivos), intercalando dias pouco chuvosos ou secos com valores negativos variando entre $-5,7 \text{ mm.dia}^{-1}$ a $31,6 \text{ mm.dia}^{-1}$. Em certas épocas do ano, em particular no período de alagamento, ΔS tende a se estabilizar ao redor de zero, indicando baixa variabilidade da quantidade de água no solo. Com o final da inundação, os pulsos negativos de ΔS interrompem o padrão. Este comportamento foi descrito por Costa (2015), quem utilizou o critério de ΔS junto com observações *in situ* do nível do aquífero como indicador da lâmina d'água na superfície ao longo da estação chuvosa e conseqüentemente para a estimativa da duração da inundação a cada ano.

Para efeito de comparação com os valores de disponibilidade de umidade estimados pelo método do trapézio (Mo), os valores de umidade do solo (θ) no período de alagamento tiveram que ser excluídos. Também o período de início de precipitação foi desconsiderado da análise uma vez que a umidade observada reflete o conteúdo de água momentâneo, mas que tende a se estabilizar com a redistribuição da água no perfil do solo, gerando uma grande instabilidade na umidade neste período.

Após a exclusão dos períodos de inundação e de início de precipitação, havia 3 períodos contínuos disponíveis para análise. Para este estudo, foi selecionado o período compreendido entre 2 de junho e 24 de setembro de 2010 uma vez que o mesmo apresentou a maior disponibilidade de dados de NDVI, LST e umidade do solo.

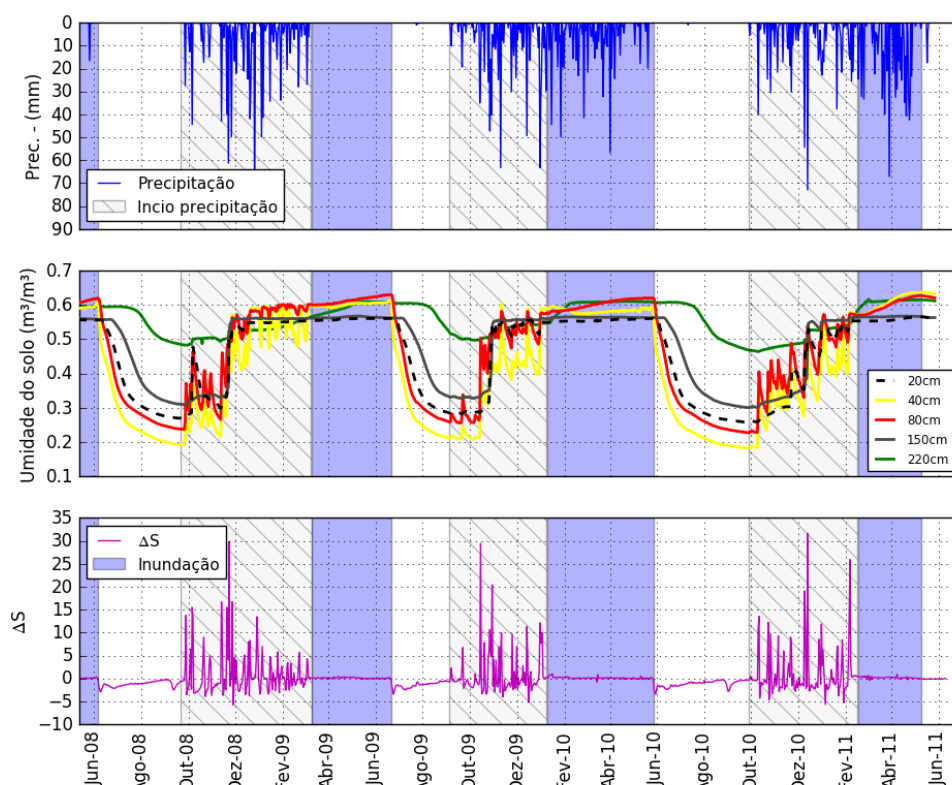


Figura 4.1 – Valores de precipitação diária (mm), médias diárias de umidade volumétrica do solo (θ , em $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para as profundidades de 20, 40, 80, 150 e 220 e a taxa de variação de água do solo ΔS ($\text{mm}.\text{dia}^{-1}$). As barras azuis indicam o período de inundação onde ΔS é próximo de 0. As barras hachuradas indicam o período de início de precipitação onde ΔS apresenta grande variação.

4.2. Construção do espaço NDVI x LST

Para implementação do método do trapézio, foi inicialmente construído o espaço NDVI x LST para a área de estudo, apresentado na Figura 4.2. O gráfico foi gerado a partir das imagens MOD13A2 (NDVI) e MOD13A1 (LST) dos dias 11 de julho 2008, 12 de julho de 2009 e 12 de julho 2010 as quais foram acopladas para gerar a ampla faixa de valores de NDVI e LST requerida (pontos cinza). As imagens selecionadas têm a menor

presença de nuvens (e sombra de nuvens) do período analisado, tendo assim, a maior quantidade de pixels de qualidade disponíveis.

Observa-se que, para a região de estudo, a nuvem de pontos NDVI/LST gera uma forma geométrica mais parecida com um trapézio do que com um triângulo. De acordo com Petropoulos et al. (2009), essa tendência já tinha sido observada para outras regiões. Adicionalmente, apresenta-se nessa figura, a série temporal dos dados de NDVI e LST do pixel da torre, para o período compreendido entre 2 de junho e 24 de setembro de 2010 (pontos vermelhos).

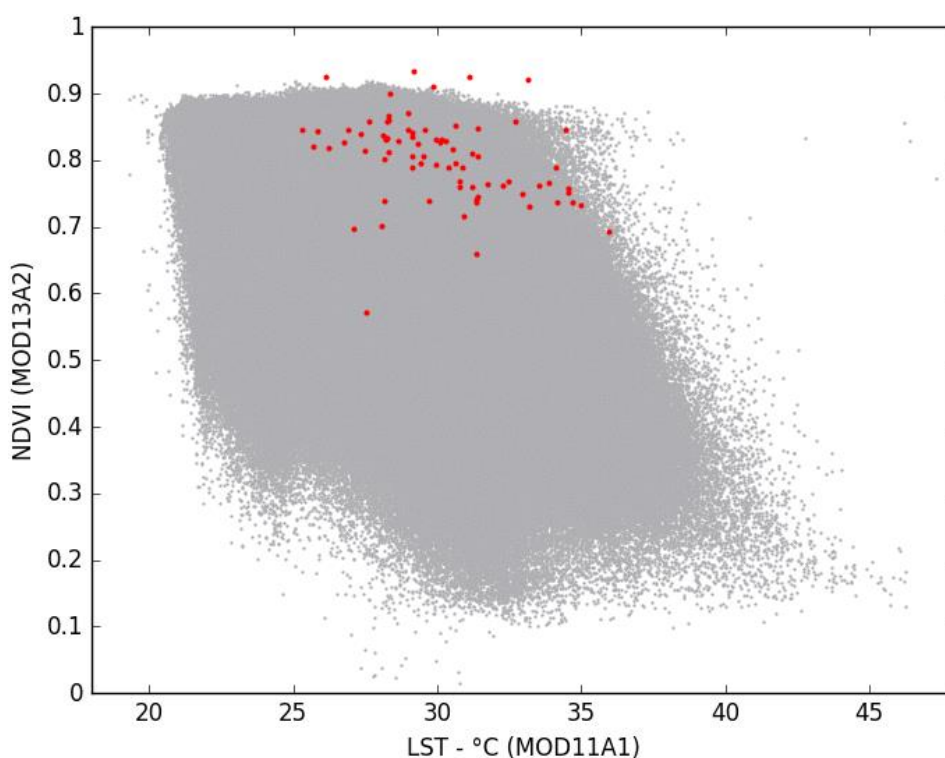


Figura 4.2 – Espaço NDVI x LST. Valores diários de NDVI e LST do pixel da torre para o período compreendido entre 2 de junho e 24 de setembro de 2010 (pontos vermelhos).

Na maioria das aplicações desse método, os limites máximos e mínimos de NDVI e LST que dão origem, respectivamente, aos eixos úmido (frio) e seco (quentes) do trapézio, são estimados visualmente (CARLSON, 2007). No presente trabalho, no entanto, esses limites foram estimados a partir da distribuição estatística dos dados, por

meio de *boxplots* que agrupam os valores de NDVI e LST em diferentes intervalos, conforme apresentado na Figura 4.3. Os dados de NDVI foram agrupados em intervalos de 0,1 e os de LST em intervalos de 2°C. Os valores de temperatura mínima (LST_{min}) e máxima (LST_{max}) foram selecionados a partir do menor e maior valor reportado nos limites inferior e superior dos *boxplots* respectivamente (Figura 4.3a). De forma similar, foram selecionados os valores de NDVI mínimo ($NDVI_{min}$) e máximo ($NDVI_{max}$) como observado na Figura 4.3b.

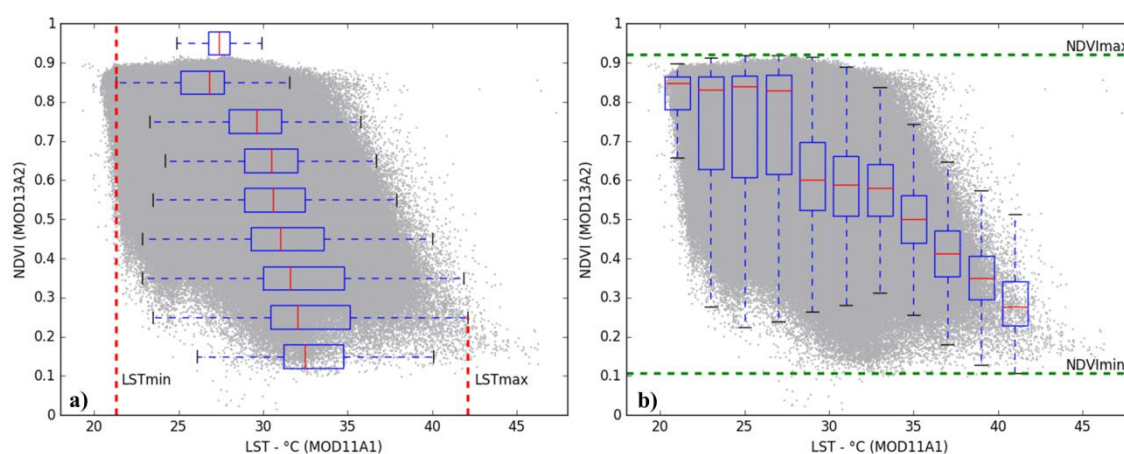


Figura 4.3 – Espaço NDVI x LST. a) Distribuição dos dados em faixas de NDVI para estimar LST_{min} e LST_{max} , b) Distribuição dos dados em faixas de LST para estimar $NDVI_{min}$ e $NDVI_{max}$.

Os valores extremos (máximos e mínimos) de NDVI e LST, apresentados na Tabela 4.1 foram empregados construir o espaço NDVI x LST normalizado (Figura 4.4). Para estimar a disponibilidade de umidade no solo (Mo) através do método geométrico, foi necessário adaptar a metodologia, substituindo a equação original (modelo linear) que calcula a temperatura na borda quente (T_{we}^*) por um modelo polinomial (equação 2.13). Um novo eixo quente foi então calculado no espaço NDVI x LST normalizado. Os pontos para o ajuste deste modelo polinomial foram escolhidos desprezando-se 0,1% dos maiores valores observados de LST para cada faixa de valores de NDVI (divididos em intervalos de 0,1). Foi também considerado um ponto na coordenada $NDVI = 0$ e

LST = 1, correspondente ao canto inferior direito do gráfico de dispersão. O resultado é apresentado na Figura 4.4.

Tabela 4.1 Parâmetros de normalização das imagens

	NDVI	LST
Máximo	0,93	42,1
Mínimo	0,11	21,3

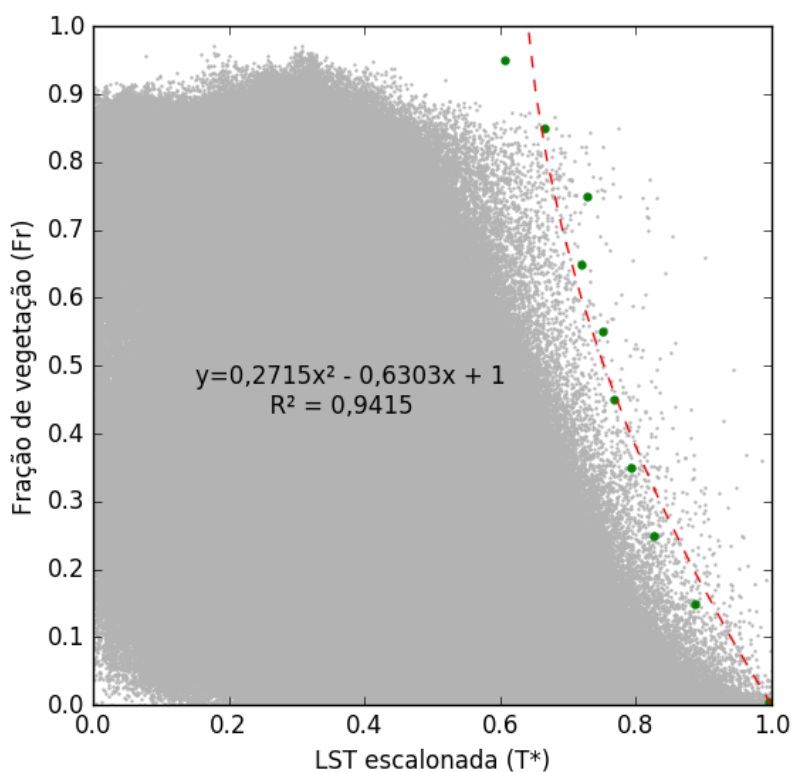


Figura 4.4 – Espaço NDVI x LST normalizado. A linha vermelha representa a borda quente ajustada (T_{we}^*). Os pontos verdes representam o valor escolhido em cada faixa ou intervalo de NDVI para o ajuste da borda quente.

4.3. Dados de disponibilidade de umidade M_o estimados

Para estimativa dos dados de umidade pelo método do trapézio, foi necessário identificar valores de NDVI e LST para as datas em que foram selecionados os dados de

umidade *in situ* anteriormente descritos. Para tanto, procedeu-se à identificação da variação dos valores de NDVI e LST relativo ao período de coleta dos dados *in situ*.

O conjunto de dados diários de umidade *in situ*/LST/NDVI foi construído com um total de 77 datas. A partir do espaço NDVI x LST, procedeu-se à determinação dos valores de Mo , considerando os pixels i onde se localizam os pontos de medida de umidade do solo, segundo:

$$Mo_i = 1 - \frac{T_i^*}{T_{we,i}^*}; 0 \leq Mo_i \leq 1 \quad (4.1)$$

Neste caso,

$$T_{we,i}^* = 0,2715Fr^2 - 0,6303Fr + 1 \quad (4.2)$$

Todo o conjunto de dados obtido – umidade *in situ*, NDVI, LST e Mo - está apresentado na Figura 4.5. Nota-se que, à medida que a umidade em todas as camadas analisadas decresce ao longo do tempo, o valor de LST tende a aumentar. É possível observar também que há uma relação bastante sutil entre a umidade e o NDVI. Neste caso, a diminuição da umidade parece estar associada a uma diminuição dos valores de NDVI. Também é possível notar que o valor estimado de Mo está relacionado à umidade volumétrica, diminuindo seu valor a medida que a umidade também decresce. Estas constatações podem ser confirmadas através das correlações apresentadas na Figura 4.6. Em geral, as correlações entre a umidade de cada camada e o NDVI tendem a aumentar com a profundidade. O mesmo é observado para LST e Mo .

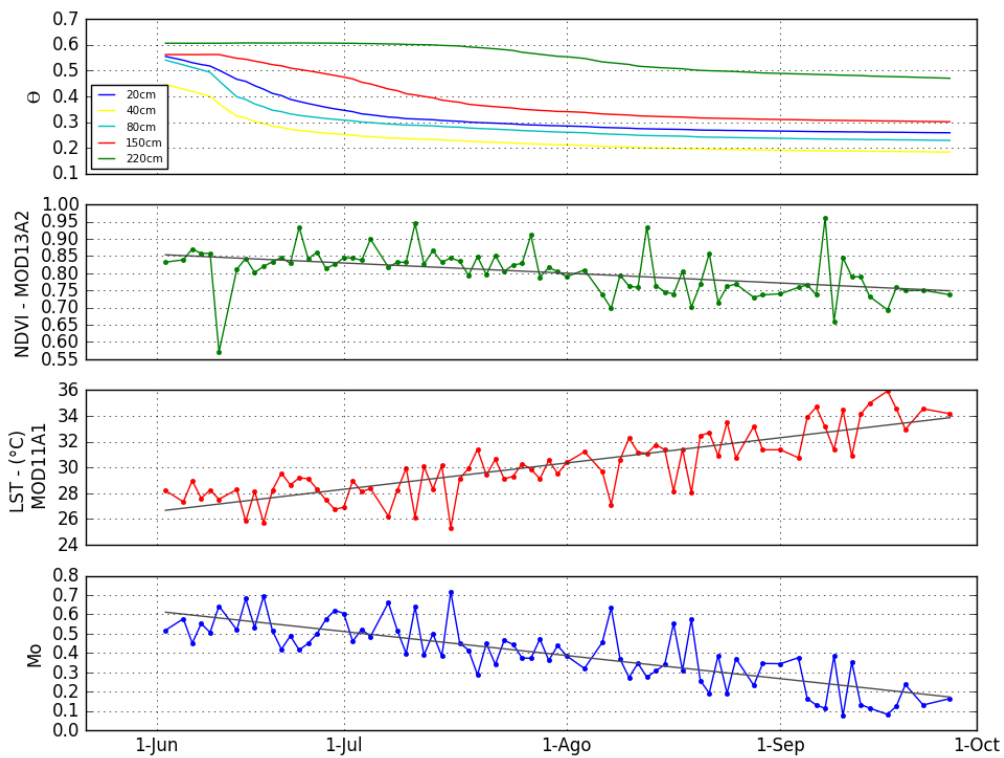


Figura 4.5 – Conjunto de dados de umidade volumétrica do solo (θ , a 20 cm), NDVI (MOD09GA), LST (MOD11A1) e Mo estimado para o conjunto de dados analisado

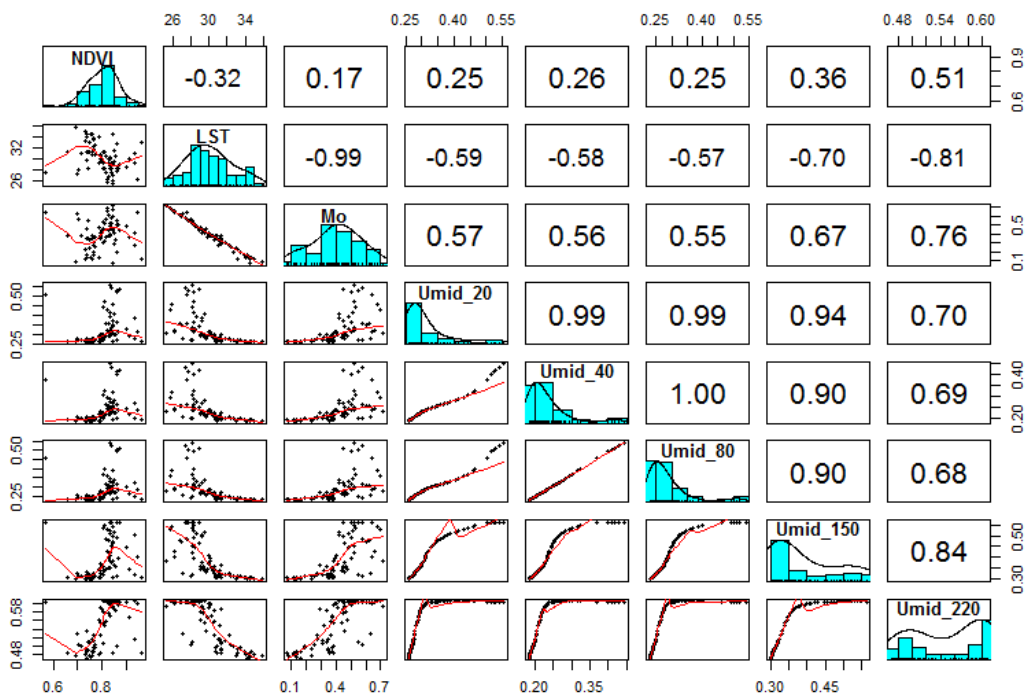


Figura 4.6 – Coeficientes de correlação para o conjunto de dados analisado.

4.4. Relação entre umidade disponível (Mo) e água disponível no solo (AD)

A vegetação absorve água do solo e devolve à atmosfera através da evapotranspiração. A água evapotranspirada pode ser absorvida em diferentes camadas do solo. Dessa forma, a comparação entre a umidade disponível (Mo) estimada pelo método do trapézio e a umidade do solo foi feita considerando-se a água total disponível no solo (AD), representada em lâmina d'água (em milímetros), integrando-se o perfil de solo desde a superfície até uma determinada profundidade, ou seja,

$$AD_p = \sum_{i=1}^c (\theta_i - \theta_{ri}) \Delta z_i \quad (4.3)$$

onde θ_i representa a umidade volumétrica ($\text{mm}^3.\text{mm}^{-3}$), θ_{ri} é a umidade volumétrica residual ($\text{mm}^3.\text{mm}^{-3}$) e Δz_i é a espessura (mm) da camada i . Neste caso, p representa a profundidade referente à parte inferior da camada c . Neste estudo, a água disponível foi obtida integrando-se a umidade para as profundidades 30, 60, 115, 185 e 255cm como apresentado na Figura 4.7.

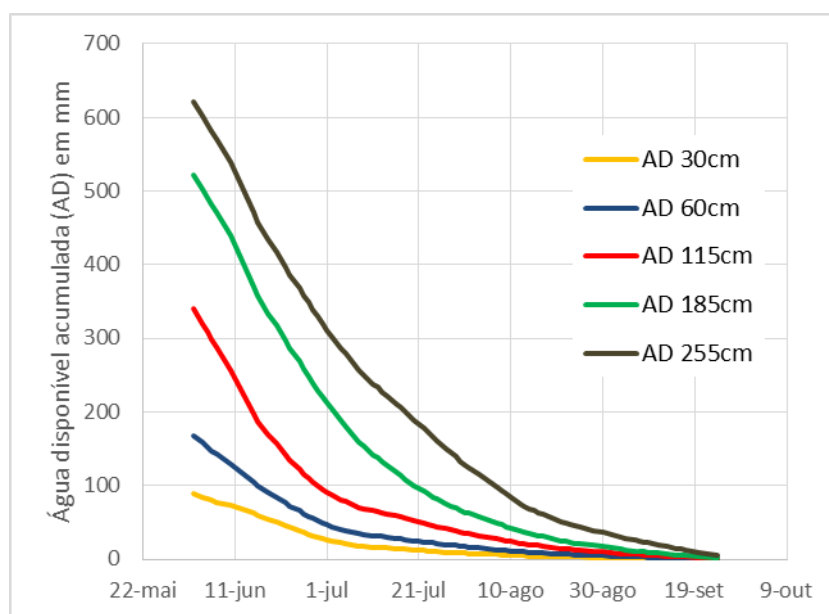


Figura 4.7 – Evolução temporal da água disponível acumulada (AD).

Analisando-se as relações entre Mo e AD , constatou-se que o melhor ajuste entre estas variáveis se dava através de um modelo exponencial, sendo o melhor ajuste encontrado quando considerado todo o perfil do solo, ou seja, a água disponível acumulada (AD) até 255cm (Figura 4.8). Neste caso, a disponibilidade de umidade estimada (Mo) e a água disponível até 255cm (AD_{255}) concordam razoavelmente bem durante o período estudado, com coeficientes de determinação (R^2) de 0,62.

É possível notar ainda, pela Figura 4.8, que a água disponível em todo perfil (AD_{255}) parece ser muito maior do que aquela retirada pelas plantas (representado aqui por Mo). Esse comportamento foi avaliado como sendo devido ao fato de as plantas estarem absorvendo água apenas de algumas camadas de solo e não de todo o perfil de solo considerado. A fim de verificar essa hipótese, implementou-se um método iterativo que verificava ponto a ponto qual a profundidade que apresentava maior coerência entre o valor estimado de AD pela equação ajustada e o valor real de AD acumulada para as diferentes profundidades, identificando-se assim, qual a profundidade máxima necessária para justificar o valor de Mo . O algoritmo descrito a seguir exemplifica o procedimento adotado neste processo:

- a) Estimação dos parâmetros de regressão do modelo $AD = \beta_0 \cdot \exp(\beta_1 \cdot Mo)$ utilizando os dados de AD acumulados até 255cm (ajuste 0);
- b) Estimação do valor esperado de AD segundo o último ajuste;
- c) Para cada ponto, procurar o valor de AD acumulado mais aproximado ao valor estimado, identificando-se a camada correspondente;
- d) Refazer a estimação dos parâmetros de regressão do modelo, utilizando agora os AD acumulados escolhidos na etapa anterior;
- e) Repetir as etapas de a) a d) até que não haja melhoria no ajuste do modelo, ou seja, não haja incremento no valor de R^2 .

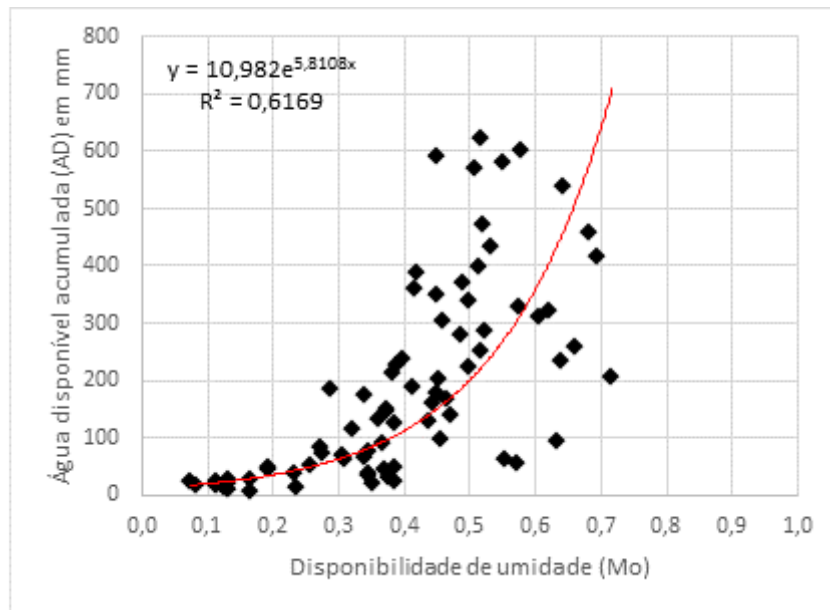


Figura 4.8 – Comparação entre a disponibilidade de umidade no solo estimada (M_o) e a água disponível acumulada até 255 cm.

O resultado final deste procedimento é apresentado na Figura 4.9. O coeficiente de determinação (R^2) da nova função de ajuste aumentou significativamente quando otimizada, atingindo o valor de 0,94. É importante notar que o novo ajuste indica que a disponibilidade de umidade estimada (M_o) está diretamente relacionada aos processos de evapotranspiração, e não necessariamente a um valor específico de umidade do solo ou água disponível acumulada até uma determinada profundidade. Essa afirmação é sustentada também pelo fato do método do triângulo (trapézio) ter sido originalmente desenvolvido para determinação da evapotranspiração (YANG et al., 2015). Desta forma, o resultado obtido com a aplicação do método dá indícios de que a vegetação parece se adaptar às condições de umidade e de energia disponível, recorrendo a diferentes camadas do solo a fim de manter a evapotranspiração a maior possível.

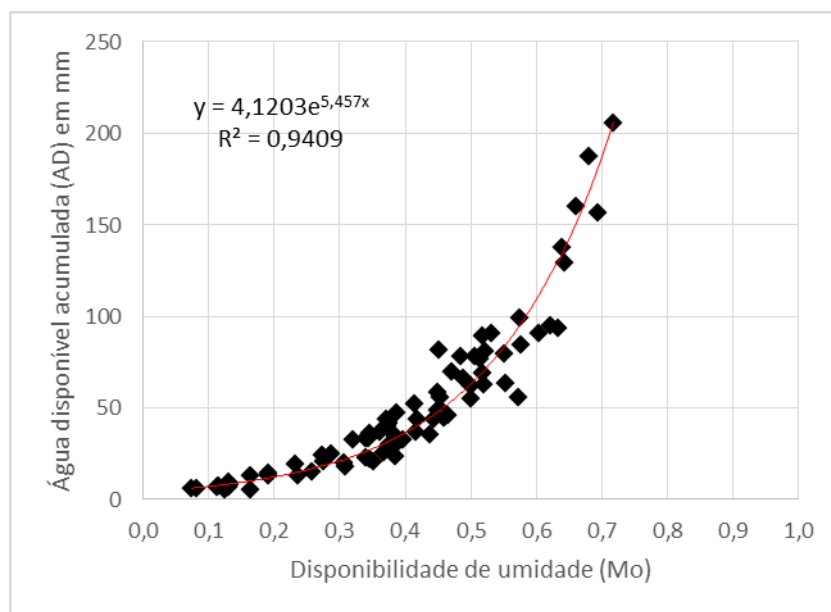


Figura 4.9 – Função de ajuste entre a disponibilidade de umidade no solo estimada (Mo) e a água disponível acumulada (AD) considerando diferentes profundidades.

É importante destacar que os pontos apresentados na Figura 4.9 representam a AD acumulada em diferentes profundidades. Esses pontos foram reorganizados segundo a profundidade ajustada e a respectiva data, e estão apresentados na Figura 4.10. Observa-se que, no início do período analisado, quando os valores de umidade no solo nas diferentes profundidades estão perto da saturação, o ajuste considerou apenas a água disponível acumulada nas primeiras camadas (30 e 60cm). As camadas mais profundas foram sendo selecionadas a medida que a água disponível nas camadas superiores foi decrescendo.

Apesar do comportamento geral indicar a tendência de aumento da profundidade de retirada de água, observa-se uma grande oscilação das camadas selecionadas ao longo do tempo. Uma possível explicação para esse comportamento foi feita com base na comparação com os valores de LST, também apresentados na Figura 4.10. Comparando-se o comportamento do LST ao longo do tempo, pode-se observar que a variabilidade da profundidade escolhida tende a seguir o mesmo padrão da variabilidade temporal de LST.

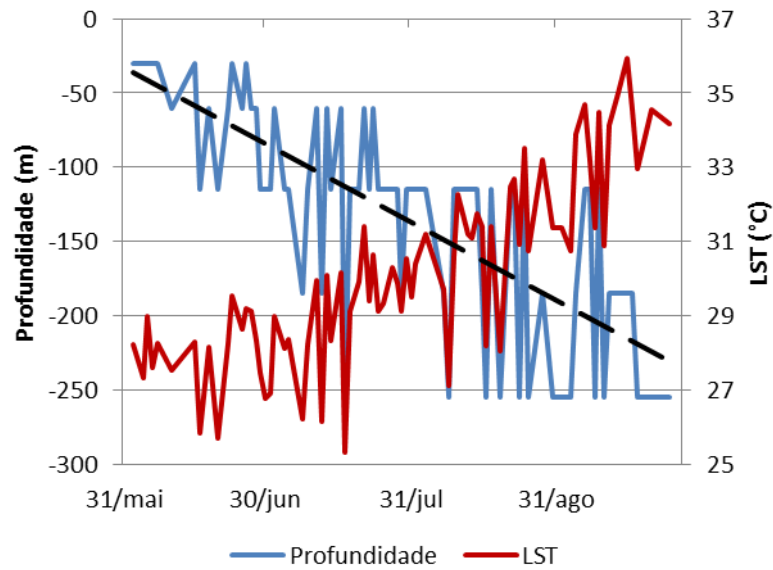


Figura 4.10 – Comparação entre as profundidades selecionadas ao longo do tempo no ajuste entre Mo e AD , e a temperatura de superfície (LST).

Seguindo essa linha de raciocínio, a Figura 4.11 apresenta a comparação entre as variações diárias destas duas variáveis – profundidade escolhida e LST - evidenciando esta forte relação. De acordo com a regressão apresentada nesta figura, quando a temperatura de superfície sofre um acréscimo de 1°C ao dia, a vegetação necessita acessar a água disponível em camadas, em média, 33cm mais profundas.

Segundo Carlson (2013), a temperatura para uma cobertura vegetal completa varia de acordo com o conteúdo de água no solo, no entanto, a variação de Mo com relação a T^* na cobertura vegetal completa não representa o conteúdo de água da zona de raízes e, portanto, o estresse hídrico afetando a vegetação. Porém, as Figuras 4.9 a 4.11 apresentam a forte relação entre AD , Mo e LST, evidenciando que o método captura as variações de umidade do solo em profundidade (até a zona de raízes) em áreas com cobertura vegetal completa.

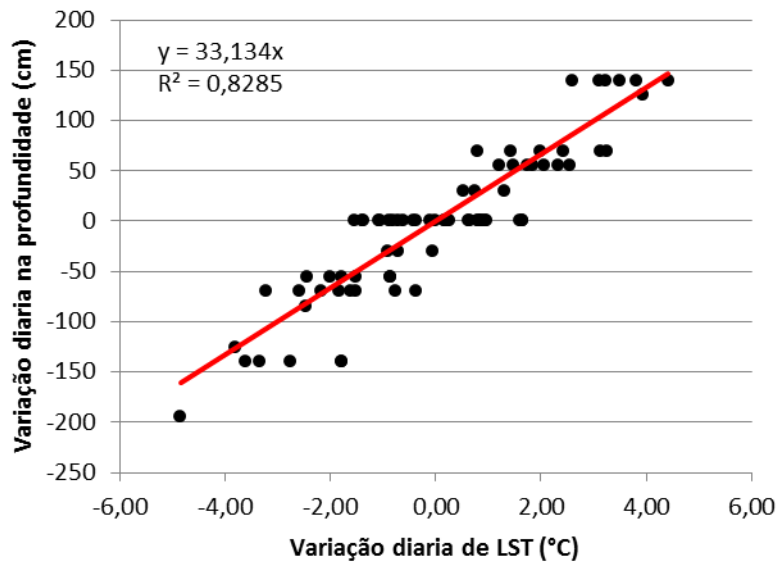


Figura 4.11 – Relação entre a variabilidade de LST e da profundidade selecionada no ajuste entre M_o e AD.

Schenk e Jackson (2002) consideram que as raízes crescem tão profundamente quanto necessário para cumprir com a demanda de recursos das plantas. Para isso, baseiam-se na ideia de que um sistema radicular superficial geralmente é favorecido em relação a sistemas de raízes profundas, visto que, os custos de energia para a construção, manutenção e captação de recursos são mais baixos para raízes superficiais. O enraizamento em profundidade aumenta se a água está disponível em profundidade e se houver demanda por transpiração. Em conformidade com os argumentos citados por estes autores, a Figura 4.10 sugere que a disponibilidade de umidade estimada (M_o) responde inicialmente à água presente nas camadas superficiais reduzindo os custos de energia para captação da água. Com o passar do tempo, a umidade nas camadas superficiais diminui e passa a ser menor do que a demanda por transpiração fazendo com que a planta busque água em maiores profundidades.

4.5. Considerações finais

Em termos gerais o método para estimar a disponibilidade de umidade no solo (M_o) mostrou-se eficiente e de fácil implementação. Apesar da grande discrepância entre a escala dos dados observados (pontual) e a escala dos parâmetros de estimação (dados MODIS com 1 km de resolução) o método permitiu modelar o comportamento temporal e em profundidade da disponibilidade de umidade no solo (M_o).

Por outro lado, a carência de pontos adicionais de validação e/ou ajuste restringe a possibilidade de especializar os resultados obtidos no presente trabalho, no entanto, a título de exemplo construiu-se a Figura 4.12 que mostra a distribuição espacial da M_o para o dia 04 de junho de 2010. As imagens MODIS adquiridas nesta data eram geralmente sem nuvens ao longo de um amplo domínio em torno da torre. De um modo geral, observa-se que as zonas de alta disponibilidade de umidade correspondem a altos valores de NDVI (Figura 4.12b) e baixas temperaturas de superfície LST (Figura 4.12c), o que sugere que o método potencialmente pode capturar a variabilidade espacial da umidade no solo.

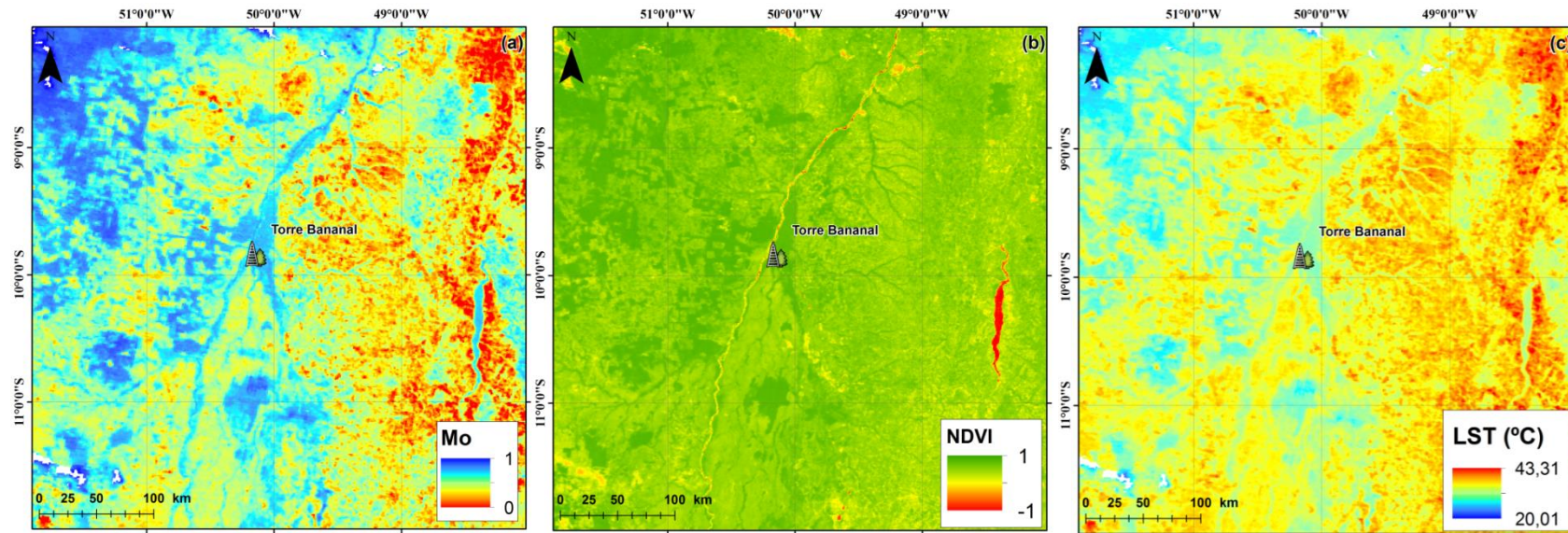


Figura 4.12 – Distribuição espacial da disponibilidade de umidade no solo estimada (*Mo*). Os padrões espaciais do NDVI e LST são exibidos em (b) e (c), respectivamente.

5 CONCLUSÕES

O presente trabalho objetivou estimar e analisar a variabilidade temporal da umidade do solo em uma zona de transição entre a floresta amazônica e o cerrado (savana brasileira), utilizando produtos MODIS e dados de campo. Para tal, dentre uma ampla gama de métodos disponíveis, optou-se por implementar o método do triângulo ou trapézio descrito por Carlson (2007, 2013) que permite estimar a disponibilidade de umidade no solo (M_o) através do estudo da relação entre o NDVI e a temperatura de superfície.

O cálculo da taxa de variação diária de água no solo, ΔS , foi útil para identificar de maneira geral os períodos de inundação e, mais precisamente os períodos em que o solo está saturado nos quais o método não teria um bom desempenho, visto que, valores maiores à capacidade de campo não são abordados na metodologia utilizada.

De modo similar, os critérios estatísticos estabelecidos para definir os valores mínimo e máximo de temperatura e NDVI apresentaram um bom desempenho e são de fácil implementação. Recentemente, Yang et al., (2015) desenvolveram uma metodologia que fornece a solução teórica do eixo frio (temperatura mínima) e eixo quente (temperatura máxima) para alcançar uma delimitação mais precisa e eficaz do espaço IV / LST. Basicamente é preciso fazer o balanço de radiação e energia nos pixels secos (maior temperatura) em solo nu e com cobertura totalmente vegetada, no entanto, a sua implementação pode incorrer em procedimentos adicionais e requerir parâmetros adicionais. Através de uma análise de sensibilidade pode ser estabelecido qual método é mais adequado para esses efeitos.

Ao fazer uma análise dos resultados em profundidade, inicialmente foi possível identificar a maior correlação entre a dinâmica da vegetação e a água disponível acumulada (AD) até os 255centímetros, sugerindo que esta profundidade pode corresponder à zona de raízes. No entanto, observou-se que no início do período analisado, quando os valores de umidade no solo nas diferentes profundidades estão perto da saturação, o ajuste proposto considerou apenas a água disponível acumulada nas primeiras camadas (30 e 60cm). As camadas mais profundas foram sendo

selecionadas pelos ajustes propostos no presente trabalho a medida que a água disponível nas camadas superiores foi decrescendo.

Adicionalmente, observou-se que a temperatura para uma cobertura vegetal completa varia de acordo com o conteúdo de água no solo e que a variação da disponibilidade de umidade estimada M_o com relação a T^* na cobertura vegetal completa representa o conteúdo de água da zona de raízes, contrário aos argumentos apresentados por Carlson (2013).

Em conformidade com os argumentos citados por Schenk e Jackson (2002) a disponibilidade de umidade estimada (M_o) responde inicialmente à água presente nas camadas superficiais reduzindo os custos de energia para captação do recurso. Com a diminuição de umidade nas camadas superficiais e a demanda por transpiração constante, a vegetação da área de estudo responde à água disponível em profundidade.

Apesar do comportamento indicar a tendência geral de aumento da profundidade de retirada de água quando a água em superfície diminui, observa-se uma grande oscilação das camadas selecionadas ao longo do tempo seguindo o mesmo padrão da variabilidade temporal de LST. Este comportamento sugere que a disponibilidade de umidade no solo estimada é fortemente influenciada pela energia disponível e a demanda por transpiração da vegetação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AL-GHOBARI, H. M.; EL MARAZKY, M. S. A. Field evaluation of EnviroSCAN performance for monitoring soil water content compared with other soil moisture sensors under arid conditions. **Wulfenia Journal**. Klagenfurt, Austria, v.20, n. 4, p.1-17, 2013.
- ANDERS, I.; ROCKEL, B. The influence of prescribed soil type distribution on the representation of present climate in a regional climate model. **Clim. Dyn.** v.33, n.2-3, p.177-186, 2009.
- ANDERSON, L. O.; MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E. O. C.; LADLE, R.; ARAI, E.; BARBIER, N.; PHILLIPS, O. Remote sensing detection of droughts in Amazonian forest canopies. **New Phytol.**, v. 187, p. 733-750, 2010.
- ANGERT, A.; BIRAUD, S.; BONFILS, C.; HENNING, C. C.; BUERMANN, W.; PINZON, J.; TUCKER, C. J.; FUNG, I. Drier summers cancel out the CO₂ uptake enhancement induced by warmer springs. **Proc. Natl. Acad. Sci.** v.102, n.31, p.10823-10827, 2005.
- ATZBERGER, C. Advances in remote sensing of agriculture: context description, existing operational monitoring systems and major information needs. **Remote Sens.** v. 5, p. 949-981, 2013.
- BARBOSA, H. A. **Análise espaço temporal de índice de vegetação AVHRR/NOAA e precipitação na região nordeste do Brasil em 1982-1985**. 1998. 170 p. (INPE-7237-TDI/690). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos, 1998. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3r59YD6/GNUni>>. Acesso em: 20 jun. 2016.
- BORMA, L. S; DA ROCHA, H. R; CABRAL, O. M; VON RANDOW, C; COLLICCHIO, E; KURZATKOWSKI, D; BRUGGER, P. J; FREITAS, H; TANNUS, R; OLIVEIRA, L; RENNÓ, C. D. Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia, **J. Geophys. Res.**, V114, G01003, 2009, doi:10.1029/2007JG000641.
- BRADLEY, Andrew V. et al. Relationships between phenology, radiation and precipitation in the Amazon region. **Global Change Biology**, v. 17, n. 6, p. 2245-2260, 2011.
- BRANDO, P. M.; GOETZ, S. J.; BACCINI, A.; NEPSTAD, D. C.; BECK, P. S. A.; CHRISTMAN, M. C. Seasonal and interannual variability of climate and vegetation indices across the Amazon. **Proc. Natl Acad. Sci. USA**, v. 107, n. 14, p. 685-14 690, 2010.

- BREUNIG, F. M.; GALVÃO, L. S.; FORMAGGIO, A. R.; EPIPHANIO, J. C. N. Directional effects on NDVI and LAI retrievals from MODIS: A case study in Brazil with soybean. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 13, n. 1, p. 34-42, Feb. 2011.
- BRISTOW, K. L.; CAMPBELL, G. S.; CALISSENDORFF, K. Test of a heat-pulse probe for measuring changes in soil water content. **Soil Sci. Soc. Am. Journal**, v.57, p.930–934, 1993.
- BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **J. Climate**. v.6, p.1077–1089, 1993.
- BRUNO, R.D. **Variabilidade observada da umidade do solo em floresta tropical e cerrado**.2004. 181p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo 2004.
- CAMPBELL, G. S.; CALISSENDORFF, C.; WILLIAMS, J. H. Probe for measuring soil specific heat using a heat-pulse method. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.55, p.291–293, 1991.
- CARLSON, T. An Overview of the "Triangle Method" for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. **Sensors**, v.7, p.1612-1629, 2007.
- CARLSON, T. Triangle Models and Misconceptions. **International Journal of Remote Sensing Applications**. V. 3, n 3, 2013.
- CARLSON, T.; GILLIES, R.; PERRY, E. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. **Remote Sensing Reviews**, v.9, p.161–173, 1994.
- CARLSON, T.; GILLIES, R.; SCHMUGGE, T. An interpretation of methodologies for indirect measurements of soil water contents. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, p.191–205, 1995.
- CHAUHAN, N. S., MILLER, S., ARDANUY, P. Spaceborn soil moisture estimation at high resolution: a microwave-optical/IR synergistic approach. **INT. J. Remote Sensing**, v.24, n.22, p. 4599–4622, 2003.
- CHEN, T.; DE JEU, R.A.M.; LIU, Y.Y.; VAN DER WERF, G.R.; DOLMAN, A.J. Using satellite based soil moisture to quantify the water driven variability in NDVI: A case study over mainland Australia. **Remote Sens. Environ.**, v.140, p.330– 338, 2014.
- CHURKINA, G., AND RUNNING S, W. Contrasting environmental controls on the estimated productivity of different biomes, **Ecosystems** v1, p 206-215,1998.

CLAPS P. E LAGUARDIA G. Assessing spatial variability of soil water content through thermal inertia and NDVI. **Proceedings of SPIE Volume 5232, remote sensing for agriculture, ecosystems, and hydrology V**. Manfred Owe, Guido D'Urso (eds.), 2004.

COELHO, E.F.; OR, D. Flow and uptake patterns affecting soil water sensor placement for drip irrigation management. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v.39, p.2007-2016, 1996.

COSTA, B.G. **Fluxos de energia, CO₂ e CH₄ sobre a floresta em planície de inundação da Ilha do Bananal**. 2015. 143p. Tese (Doutorado em Ecologia Aplicada) - Universidade de São Paulo (USP). São Paulo 2015.

DE JEU, R., WAGNER, W., HOMES, T.R.H., DOLMAN, A.J., VAN DE GIESEN, N.C., FRIESEN, J. Global soil moisture patterns observed by space borne microwave radiometers and scatterometers. **Surv.Geophys**. v.29, n.4-5, p. 399-420, 2008.

ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. **Water Resour. Res.** v.34, p.765-776, 1998.

FANG, B.; LAKSHMI, V. Soil moisture at watershed scale: Remote sensing techniques. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 258-272, 2014.

GILLIES, R.R.; CARLSON, T.N. Thermal Remote Sensing of Surface Soil Water Content with Partial Vegetation Cover for Incorporation into Climate Models. **Journal of Applied Meteorology**, v34, p 745-756, 1995.

GILLIES, R.; CARLSON, T.; KUSTAS, W.; HUMES, K. A verification of the "triangle" method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature. **Int. J. Remote Sens.**, v.18, p.3145-3166, 1997.

HEIMANN, M., REICHSTEIN, M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. **Nature** v.451, p. 289-292, 2008.

HOLBEN, B. N. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 7, n. 11, p. 1417- 1434, Nov. 1986.

HUETE, A.; DIDAN, K.; MIURA, T.; RODRIGUEZ, E. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. **Remote Sensing of Environment**, v.83, p.195-213, 2002.

HUETE, A.R.; DIDAN, K.; SHIMABUKURO, Y.E.; RATANA, P.; SALESKA, S.R.; HUTYRA, L.R.; YANG, W.; NEMANI, R.R.; MYNENI, R. Amazon forests green-up with sunlight in dry season. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, L06405, 2006.

HULLEY, G. C., & S. J. HOOK. Intercomparison of versions 4, 4.1 and 5 of the MODIS Land Surface Temperature and Emissivity products and validation with laboratory measurements of sand samples from the Namib desert, Namibia. **Remote Sensing of Environment**, v.113, p.1313-1318, 2009.

JACKSON, R. B.; SCHENK, H. J.; JOBBAGY, E. G.; CANADELL, J.; COLELLO, G. D.; DICKINSON, R. E.; FIELD, C. B.; FRIEDLINGSTEIN, P.; HEIMANN, M.; HIBBARD, K.; KICKLIGHTER, D. W.; KLEIDON, A.; NEILSON, R. P.; PARTON, W. J.; SALA, O. E.; SYKES, M. T. Belowground consequences of vegetation change and their treatment in models. **Ecol. Appl.** v.10, n.2, p.470-483, 2000.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestre**. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2011.

KERR, Y.H. Soil moisture from space: where are we? **Hydrogeol. J.** v.15, p.117-120, 2007.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Livraria Nobel S. A., 408p. 1984.

KOSTER, R.D., GUO, Z.C., DIRMEYER, P.A., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., DAVIES, H., GORDON, C.T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C.H., MALYSHEV, S., MCAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K.W., PITMAN, A., SUD, Y.C., TAYLOR, C.M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y.K., YAMADA, T, GLACE: The Global Land- Atmosphere Coupling Experiment. Part I: overview. **J. Hydrometeorol.** V.7, p. 590-610, 2006.

LEWIS, S.L.; BRANDO, P.M.; PHILLIPS, O.L.; VAN DER HEIJDEN, G.M.F.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science.** v. 331, p.554, 2011.

LIMA, F. M. C., **Caracterização de um Sensor para Determinação da Água Disponível no Solo**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal da Paraíba, 1997.

MAJUMDAR, T. J. Regional thermal inertia mapping over the Indian subcontinent using INSAT-1D VHRR data and its possible geological applications. **International Journal of Remote Sensing**, v.24, n.11, p.2207-2220, 2003.

MARINHO, F. A. M. **Os solos não saturados: aspectos teóricos, experimentais e aplicados**. São Paulo, Brasil. 201p. 2005. Texto apresentado à Escola Politécnica da Universidade de São Paulo para o Concurso de Livre-Docente na especialidade “Geomecânica” do Departamento de Estruturas e Fundações.

MENDES, P. C. S. **Caracterização de um sensor para medição de umidade do solo com termo-resistor a temperatura constante**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Elétrica) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 159p. 2006.

MEIR, P.; BRANDO, M.; NEPSTAD, D.; VASCONCELOS, S.; COSTA, A. C.; DAVIDSON, E.; ALMEIDA, S.; FISHER, R.; SOTTA, E. D.; ZARIN, D.; CARDINOT, G. The effects of drought on Amazonian rain forests, Amazonia and Global Change. In: Keller, M.; Bustamante, M.; Gash, G.; Dias, P. S. (Eds.) **American Geophysical Union**, 429-449. Geophysical Monograph Series, Vol 186

MERLIN, O.; AL BITAR, A.; WALKER, J.; KERR, Y. An improved algorithm for disaggregating microwave-derived soil moisture based on red, near-infrared and thermal-infrared data. **Remote Sensing of Environment**. v. 114, n. 10, p.2305-2316, 2010.

MIRALLES, D.G.; CROW, W. T.; COSH, M. H. Estimating spatial sampling errors in coarse-scale soil moisture estimates derived from point-scale observations. **Journal of Hydrometeorology**, v.11, p.1423–1429, 2010.

MORAN, M. S.; WATTS, J. M.; PETERS-LIDARD, C. D.; MCELROY, S. A. Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v.30, n.5, p.805–826, 2004.

MUÑOZ-CARPENA, R. **Field devices for monitoring soil water content**.2004. 16p. Disponível em: <<http://edis.ifas.ufl.edu/pdffiles/AE/AE26600.pdf>>.

NEMANI, R.R., KEELING, C.D., HASHIMOTO, H., JOLLY, W.M., PIPER, S.C., TUCKER, C.J., MYNENI, R.B. AND RUNNING.S.W. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. **Science**.v. 300, p.1560-1563, 2003.

NOBORIO, K. Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: A review. **Comput.Electron.Agric.**, v.31, p.213–237, 2001.

PETROPOULOS, G.; CARLSON, T.N.; WOOSTER, M.J.; ISLAM, S. A review of Ts/VI remote sensing based methods for the retrieval of land surface energy fluxes and soil surface moisture. **Progress in Physical Geography**. 2009 33: 224-250,

PHILLIPS, O.L.; ARAGAO, L.E.O.C.; LEWIS, S.L.; FISHER, J.B.; LLOYD, J., et al. Drought sensitivity of the Amazon rainforest. **Science**, v. 323, p. 1344-1347, 2009.

PORPORATO, A., RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology — A challenging multidisciplinary research perspective. **Hydrological Sciences Journal**-, v.47, p.811–821, 2002.

- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Editora Manole, 2004. 478p.
- ROBINSON, D. A.; CAMPBELL, C. S.; HOPMANS, J. W.; HORNBUCKLE, B. K.; JONES, S. B.; KNIGHT, R.; OGDEN, F.; SELKER, J.; WENDROTH, O. Soil moisture measurements for ecological and hydrological watershed scale observatories: a review. **Vadose Zone J.**, v.7, p.358–389, 2008. doi:10.2136/vzj2007.0143.
- ROBOCK, A.; VINNIKOV, K. Y. A.; SRINIVASAN, G.; ENTIN, J. K.; HOLLINGER, S. E.; SPERANSKAYA, N. A.; LIU, S.; NAMKHAI, A. The global soil moisture data bank. **B. Am. Meteorol. Soc.**, v.81, n.6, p.1281–1299, 2000.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. **Water Resour. Res.**, v. 36, n.1, p.3–9, 2000.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I., ENTEKHABI, D., BRAS, R.L. Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales 1. Stochastic analysis. **Water Resour. Res.** v. 27, n.8, p. 1899–1906, 1991.
- ROUSE, J.; HAAS, R.; SCHELL, J. **Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation**. 164 p. Tese (Doutorado) — Texas A & M University, 1974. Disponível em: <<http://library.wur.nl/WebQuery/clc/154154>>.
- SABINS, F, F, JR. **Remote sensing principles and interpretation**. New York, NY: Freeman, 1997.494 p.
- SALESKA, S.R.; DIDAN, K.; HUETE, A.R.; DA ROCHA, H.R. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, v. 318, n.5850, p. 612, 2007.
- SAMANTA, A.; GANGULY, S.; HASHIMOTO, H.; DEVADIGA, S.; VERMOTE, E.; KNYAZIKHIN, Y.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Amazon forests did not green up during the 2005 drought. **Geophys. Res. Lett.**, v.37, L05401, 2010.
- SANTOS, H. G.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. DOS.; OLIVEIRA, V. Á. DE.; LUMBRERAS, J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. DE; CUNHA, T. J. F.; OLIVEIRA, J. B. DE. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 4. ed. – Brasília, DF: Embrapa,2014. ISBN 978-85-7035-359-7.
- SCHENK, H. J. AND JACKSON, R. B. Rooting depths, lateral root spreads and below-ground/above-ground allometries of plants in water-limited ecosystems. **Journal of Ecology**, v. 90, p. 480–494, 2002.
- SCHMUGGE, T. Remote sensing of surface soil moisture. **Journal of Applied Meteorology**.v.17, n.10, p. 1549-1557, 1978.

SCHMUGGE, T. J.; KUSTAS, W. P.; RITCHIE, J. C.; JACKSON, T. J.; RANGO, A. Remote sensing in hydrology. **Adv. Water Resour.**v.25, p.1367-1385, 2002.

SENEVIRATNE, S. I.; CORTI, T.; DAVIN, E. L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E. B.; LEHNER, I.; ORLOWSSKY, B.; TEULING, A. J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, p. 125–161, 2010.

SENEVIRATNE, S.I., LÜTHI, D., LITSCHI, M., SCHÄR, C. Land–atmosphere coupling and climate change in Europe. **Nature**, v.443, p. 205–209, 2006.

SMITH, J.A.; CHAUHAN, N.S.; SCHMUGGE, T.J.; BALLARD, J.R., JR. Remote sensing of land surface temperature: the directional viewing effect. **Geoscience and Remote Sensing**, IEEE, v.35, n. 4, p. 972 – 974, 1997.

SOKOLOV, A.P.; KICKLIGHTER, D.W.; MELILLO, J.M.; FELZER, B.S.; SCHLOSSER, C.A.; CRONIN, T.W. Consequences of considering carbon–nitrogen interactions on the feedbacks between climate and the terrestrial carbon cycle. **J. Climate**. v.21, n.15, p.3776–3796, 2008.

TEULING, A.J.; HIRSCHI, M.; OHMURA, A.; WILD, M.; REICHSTEIN, M.; CIAIS, P.; BUCHMANN, N.; AMMANN, C.; MONTAGNANI, L.; RICHARDSON, A.D.; WOHLFAHRT, G.; SENEVIRATNE, S.I. A regional perspective on trends in continental evaporation. **Geophys. Res. Lett.**v.36, n. L02404, 2009.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil-water content- measurements in coaxial transmission-lines. **Water Resour. Res.**, v.16, p.574–582, 1980.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L. Measurement of soil water content using time-domain reflectometry (TDR): a field evaluation. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v.49, p.19–24, 1985.

TOPP, G.C. State of the art of measuring soil water content.**Hydrol.Process.**v.17, p.2993-2996, 2003.

TRAMUTOLI, V.; CLAPS, P.; MARELLA, M.; PERGOLA, N.; SILEO, C. Feasibility of hydrological application of thermal inertia from remote sensing. In: PLINIUS CONFERENCE ON MEDITERRANEAN STORMS, 2., 2000, Siena, Italy. **Proceedings**. Perugia: GNDCI pub. n. 2547, 2000. 529p.

WALKER, J. **Estimating soil moisture profile dynamics from near- surface soil moisture measurements and standard meteorological data**. Ph.D. dissertation, The University of Newcastle, Australia, 1999.

TUCKER, C. J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. **Remote sensing of Environment**, v. 8, n. 2, p. 127–150,

1979.Disponível em:

<<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0034425779900130>>.

TUCKER, C. J.; SELLERS, P. J. Satellite remote sensing of primary production. **International Journal of Remote Sensing**, v. 7, n. 11, p.1395-1416, Nov. 1986.

VERMOTE, E. F.; KOTCHENOVA, S. Y.; AND RAY, J. P. **MODIS surface reflectance user's guide**. Version 1.3. 2011. 40 p.

VERSTRAETEN, W. W.; VEROUSTRAETE, F.; VAN DER SANDE, C. J.; GROOTAERS, I.; FEYEN, J. Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal space borne data, validated for European forests. **Remote Sensing of Environment**, v.101, p.299-314, 2006.

WALKER, J. P. **Estimating soil moisture profile dynamics from near-surface soil moisture measurements and standard meteorological data**. 1999. Tese (Doutorado), The University of Newcastle, Callaghan, New South Wales, Australia, 766 pp.

WANG, L.; QU, J. J. Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review. **Front. Earth Sci. China**, v.3, n.2, p.237-247, 2009.

WAGNER, W.; BLOSCHL, G.; PAMPALONI, P.; CALVET, J. C.; BIZZARRI, B.; WIGNERON, J. P.; KERR, Y. Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrological applications. **Nord.Hydrol**.v.38, p.1–20, 2007.

WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B.; BLÖSCHL, G. Scaling of soil moisture - a hydrologic perspective. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v.30, p.149–180, 2002.

WIGNERON, J. P.; CALVET, J. C.; DE ROSNAY, P.; KERR, Y.; WALDTEUFEL, P.; SALEH, K.; ESCORIHUELA, M. J.; KRUSZEWSKI, A. Soil moisture retrievals from biangular L-band passive microwave observations. **Geoscience and Remote Sensing Letters**, IEEE, v.1, p.277–281, 2004.

XUE, H.; NI, S. Progress in the study on monitoring of soil moisture with thermal infrared remote sensing. **Agricultural Research in the Arid Areas**, v.24, p.168–172, 2006.

YANG, Y., GUAN, H., LONG, D., LIU, B., QIN, G., QIN, J., AND BATELAAN, O. Estimation of Surface Soil Moisture from Thermal Infrared Remote Sensing Using an Improved Trapezoid Method. **Remote Sensing**.v.7, p.8250–8270, 2015.

YAO, T.; WIERENGA, P. J.; GRAHAM, A. R.; NEUMAN, S.P. Neutron probe calibration in a vertically stratified vadose zone. **Vadose Zone J.**, v.3, p.1400–1406, 2004.

ZHAO, M.; RUNNING, S.W. Drought-induced reduction in global terrestrial net primary production from 2000 through 2009. **Science**, v. 329, p. 940–943, 2010.

ANEXO A – INSTRUMENTOS DE MEDIÇÃO

Tabela A.1. Instrumentos da torre da ilha do Bananal.

Medida	Instrumento utilizado	Altura/Profundidade (m)
Radiação de onda curta (incidente e refletida)	CM6b (Kipp&Zonen)	39
Radiação fotossinteticamente ativa (incidente e refletida)	PAR LITE (Kipp&Zonen)	39
Saldo de radiação	NR-LITE (Kipp&Zonen)	39
Precipitação	TB4 (Hydrological Services Pty. Ltd.)	41
Concentração de CO ₂ e vapor d'água	LI-7500 (LI-COR Inc.)	43
Velocidade e direção do vento (3-D)	CSAT-3 (Campbell Scientific Inc.)	43
Velocidade e direção do vento (2-D)	034B (R M Young)	41
Temperatura e umidade do ar	HMP 45AC (Vaisala)	39
Pressão atmosférica	LI-7500 (LI-COR, Inc.)	39
Fluxo de calor no solo	HFT3 (REBS) (5 unidades)	0,02
Umidade do solo	FDR CS615	0,2; 0,4; 0,8; 1,5; 2,2; 2,97
Temperatura do solo	T107	0,05; 0,10
Temperatura do solo	Termopar tipo T	0,05
Perfil vertical de temperatura inundável	Termopar tipo T (7 unidades na torre)	0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,4; 3,1; 4,1
Perfil de temperatura na bóia	Termopar tipo T (2 unidades na torre)	0,45; 1,25
Perfil de CO ₂ na torre	LI 820 (LI-COR, Inc.)	5,8; 11,8; 19,6; 30,6; 40,3
Perfil de CO ₂ na bóia	LI 820 (LI-COR, Inc.)	0,3; 1,1; 1,8

Fonte: Adaptado de Costa (2015)

ANEXO B – PRODUTO MOD09GA

Tabela B.1. Capas do produto MOD09GA.

DATA GROUP	Science Data Sets (HDF Layers) (9)	UNITS	BIT TYPE	SCALE FACTOR
1km (1)	Number of Observations	na	8-bit	na
	Reflectance Data State QA	Bit Field	16-bit un	na
	Sensor Zenith	Degree	16-bit	0,01
	Sensor Azimuth	Degree	16-bit	0,01
	Range: pixel to sensor	Meter	16-bit un	25
	Solar Zenith	Degree	16-bit	0,01
	Solar Azimuth	Degree	16-bit	0,01
	gflags: Geolocation flags	Bit Field	8-bit un	na
	orbit_pnt: Orbit pointer	none	8-bit	na
DATA GROUP	Science Data Sets (HDF Layers) (12)	UNITS	BIT TYPE	SCALE FACTOR
500m (2)	Number of Observations	none	8-bit	na
	Band 1 (620-670 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 2 (841-876 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 3 (459-479 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 4 (545-565 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 5 (1230-1250 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 6 (1628-1652 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	Band 7 (2105-2155 nm)	Reflectance	16-bit	0,0001
	QC_500m: 500m Reflectance Band Quality	Bit Field	32-bit un	na
	Obs_cov_500m: Observation coverage	Percent	8-bit	-0,01 0,01
	iobs_res: Observation number	none	8-bit un	na
	q_scan: 250m scan value information	Bit Field	8-bit un	na

Fonte: Vermote et al (2011)