

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.03.10.42-TDI

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO NA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL PELO MÉTODO DO TRIÂNGULO UNIVERSAL

Tássia Alves Costa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Laura de Simone Borma, aprovada em 25 de agosto de 2017.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ <& http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PCRBLL> \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2017

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

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)



sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.03.10.42-TDI

ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO NA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL PELO MÉTODO DO TRIÂNGULO UNIVERSAL

Tássia Alves Costa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pela Dra. Laura de Simone Borma, aprovada em 25 de agosto de 2017.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $$ URL do documento original: \\ <& http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PCRBLL> \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2017 Costa, Tássia Alves.

C823e

Estimativa da umidade do solo na região semiárida do Brasil pelo método do triângulo universal / Tássia Alves Costa. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxvi + 82 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.03.10.42-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017. Orientadora : Dra. Laura de Simone Borma.

1. Umidade do solo. 2. Nuvem de pontos NDVIxLST. 3. MODIS. 4. Método do triângulo. 5. Caatinga. I.Título.

CDU 631.432.2(213.5)(81)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): Tássia Alves Costa

Título: "ESTIMATIVA DA UMIDADE DO SOLO NA REGIÃO SEMIÁRIDA DO BRASIL PELO MÉTODO

DO TRIÂNGULO UNIVERSAL".

| BRASILEIRO ". | • |
|----------------------|---|
|----------------------|---|

Manoel Ferreira Cardoso

Dra. Ana Paula Martins do Amaral Cunha

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

Sensoriamento Remoto

| Dr. Camilo Daleles Rennó | Jamilo | Dalela | Verni | |
|--------------------------|--------|--------|-------|--|
| | | | | |

Dra. Laura de Simone Borma

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

Presidente / (NPE / SJCampos - SP

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Convidado(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Dr. José Romualdo de Sousa Lima

Convidado(a) / UFRPE / Garanhuns - PE

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

Dr.

| "Os dias prósperos não vêm por acaso; nascem de muita fadiga e persistência." |
|--|
| Henry Ford |
| ν |







AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pois Ele me deu a vida e a tem sustentado.

Agradeço ao INPE pela infraestrutura física e intelectual disponibilizada para o desenvolvimento desta pesquisa. Em particular aos docentes e colaboradores pela constante ajuda e prestatividade diante das incertezas e dúvidas que surgiram. A minha orientadora Dra. Laura de Simone Borma pelas diversas orientações, discussões e constante auxílio do início até à conclusão deste trabalho. Agradeço pelo tempo dedicado a esta pesquisa. Ao Dr. Camilo Daleles Rennó pelo apoio intelectual na execução dos procedimentos, bem como pelo seu constante otimismo nas dificuldades enfrentadas. Ao Dr. José Romualdo de Sousa Lima pelo fornecimento dos dados de campo e pelo constante apoio intelectual. Ao Omar Felipe Chaparro Saavedra pelo desenvolvimento conjunto dos procedimentos e no auxílio em seu entendimento. A todos os colegas da pós-graduação em Sensoriamento Remoto, pela amizade e pelo companheirismo.

Agradeço a meus pais pelo amor e carinho, zelo e compreensão, sempre dedicados em toda minha vida.

Agradeço ao Anderson pelo amor, paciência, carinho, e, em especial, pela compreensão nos momentos de ausência.

Agradeço aos meus amigos e familiares pelo apoio e compreensão nos momentos de ausência.

Agradeço à CAPES por todo o auxílio financeiro concedido para o desenvolvimento deste trabalho de doutorado.

Agradeço aos membros da banca pela disponibilidade em avaliar este trabalho, prestando as contribuições para o aperfeiçoamento deste.

Enfim, a todos aqueles que de alguma forma ajudaram direta ou indiretamente neste trabalho. A todos, meu muito obrigado!

RESUMO

A umidade do solo é uma variável chave no funcionamento de diversos processos que atuam no sistema terrestre, com destaque para os ciclos de água, energia e nutrientes no contínuo solo-planta-atmosfera. Uma série de métodos tem sido desenvolvida para estimativa da variabilidade espacial e temporal da umidade do solo. Dos métodos que utilizam os sensores remotos, uma das alternativas propostas para estimativa da umidade do solo foi por meio do chamado 'método do triângulo universal'. Este método admite a existência de uma relação entre o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), a Temperatura da Superfície Terrestre (LST) e a umidade superficial do solo. Enquanto a maioria dos sensores remotos utilizados atua em escalas da ordem de quilômetros, o método do triângulo, em princípio, permite que se trabalhe na escala desejada. No presente trabalho, utilizaramse os dados MODIS, MOD13A2 (NDVI) e MOD11A2 (LST), com resolução espacial de 1 km, para testar a habilidade do método em estimar a umidade superficial do solo (Mo) em uma cena do MODIS inserida no semiárido brasileiro. Os resultados obtidos foram validados a partir da comparação com dados de umidade do solo in situ obtidos em dois diferentes sítios de pesquisa, São João e Serra Talhada, representativos, respectivamente, das ecorregiões da Caatinga conhecidas como Planalto da Borborema e Depressão Sertaneja Meridional. Duas alternativas foram testadas para efeito do desenvolvimento da relação entre Mo, NDVI e LST: uma solução geométrica simples e outra por meio da geração de um polinômio de terceiro grau. A comparação com dados in situ resultou em coeficientes de correlação (R2) de 0,18 e 0,78 para solução geométrica simples e polinômio, respectivamente. A equação polinomial foi validada de duas formas: por meio do processo de validação convencional, onde uma parte dos dados é utilizada para construir a equação, e o restante, para validá-la; e por meio de validação cruzada. Valores de R² obtidos em ambos os processos foram, respectivamente, 0,78 e 0,91. O elevado coeficiente de correlação obtido com a validação cruzada indica a existência de uma forte dependência da umidade superficial do solo em relação aos parâmetros de NDVI e LST, conforme preconizado pelo método aplicado. Dessa forma, a solução polinomial foi utilizada para espacialização da umidade superficial do solo (Mo) dentro da cena do MODIS, para dois períodos distintos: seco e chuvoso. Para o período seco, a umidade do solo variou de 0,1 a 0,3 cm³ cm⁻³ ao longo de toda a cena. Para o período chuvoso, a variação obtida foi de 0,3 a 0,5 cm³ cm⁻³. Em função do exposto, avalia-se que o método do triângulo apresenta potencial para uso na estimativa da umidade superficial do solo na região semiárida brasileira.

Palavras-chave: Umidade do solo. Nuvem de pontos NDVI x LST. MODIS. Método do triângulo. Caatinga. Semiárido brasileiro.



ESTIMATES OF SOIL MOISTURE AT BRAZILIAN SEMI-ARID REGION FROM UNIVERSAL TRIANGLE METHOD

ABSTRACT

Soil moisture is a key variable of several processes in the earth system, with emphasis on water, energy and nutrient cycles in the soil-plant-atmosphere continuum. Direct and indirect methods have been developed to estimate its spatial and temporal variability, in situ or via remote sensing products. In the context of remote sensors, one of the first alternative proposed for estimation of surface soil moisture was the so-called 'method of the universal triangle'. This method presumes the existence of a relationship between the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), the Land Surface Temperature (LST) and the surface soil moisture. While most of the remote sensors used in estimating soil moisture work on scales of kilometers, the triangle method, in principle, allows working on the desired scale (that is, the same as the NDVI and LST data). The requirement, however, is to select an area with the widest possible range of NDVI and LST values. In the present work, it were used MODIS data, MOD13A2 (NDVI) and MOD11A2 (LST), with a spatial resolution of 1 km, to test the ability of the method to estimate the surface soil moisture (Mo) in a MODIS scene, in the Brazilian semi-arid region. The results were validated in comparison with in situ soil moisture data obtained from two different research sites, São João and Serra Talhada, representing, respectively, the Caatinga ecoregions known as the Borborema Plateau and Southern Sertaneja Depression. Two alternatives were tested for the development of the relationship between Mo, NDVI, and LST: a simple geometric solution and a third-degree polynomial. The comparison with in situ data resulted in correlation coefficients (R2) of 0.18 and 0.78, respectively, for both solutions. The polynomial equation was validated in two ways: through the conventional validation process, where part of the data is used to build the equation, and the remainder to verify it; and by cross-validation procedure. The R² values obtained in both processes were, respectively, 0.78 and 0.91. The high correlation coefficient achieved with the cross-validation process indicates the existence of a strong dependence on the surface soil moisture about the NDVI and LST parameters, as recommended by the method applied. Thus, the polynomial solution was used to spatialize the surface soil moisture estimated within the MODIS scene, for two different periods: dry and rainy seasons. For the dry period, soil moisture ranged from 0.1 to 0.3 cm³ cm⁻³ throughout the scene. For the rainy season, the variation obtained was 0.3 to 0.5 cm³ cm⁻³. Based on these results, we consider that the triangle method presents a potential for surface soil moisture estimates for the Brazilian semi-arid region.

Keywords: Soil moisture. Scatterplot NDVI x LST. MODIS data. Triangle method. Caatinga. Brazilian semiarid.



LISTA DE FIGURAS

| <u>Pág</u> . |
|---|
| Figura 2.1 – Variabilidade da EF em função da umidade do solo 10 |
| Figura 2.2 – Interação entre temperatura, umidade do solo e |
| evapotranspiração12 |
| Figura 2.3 - Interação entre precipitação, umidade do solo e evapotranspiração. |
| 13 |
| Figura 2.4 – Relação hipotética entre LST e NDVI, com seus respectivos limites |
| definidos. Ts e To, NDVIs e NDVIo são os limites máximo e mínimo |
| de LST e NDVI, respectivamente. T e NDVI referem-se a cada pixel |
| no gráfico de dispersão. As linhas tracejadas dentro dos limites |
| extremos são as isolinhas de Mo |
| Figura 2.5 – Método geométrico simples (triângulo isósceles) 26 |
| Figura 2.6 – Domínio da Caatinga no Nordeste brasileiro |
| Figura 3.1 – Área de estudo com: (a) Cena MODIS, Agreste (linha sólida |
| vermelha), Sertão (linha sólida azul), município de São João |
| (preenchido em amarelo) e município de Serra Talhada |
| (preenchido em cinza); (b) Torres micrometeorológicas de |
| pastagem e Caatinga na Serra Talhada e (c) Torres |
| micrometeorológicas de pastagem e Caatinga em São João 32 |
| Figura 3.2 – Precipitação acumulada de 2009 - 2015 |
| Figura 3.3 – Média mensal da precipitação de 2009 - 2015 |
| Figura 3.4 – Precipitação acumulada de 2009 - 2015 |
| Figura 3.5 – Média mensal da precipitação de 2009 - 2015 |
| Figura 3.6 – Fluxograma de representação da sequência metodológica 38 |
| Figura 4.1 – Variação diária da umidade volumétrica (cm³/cm³) in situ e da |
| precipitação diária acumulada (mm) nas áreas de: (a) caatinga e |
| (b) pasto, em São João. As áreas em azul representam o período |
| chuvoso de acordo coma literatura. As áreas em verde |
| representam o período chuvoso considerado no presente estudo. |

| | As áreas em cinza representam falhas nas medições de |
|-------------|---|
| | precipitação46 |
| Figura 4.2 | Variação diária da umidade volumétrica (cm³/cm³) in situ e da |
| | precipitação diária acumulada (mm) nas áreas de: (a) caatinga e |
| | (b) pasto em Serra Talhada. As áreas em azul representam o |
| | período chuvoso de acordo com a literatura 47 |
| Figura 4.3 | – Áreas de pastagem e caatinga no sítio de São João durante o |
| | início (a e c) e final do período chuvoso (abril a agosto) (b e d) 49 |
| Figura 4.4 | - NDVI x LST scatterplot e boxplots usados para definir os limites do |
| | NDVI e LST: (a) boxplot horizontal, (b) boxplot vertical, e (c) limites |
| | do triângulo. O símbolo de '+' representam os outliers. As linhas |
| | tracejadas em cinza representam os limites To, Ts, e NDVIo, |
| | NDVIs. As linhas tracejadas em vermelho e azul representam, |
| | respectivamente, as bordas quente e fria 51 |
| Figura 4.5 | – Dados de chuva diária acumulada e NDVI (MOD13A2), LST |
| | (MOD11A2) e a relação entre Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$ para: (a) |
| | Caatinga e (b) pastagem no sítio de São João, e as áreas |
| | hachuradas em verde mostram o período chuvoso 53 |
| Figura 4.6 | – Dados de chuva diária acumulada e NDVI (MOD13A2), LST |
| | (MOD11A2) e a relação entre Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$ para: (a) |
| | Caatinga e (b) pastagem no sítio de Serra Talhada, e as áreas |
| | hachuradas em azul mostram o período chuvoso 54 |
| Figura 4.7 | - Relação do <i>Mo_{obs}</i> com: (a) <i>Mo_{est,t}</i> e (b) <i>Mo_{est,p}</i> |
| Figura 4.8 | - Validação da $\mathit{Mo}_{\mathit{est},p}$ usando os 70 dados de umidade do solo 59 |
| Figura 4.9 | – Relação entre <i>Mo_{est,p}</i> e Mo _{est} cross validation (<i>Mo_{est,cv}</i>) com os 91 |
| | dados 60 |
| Figura 4.10 | o - Distribuição espacial da umidade do solo estimada (<i>Mo_{est,p}</i>) por |
| | dois períodos diferentes, período chuvoso (10/Jun/14) e seco |
| | (14/Set/14). Em cinza estão as áreas da faixa de dados que não |
| | são representadas pelo <i>Mo_{est,p}</i> ; em preto, representamos as áreas |

| nodata (LST ausente, NDVI ou ambos os valores) que ocorrem nas |
|---|
| datas selecionadas61 |
| Figura 4.11 – Distribuição dos dados de <i>Mo_{est,p}</i> no triângulo universal 63 |



LISTA DE TABELAS

| | <u>Pág</u> . |
|---|--------------|
| Tabela 2.1 – Características gerais dos sensores da região das micro- | ondas. 14 |
| Tabela 2.2 – Ecorregiões do bioma Caatinga | 30 |
| Tabela 3.1 – Propriedades do solo do sítio de São João | 34 |
| Tabela 3.2 – Propriedades do solo do sítio de Serra Talhada | 37 |
| Tabela 3.3 – Exemplo do <i>script</i> do <i>LDOPE</i> | 40 |
| Tabela 3.4 – Datas selecionadas | 40 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

NDVI Normalized Difference Vegetation Index

LST Land Surface Temperature

Mo Disponibilidade de umidade no solo

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

SVAT Surface-Vegetation-Atmosphere-Transfer model

R² Coeficiente de determinação

RMSE Root Mean Squared Error

ld Índice d

SDTF Seasonal Dry Tropical Forest

GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment

EOS Earth Observing System

TDR Time Domain Reflectometry



LISTA DE SÍMBOLOS

Massa de água M_a Massa de solo seco M_s Umidade volumétrica θ V_a Volume de água V_t Volume total d_w Altura equivalente de água Espessura da camada de solo d_t AD Água disponível no solo Δz Espessura de cada camada Ψ_{m} **Potencial Matricial** Ψ_{s} Potencial capilar Ψ_{p} Potencial de adsorção Porosidade do solo n S Grau de saturação do solo CC Capacidade de Campo PMP Ponto de Murcha Permanente Ρ Precipitação Et Evapotranspiração Rs Runoff ou escoamento superficial Rg Drenagem S Radiação total de ondas curtas Albedo α L Radiação total de ondas longas Rn Saldo de radiação λЕ Fluxo de calor latente SH Fluxo de calor sensível G Fluxo de calor no solo EF Fração evaporativa Umidade no ponto de murcha θ_{PM} kPa Quilopascal (unidade de pressão)

Umidade gravimétrico

W

λ Condutividade térmica do solo

ρ Densidade do material

C_T Capacidade calorífica

TI Inércia térmica do solo

ATI Inércia térmica aparente

ΔT Variação de temperatura

T* Temperatura de superfície normalizada

Fr Fração de vegetação

 θ_r Teor de água residual

Aproximadamente

µm Micrômetro

mm Milímetros

cm Centímetros

m Metros

km Quilômetros

ha Hectares

g Gramas

kg Quilogramas

SUMÁRIO

| | | <u>Pág</u> . |
|------------|---|--------------|
| 1 INTE | RODUÇÃO | 1 |
| 2 REV | ISÃO BIBLIOGRÁFICA | 5 |
| 2.1. Umi | dade do solo e armazenamento de água no solo | 5 |
| 2.2. Umi | dade do solo e influência no balanço de água e de energia | na |
| | superfície terrestre | 7 |
| 2.3. Estir | mativa da umidade do solo por Sensoriamento Remoto | 13 |
| 2.3.1. | Sensores da região de micro-ondas | 13 |
| 2.3.2. | GRACE | 15 |
| 2.3.3. | Sensores da região óptica | 16 |
| 2.3.4. | Sensores da região do infravermelho termal | 16 |
| 2.3.4.1. | Método da inércia termal | 16 |
| 2.3.4.2. | Combinação de índices de vegetação e temperatura de | superfície |
| | (triângulo universal) | 18 |
| 2.4. Méto | odo do triângulo (ou trapézio) universal | 21 |
| 2.4.1. | Solução por meio dos modelos SVAT | 23 |
| 2.4.2. | Soluções geométricas | 24 |
| 2.4.2.1. | Método geométrico simples | 25 |
| 2.4.2.2. | Método polinomial | 26 |
| 2.5. O no | ordeste brasileiro e o bioma Caatinga | 27 |
| 2.5.1. | A região semiárida do nordeste brasileiro | 27 |
| 2.5.2. | O bioma Caatinga | 28 |
| 3 MAT | TERIAIS E MÉTODOS | 31 |
| 3.1. Área | a de estudo | 31 |
| 3.1.1. | Sítio de São João | 32 |
| 3.1.2. | Sítio de Serra Talhada | 35 |
| 3.2. Méto | odos | 37 |
| 3.3. Con | strução do Triângulo universal | 38 |
| 3.4. Defi | nicão dos limites (bordas) do triângulo | 41 |

| 3.5. | Dados <i>in situ</i> e determinação da umidade superficial observada (Mo_{obs}) | 41 |
|-------|---|----|
| 3.6. | Umidade superficial do solo estimada pelo método do triângulo | 42 |
| 3.7. | Comparação entre os dados observados e os estimados | 43 |
| 3.8. | Espacialização da Mo estimada | 44 |
| 4 | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 45 |
| 4.1. | Análise dos dados medidos in situ – umidade do solo e precipitação para | Э |
| | as áreas de pastagem e caatinga | 45 |
| 4.2. | Definições dos limites do triângulo | 51 |
| 4.3. | Inspeção 'visual' dos dados de $\mathit{Mo}_{\mathit{est}}$ e $\mathit{Mo}_{\mathit{obs}}$ em comparação com as | |
| | respectivas variações de NDVI e LST | 52 |
| 4.4. | Coeficientes de determinação (R²), RMSE e Id | 56 |
| 4.5. | Validação do polinômio | 58 |
| 4.5.1 | . Validação 'convencional' | 59 |
| 4.5.2 | Validação cruzada | 60 |
| 4.6. | Espacialização da umidade para a cena MODIS | 60 |
| 5 | CONSIDERAÇÕES FINAIS | 65 |
| RFF | FRÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 69 |

1 INTRODUÇÃO

Há décadas se reconhece a importância da umidade do solo como variável controladora de vários processos importantes no balanço hídrico e energético da superfície terrestre, tais como evapotranspiração, infiltração e escoamento superficial (RODRIGUEZ-ITURBE et al., 1991; BRUBAKER et al., 1993; ELTAHIR, 1998; SENEVIRATNE et al., 2006; TEULING et al., 2009). A quantidade de água no solo influencia no balanço hídrico e energético em várias escalas, podendo afetar desde a descarga hídrica em uma microbacia até as condições climáticas de uma dada região, uma vez que o padrão de umidade do solo afeta o particionamento da radiação solar em calor latente (evapotranspiração) e calor sensível (temperatura).

Recentemente, em decorrência das preocupações com as mudanças climáticas, estudos vêm sendo realizados no sentido de entender como a umidade do solo influencia o clima, por meio das variações nos processos de evapotranspiração, precipitação e temperatura do ar, e também no impacto do estresse hídrico na vegetação (SENEVIRATNE et al., 2010). Além da sua importância para o clima e para o desenvolvimento de diversos ecossistemas, a umidade do solo é sabidamente importante para o desenvolvimento das atividades agrícolas. A umidade do solo integra a biosfera com a atmosfera, e qualquer alteração nesta variável vai afetar os componentes do ciclo hidrológico e, em última instância, o funcionamento do sistema terrestre. Dessa forma, vários métodos têm sido propostos para sua estimativa, seja por meio de sensores instalados em campo (*in situ*) ou por meio de sensores remotos orbitais.

Os métodos de medição *in situ* envolvem medidas diretas da umidade (por meio de coleta de amostra em campo e análise do conteúdo de água no laboratório) e medidas indiretas, que identificam propriedades do solo que podem ser relacionadas com a umidade do solo. As medidas diretas (p.e. método gravimétrico) são mais precisas e geralmente são usadas para calibrar

os métodos indiretos. Porém, causam a destruição da amostra e não permitem monitoramento contínuo da umidade do solo em um mesmo ponto. As medidas indiretas (p.e. sonda de nêutrons, sensores de dissipação de calor, reflectância no domínio do tempo - TDR, entre outros) apresentam, em geral, a vantagem de permitir o monitoramento contínuo em um dado ponto, mas têm como principal desvantagem a dificuldade de espacialização dos dados (ROBOCK et al., 2000; SOARES; ALMEIDA 2001; WESTERN et al., 2002; ROBINSON et al., 2008; AL-GHOBARI; MARAZKY, 2013).

Os sensores remotos utilizados para a medição da umidade do solo abrangem uma ampla extensão do espectro eletromagnético, desde a região óptica até a região de micro-ondas. Os sensores de micro-ondas estimam a umidade superficial do solo sob diversas condições ambientais, principalmente no que diz respeito à interferência da atmosfera na aquisição dos dados da superfície e de variabilidade no relevo. No entanto sua maior limitação é o fato de apresentarem escalas grosseiras geralmente da ordem de quilômetros. Os sensores ópticos e do infravermelho termal pode ser considerados como métodos indiretos de estimativa da umidade superficial do solo. Os primeiros aplicam-se principalmente com índices que relacionam as faixas de comprimentos de onda com as informações refletidas pelos diferentes alvos da superfície do solo. Já os sensores da região termal são utilizados para estimativa da umidade superficial do solo por meio de alguns métodos sendo um deles o método do triângulo/trapézio universal, o qual baseia-se na relação entre Temperatura da Superfície Terrestre (do inglês, Land Surface Temperature – LST) e Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (do inglês, Normalized Difference Vegetation Index - NDVI) para estimativa da umidade superficial do solo e/ou evapotranspiração (CARLSON et al., 1994; MORAN et al., 1994; CARLSON et al., 1995; CHAUHAN, 2003; CARLSON, 2007; WANG; QU, 2009; CARLSON, 2013; FANG; LAKSHMI, 2014; YANG et al., 2015. Avalia-se que a vantagem dos sensores ópticos e termais em relação aos de micro-ondas reside principalmente na escala. Observa-se que, em função das respectivas vantagens e desvantagens, ambas as técnicas - *in situ* e por sensores remotos orbitais - são importantes na determinação e monitoramento da umidade do solo.

O bioma Caatinga é um dos menos estudados e mais ameaçados no nordeste do Brasil. A caatinga é a vegetação predominante do semiárido brasileiro, e tem sido alterado pelas mudanças de uso do solo nesta região. Avalia-se que o aumento do conhecimento científico acerca da riqueza, importância e especificidades desse bioma venha a proporcionar informações confiáveis aos tomadores de decisão locais e regionais acerca das estratégias necessárias e urgentes para sua preservação.

Este bioma apresenta grande diversidade no semiárido, e devido a isso se subdivide em oito ecorregiões (VELLOSO et al., 2002), cujas diferenças estão relacionadas à dinâmica da água e nutrientes no sistema solo-plantaatmosfera. Nesse quesito, a quantidade de água no solo desempenha um papel fundamental. Entretanto, sua espacialização sob uma heterogênea é complexa. Conforme exposto anteriormente, as medidas in situ de umidade do solo não apresentam uma variação espacial em grande escala e alguns dados de sensoriamento remoto, desenvolvidos para estimar a umidade do solo, normalmente funcionam em uma escala grosseira. Neste contexto, optou-se pela aplicação do método do triângulo universal, o qual permite combinar dados de sensoriamento remoto e dados in situ para a estimativa da umidade superficial do solo. Para tanto, foram selecionadas duas áreas de estudo - São João e Serra Talhada (PE) - representando, respectivamente, duas macrorregiões diferentes do semiárido brasileiro -Agreste e Sertão, as quais se encontram em uma cena específica do satélite MODIS.

O objetivo principal deste estudo foi:

 avaliar o potencial do método do triângulo para estimativa da variabilidade da umidade superficial do solo em duas áreas de estudo localizadas no semiárido pernambucano.

E os objetivos específicos foram:

- pré-análise dos dados de umidade do solo medidos in situ;
- utilizar duas soluções geométricas para estimar a umidade do solo na região selecionada;
- espacializar a estimativa de umidade do solo na cena MODIS selecionada gerando mapa de espacialização;
- analisar a variabilidade de umidade superficial do solo nos limites do triângulo universal gerado neste estudo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta seção será apresentada uma revisão dos principais conceitos envolvidos neste trabalho, tais como: i) umidade do solo e armazenamento de água no solo; ii) influência da umidade do solo nos balanços hídrico e energético; iii) principais métodos de estimativa da umidade do solo por sensoriamento remoto e, iv) caracterização da região nordeste onde localizam-se as áreas de estudo.

2.1. Umidade do solo e armazenamento de água no solo

A umidade do solo é definida como a quantidade de água armazenada numa determinada porção de solo (ou volume) na condição não saturada. Nessas condições a umidade do solo pode ser expressa de diferentes formas conforme apresentado a seguir (REICHARDT; TIMM, 2004; SENEVIRATNE et al., 2010):

a) Umidade gravimétrica (W) e umidade volumétrica (θ):

São duas formas relativas de se obter a umidade do solo nas quais expressam a quantidade de água (em peso ou em volume) em relação à quantidade de solo (em peso ou em volume). As umidades gravimétrica e volumétrica são apresentadas nas equações a seguir:

$$W = \frac{M_a}{M_s} \tag{2.1}$$

onde, M_a é a massa de água e M_s é a massa de solo seco. O teor de umidade gravimétrico (W) refere-se à relação entre massa de água e massa de solo seco. É facilmente determinado em laboratório através da pesagem do solo úmido e do solo seco. Como ele se baseia apenas na massa, é possível determinar o teor de umidade gravimétrico em amostras deformadas de solo. Esse índice é normalmente expresso em g.g (ou kg.kg).

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \tag{2.2}$$

onde, *Va* é o volume de água e *Vt* é o volume total da amostra. A umidade volumétrica (θ) refere-se à relação entre o volume de água e o volume total de solo. Em geral, a sua determinação é mais trabalhosa do que a do teor de umidade gravimétrico, tendo em vista a necessidade de retirada de uma amostra indeformada de solo, geralmente por meio de um anel metálico de volume conhecido. Esse índice é expresso em m³.m⁻³ (ou cm³.cm⁻³).

b) Altura equivalente de água (d_w) :

Outra forma de obtenção da umidade do solo a qual expressa a quantidade de água (mm ou kg) em um dado volume de solo em termos de profundidade de água (mm_{áqua}):

$$d_w = \theta \times d_t \tag{2.3}$$

onde, d_t é a espessura da camada do solo considerada e θ é o teor de umidade volumétrico. O valor de d_w é geralmente obtido em unidades de m ou mm de água. Esta forma de expressar a umidade do solo é particularmente interessante para definição do armazenamento de água no solo para os cálculos de balanço hídrico.

c) Água disponível acumulada no solo (AD):

Outro modo de medição da umidade do solo é por meio da determinação da água disponível acumulada no solo (*AD*), representada em lâmina d'água (em milímetros), de modo a integrar todo o perfil em profundidade, como mostra a equação a seguir.

$$AD = (\theta_{cc} - \theta_{PMP})z \tag{2.4}$$

onde θ_{cc} representa a umidade volumétrica na capacidade de campo (mm³ mm⁻³), θ_{PMP} é a umidade volumétrica no ponto de murcha permanente (mm³ mm⁻³) e z é a espessura (mm) da camada considerada.

Outras duas definições importantes que estão diretamente relacionadas com a umidade do solo são: a capacidade de campo e o teor de murcha permanente. Apesar da quantidade máxima de água armazenada no solo ser igual ao volume de vazios (V_v) ou à porosidade (n) do solo, diz-se que a capacidade máxima de água disponível para as plantas corresponde à quantidade de água compreendida entre dois limites: a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. A capacidade de campo (CC) é a umidade que o solo consegue sustentar sob a ação da gravidade. E o ponto de murcha permanente (PMP) é definido como a umidade do solo na qual uma planta não mais recupera a turgidez (REICHARDT; TIMM, 2004; ROSSATO; TOMASELLA, 2004).

2.2. Umidade do solo e influência no balanço de água e de energia na superfície terrestre

A umidade do solo é uma componente chave em diversos processos que ocorrem no sistema terrestre, influenciando os ciclos de água, energia e nutrientes.

O balanço hídrico na superfície terrestre é dado por:

$$\Delta S = P - Et - Rs - Rg + Ac \tag{2.5}$$

onde, ΔS é o armazenamento de água no solo, P é a precipitação, Et é a evapotranspiração, Rs é o *runoff* ou escoamento superficial e Rg é a drenagem, Ac é o fluxo ascendente por ascensão capilar.

As variáveis apresentadas na equação 2.5 representam algumas das principais componentes do ciclo hidrológico. A precipitação é o principal processo pelo qual ocorre a entrada de água no sistema solo-vegetação, proveniente da atmosfera. A evapotranspiração é o processo pelo qual a água passa do

estado líquido para o gasoso, incluindo dois processos distintos: evaporação do solo e transpiração da vegetação. A evaporação é um processo físico que altera o estado líquido da água para o vapor a partir de um solo úmido, reservatório, lago ou oceano. Já a transpiração ocorre devido aos processos fisiológicos da vegetação através das folhas. Portanto, a quantidade de chuva que incide no terreno por meio da precipitação (P) irá se distribuir entre água evaporada pela superfície do solo e pela transpiração da vegetação (Et), água que escoa superficialmente como runoff (Rs) e água que sofre drenagem ao longo do perfil do solo (Rg). Esta última irá compor a parcela de água armazenada no solo (umidade do solo, S), podendo, em última instância, alimentar a água subterrânea. A tendência é que quanto maior a umidade do solo - ou quanto maior a saturação do solo - menor será a quantidade de chuva que infiltra ou sofre drenagem (menor o volume de espaços vazios capaz de armazenar água) e, portanto, maior o escoamento superficial. Quando a água se desloca de regiões mais úmidas (profundas) em direção a zona das raízes, este movimento acontece por meio da ascensão capilar em um fluxo ascendente (Ac) (PINTO, 2002; REICHARDT; TIMM, 2004).

O balanço de energia na superfície do terreno refere-se ao particionamento da radiação solar incidente entre os diversos componentes do sistema terrestre. Ele implica que existe um equilíbrio entre a quantidade de radiação solar incidente (radiação de ondas curtas, S) e a quantidade de radiação emitida pela superfície da Terra (radiação de ondas longas, L) de volta para o espaço. Caso não existisse esse equilíbrio, a superfície da Terra estaria progressivamente se aquecendo ou resfriando (LUTGENS; TARBUCK, 1989; TUCCI, 2002). A diferença entre a radiação que chega à superfície terrestre e a que se perde para a atmosfera é chamada radiação líquida (Rn), que pode ser expressa matematicamente por:

$$Rn = S(1-\alpha) + L \tag{2.6}$$

onde, S é a radiação total de ondas curtas emitida pelo Sol (componente direta e componente difusa), α é o albedo, ou seja, a capacidade de reflexão da radiação incidente e L é a soma dos componentes de radiação de ondas longas, que compreende a radiação emitida continuamente pelos gases da atmosfera (CO_2 , nuvens, aerossóis) e a radiação emitida pela superfície terrestre.

A radiação líquida é a energia responsável pelos processos físicos e biológicos que ocorrem na superfície terrestre (BARRY; CHORLEY, 2003), e está representada pela equação a seguir.

$$Rn = H + LE + G \tag{2.7}$$

onde, Rn é a energia líquida na superfície do terreno; LE é o fluxo de calor latente, que equivale à quantidade de energia utilizada para transformar água líquida em vapor de água, e E é a água evaporada pela superfície do solo, pela transpiração da vegetação, pela superfície de corpos d'água, pela sublimação da neve e pela interceptação da vegetação; SH é o fluxo de calor sensível, que equivale à quantidade de energia radiante utilizada para aumentar a temperatura da superfície terrestre e G, o fluxo de calor no solo. Nesse caso, a umidade do solo não aparece como uma componente da equação de balanço, mas exerce forte influência sobre o particionamento da energia entre calor sensível e calor latente. Ou seja, da mesma forma como ocorreu com a Et, a quantidade de água no solo irá determinar a quantidade de energia que será transformada em calor latente ou em calor sensível.

A partir das equações 2.5 e 2.7 observa-se que os balanços hídrico e energético estão acoplados por meio da evapotranspiração. Uma vez que a umidade do solo interfere na *Et*, ela vai interferir tanto no balanço de água quanto no balanço de energia da superfície terrestre. Adicionalmente, a umidade do solo vai interferir nos ciclos biogeoquímicos (de carbono e

nitrogênio) através do acoplamento com a transpiração e fotossíntese das plantas (FIELD et al., 1995; SELLERS et al.,1997; NORBY et al., 2005; BONAN, 2008).

A influência da umidade do solo sobre a Et está relacionada à quantidade disponível de água no solo com seu potencial de ser evaporada diretamente do solo ou por meio da transpiração das plantas (KOSTER et al., 2004, 2009). A Figura 2.1 representa um processo clássico da variação da fração evaporativa (definido como: EF = LE/Rn) com a umidade do solo. Nessa figura, duas principais situações de ocorrência da EF são definidas: a situação na qual a EF é limitada pela demanda evaporativa (ou seja, pelo fornecimento de energia) e a situação na qual a EF é limitada pela umidade do solo. Na condição onde a EF é limitada pelas condições atmosféricas, os valores de umidade do solo geralmente encontram-se acima de um valor critico (θ_{CRIT} – definido como o valor de umidade entre a umidade no ponto de murcha permanente e a umidade na capacidade de campo) e o processo evaporativo independe da umidade do solo. Para valores de umidade do solo abaixo de θ_{CRIT} , a umidade do solo passa a exercer um controle efetivo sobre a evapotranspiração. Não ocorre evapotranspiração com valores de umidade do solo abaixo da umidade no ponto de murcha (θ_{PM}) (SENEVIRATNE et al. 2010).

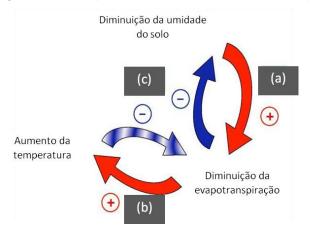
Figura 2.1 – Variabilidade da EF em função da umidade do solo.

Fonte: Seneviratne et al. (2010).

Além da Et, a umidade do solo também influencia a temperatura do ar e a precipitação, e, consequentemente, o clima. Com relação à temperatura do ar, quanto maior a radiação solar incidente, por exemplo, sobre um local de solo exposto (menor umidade do solo) maior será o fluxo de calor sensível e, consequentemente, maior a temperatura do ar. O inverso também ocorre, ou seja, um local sob vegetação densa, com maior umidade, apresentará maior fluxo de calor latente e, consequentemente, apresentará menor temperatura do ar. Esta é uma situação clássica do que se pode esperar dos efeitos das mudanças no uso do solo nos componentes dos balanços hídrico e de energia, e no clima. Da mesma forma a umidade do solo pode ser inversamente relacionada com a temperatura da superfície terrestre, medida por meio de sensores remotos, que também tem sido chamada de LST (do inglês, *Land Surface Temperature*). Esta, basicamente, representa a quantidade de energia emitida pelos alvos da superfície terrestre (CARLSON et al., 1990; CARLSON et al., 1994; PETROPOULOS, 2009; 2014; entre outros).

Portanto como todos estes processos, evapotranspiração, umidade do solo e temperatura do ar, estão interligados, algumas interações entre eles foram analisadas em profundidade por Seneviratne et al. (2010) e estão apresentadas na Figura 2.2. De acordo com essa figura, tem-se que: (a) uma diminuição na umidade do solo vai afetar negativamente a evapotranspiração. Isto ocorre geralmente em zonas de transição entre ambientes secos e úmidos; (b) uma diminuição na evapotranspiração leva ao aumento no fluxo de calor sensível e, consequentemente, à um aumento na temperatura do ar; (c) um maior aumento nesta última, gera também aumento na evapotranspiração, reduzindo ainda mais a umidade do solo.

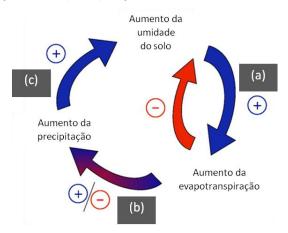
Figura 2.2 – Interação entre temperatura, umidade do solo e evapotranspiração.



Fonte: Seneviratne et al. (2010).

Considerando a interação entre a umidade do solo, *Et* e precipitação, pode-se ter as seguintes relações de acordo com a Figura 2.3: (a) um aumento da umidade do solo aumentaria a evapotranspiração. Para manter a interação da umidade do solo e precipitação positiva é necessário que esta última tenha uma taxa equivalente ou maior à taxa de aumento da evapotranspiração, do contrário irá diminuir a umidade do solo inicial; (b) em geral, uma maior evapotranspiração pode gerar maior precipitação; (c) a tendência é que um aumento na precipitação também aumentaria a umidade do solo, exceto em algumas situações extremas como: quando a precipitação é intensa ou ocorre em solos saturados, o seu excesso irá gerar um escoamento superficial ao invés de umidade do solo (BRAS, 1990); e também pode acontecer em regiões onde o ar pode estar seco de modo que a água da chuva evapora antes de atingir a superfície, um efeito que pode ser relevante em regiões muito secas (PAL et al, 2000).

Figura 2.3 - Interação entre precipitação, umidade do solo e evapotranspiração.



Fonte: Seneviratne et al. (2010).

É neste contexto das interações entre a temperatura (ou a LST medida por meio dos sensores remotos) e a umidade do solo que se fundamenta um dos pressupostos da metodologia aplicada no presente trabalho.

2.3. Estimativa da umidade do solo por Sensoriamento Remoto

Os estudos visando à determinação da umidade do solo por meio das técnicas de sensoriamento remoto iniciaram-se na década de 1970, logo após o desenvolvimento dos satélites. Os sensores utilizados para este fim abrangem 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). Para melhor exemplificar o uso destas técnicas, dividiram-se os sensores em quatro subseções de acordo com a região atuante do espectro eletromagnético: sensores da região de micro-ondas, a missão GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), sensores da região óptica e sensores da região do infravermelho termal.

2.3.1. Sensores da região de micro-ondas

Estes sensores operam na faixa espectral entre 0,50 e 100 cm. Os sensores de micro-ondas passivos (radiômetros) medem a emissão da superfície e os ativos

emitem um pulso eletromagnético e medem o retroespalhamento da superfície. Assim como ocorre com os métodos indiretos de medição da umidade do solo *in situ* (TDR e sensores de capacitância), os sensores de micro-ondas passivos e ativos relacionam a constante dielétrica do solo com sua quantidade de água, isto é, um aumento na constante representa também um aumento na umidade do solo. Ao contrário dos passivos, em geral, os produtos gerados a partir dos sensores ativos não são gratuitos para o usuário (MORAN et al., 2004; WAGNER et al., 2007; WANG; QU, 2009; SENEVIRATNE et al., 2010; FANG; LAKSHMI, 2014; ZHANG et al., 2016). A Tabela 2.1 apresenta características de algumas das missões que podem ser usadas para estimativa de umidade do solo.

Tabela 2.1 – Características gerais dos sensores da região das micro-ondas.

| Missão | Características sensor Passivo (radiômetros) | Características sensor Ativo (escaterômetros) | Período de operação |
|--|---|--|--|
| SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) | Resolução espacial: 27-148 km. Resolução temporal: 6 dias. | - | Funcionou de 1978 a 1987. |
| AMSR-E (Advanced Scanning Microwave Radiometer) | Resolução espacial: 38-56 km. Resolução temporal: 2 dias. | - | Funcionou de 2002 a 2011. Com sensor AMSR-2 ativo. |
| SMOS (Soil Moisture and Oceanic Salinity) | Resolução espacial: 30-50 km. Resolução temporal: 2 dias. | | Operam desde 2009. |
| SMAP (Soil Moisture Active and Passive) | Resolução espacial: 40 km; Resolução temporal: 3 dias | Resolução espacial: 1 a 3 km. Funcionou até início de julho de 2015. | Operam desde 2015. |
| ERS - 1/2 | | Resolução espacial: 26 m. Resolução temporal: 3 ou 35 dias | Funcionou de 1991 a 2011. |
| RADARSAT | - | Resolução espacial: 3 - 100 m. Resolução temporal: 1 ou 24 dias. | Operam desde 1995. |

Os sensores da região das micro-ondas permitem estimar a umidade do solo superficial sob uma variedade de condições de cobertura vegetal e de topografia, principalmente os sensores que utilizam o comprimento de onda da banda L (baixa frequência) a qual apresenta uma maior penetração na vegetação e no solo (NJOKU et al., 2002; WAGNER et al., 2007). Porém seu sinal sofre interferência da rugosidade da superfície e da presença de vegetação densa, com uma profundidade de penetração no solo de no máximo 10 cm (umidade do solo superficial) com baixa resolução espacial (micro-ondas passivo) e, por vezes, resolução temporal irregular. As vantagens são a grande cobertura espacial, forte relação entre o retroespalhamento e a umidade do solo superficial, e não sofre interferência por nuvens e outros componentes da atmosfera. Pelo fato de, em geral, apresentarem uma resolução espacial grosseira da escala de quilômetros, tornam-se, portanto, inviáveis para regiões onde as variáveis ambientais são heterogêneas em menores escalas (como é o caso da umidade do solo) (VERSTRAETEN et al., 2006; WANG; QU, 2009; SENEVIRATNE et al., 2010; FANG; LAKSHMI, 2014).

2.3.2. GRACE

A missão GRACE, em operação desde 2002, é composta por dois satélites em uma mesma órbita e altitude (~450 km) com sensores da banda K da região das micro-ondas. O método é embasado no princípio de que a variação espaço-temporal do armazenamento total de água altera o campo gravitacional terrestre. Portanto estes sensores apresentam medidas do armazenamento de água (em forma de gelo, neve, umidade do solo, água subterrânea e superficial), com cobertura global mensal. Além de possuir baixa resolução espacial (entre 500 e 1000 km), para obtenção da umidade do solo as medidas fornecidas pelo GRACE precisam ser separadas, pois o sensor computa o campo gravimétrico de todos os corpos hídricos (rios, lagos, umidade do solo) e não somente da umidade do solo (TAPLEY et al., 2004; RODELL et al., 2009; SENEVIRATNE et al., 2010; FENG et al., 2013).

2.3.3. Sensores da região óptica

A região óptica do espectro eletromagnético compreende os comprimentos de onda entre 0,40 e 2,50 µm, e os sensores desenvolvidos para atuar nesta região medem a reflectância dos diferentes alvos da superfície terrestre. Os sensores ópticos conseguem medir somente de alguns milímetros a poucos centímetros da superfície do solo, sofrem contaminação da reflectância das nuvens e de outras fontes, como o retroespalhamento da vegetação, do relevo da superfície e da atmosfera terrestre (por exemplo, aerossóis). Além disso, a reflectância da superfície é afetada pela composição e estrutura do solo (MUSICK; PELLETIER, 1988; JENSEN, 2011). A utilização da reflectância da superfície como medida direta da umidade do solo tem sido considerada como sendo limitada, apesar de suas informações serem importantes de forma indireta (em geral por meio de índices que relacionam as bandas do espectro eletromagnético) para os modelos que simulam a transferência radiativa entre solo, vegetação e atmosfera (MORAN et al., 2004).

2.3.4. Sensores da região do infravermelho termal

A região do infravermelho termal compreende os comprimentos de onda de 3,5 a 14 µm do espectro eletromagnético, medindo, nesta faixa espectral, a emissão termal da Terra. A estimativa da umidade do solo nesta região é embasada em medições de temperatura da superfície, podendo ser estimada pelo método da inércia termal ou pelo método da combinação de índices de vegetação e da temperatura da superfície terrestre (LST), também conhecido como método do triângulo ou do trapézio (MORAN et al., 2004; WANG; QU, 2009).

2.3.4.1. Método da inércia termal

A umidade do solo exerce forte influência sobre as propriedades térmicas e dielétricas do solo. Segundo Schmugge (1978), a variação diurna da temperatura de superfície do solo está fortemente relacionada com as

variações de umidade do solo. Dessa forma, a umidade do solo pode ser estimada, indiretamente, por meio de sensores que fornecem medidas da temperatura do solo (ou da superfície). A obtenção da umidade do solo por meio deste método permite estimativa da umidade do solo com maior resolução espacial. Porém, da mesma forma como ocorre com os sensores ópticos, estes dados também sofrem interferência das nuvens no sinal medido por estes sensores. A condutividade térmica do solo (λ), densidade do material (ρ) e a sua capacidade calorífica (C_T) são as três propriedades térmicas que controlam a amplitude de variação da temperatura diurna do solo. A inércia térmica do solo (TI) é uma propriedade dos materiais a qual descreve sua resistência à variação na temperatura. Esta propriedade é expressa por:

$$TI = \sqrt{\lambda \, \rho C_T} \tag{2.8}$$

onde TI descreve, por exemplo, a resistência do solo às variações de temperatura. Uma outra forma de se calcular a TI é por meio da inércia térmica aparente (ATI), que pode ser obtida através de uma relação entre albedo (α) e variação de temperatura durante o dia (ΔT) (MAJUMDAR, 2003; MORAN et al., 2004; VERSTRAETEN et al., 2006), conforme equação a seguir:

$$ATI = \frac{1 - \alpha}{\Delta T} \tag{2.9}$$

A umidade volumétrica do solo ($\theta_{\rm S}$) é então calculada por:

$$\theta_{\rm S} = i_0 ATI + i_1 \tag{2.10}$$

onde i_0 e i_1 são parâmetros empíricos.

O método da inércia termal tem potencial para ser utilizado com dados obtidos de uma grande quantidade de sensores da região visível e termal, gerando dados multitemporais. Além disso, é considerado simples e de fácil implementação, pois os seus conceitos físicos são conhecidos, bem como para o método de combinação de temperatura de superfície e índice de vegetação

(método do triângulo apresentado a seguir), podendo gerar resultados de estimativas de umidade do solo de boa acurácia. No entanto, depende da medição correta das propriedades físicas do solo as quais, em geral, possuem elevada complexidade em sua determinação. (TRAMUTOLI et al., 2000; MAJUMDAR, 2003; XUE; NI, 2006; entre outros).

2.3.4.2. Combinação de índices de vegetação e temperatura de superfície (triângulo universal)

Assim como para o método da inércia termal, as variações da temperatura da superfície terrestre estão relacionadas com a quantidade de água no solo, bem como com a estrutura e composição deste solo. Ao ser introduzido neste sistema a cobertura vegetal, como por exemplo, por meio de um índice de vegetação (p.e. NDVI), dificulta-se o entendimento da dinâmica de dependência entre estes três fatores. Os índices de vegetação têm sido amplamente empregados nos monitoramentos de regiões vegetadas. Estes funcionam por meio de relações entre bandas espectrais que caracterizem os comportamentos dos diversos tipos de cobertura vegetal. Um dos mais conhecidos e usados é o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), com diferentes aplicações sendo uma delas a estimativa da umidade do solo (CARLSON et al., 1995; CARLSON, 2007; YANG et al., 2015). O NDVI é expresso pela razão entre a diferença da medida da reflectância nas bandas do infravermelho próximo e vermelho e a soma destas bandas. Em geral, a vegetação densa é caracterizada por valores mais próximos de 1, enquanto que valores mais próximos de zero caracterizam áreas de solo exposto ou vegetação rala (ROUSE et al., 1974; WANG et al., 2003). Esta relação inversa entre o aumento da temperatura e a diminuição da umidade do solo foi relatada por alguns autores (MCVICAR; JUPP, 1998; PARIDA, 2006; PATEL et al., 2011; PETROPOULOS, 2014, CUNHA et al., 2015; SAAVEDRA, 2016). Patel et al. (2011) observaram um visível aumento de temperatura pouco antes da vegetação perder suas folhas. Goetz (1997) e Parida (2006) relataram que a correlação negativa entre LST e NDVI, devido principalmente as mudanças na

cobertura vegetal e na umidade do solo, mostrou que a LST pode aumentar rapidamente com o estresse hídrico da vegetação.

Carlson et al. (1994), Carlson et al. (1995) e Gillies et al. (1997) comprovaram que existem relações de regressão entre a umidade superficial do solo, o NDVI e a LST para uma região pré-estabelecida. De fato, para os dados de NDVI e LST plotados em um diagrama de dispersão, para todos os pixels de uma cena selecionada, obtêm-se uma nuvem de pontos cujo formato assemelha-se a um triângulo/trapézio universal. De acordo com Carlson (2007), a umidade superficialdo solo, Mo, pode ser definida como a relação entre evapotranspiração (Et) e evapotranspiração potencial (Ep), ou a relação entre o teor volumétrico de umidade do solo (θ) e a capacidade de campo (θ_{cc}):

$$Mo = \left(\frac{Et}{Ep}\right) = \left(\frac{\theta}{\theta_{cc}}\right)$$
 (2.11)

É importante mencionar que o conceito de evapotranspiração potencial neste caso difere do conceito amplamente aceito na literatura. Na equação 2.11, o termo evapotranspiração potencial representa a evapotranspiração máxima obtida nas condições climáticas específicas, e não à evapotranspiração que ocorre sem restrições de água do solo. O mesmo se aplica ao conceito de capacidade de campo, ou seja, na equação 2.11, a capacidade de campo refere-se à quantidade máxima de água disponível no solo naquele momento, e não ao teor de umidade volumétrica na tensão de 33 kPa (para solos argilosos ou de textura média). A disponibilidade de umidade é adimensional e varia entre 0 e 1, onde 0 refere-se ao solo completamente seco, e 1 ao solo completamente úmido ou à umidade na capacidade de campo.

O método do triângulo foi desenvolvido para determinação dos processos relacionados aos ciclos hidrológico e energético, em particular, os processos de evapotranspiração e umidade do solo. Em geral, o método requer a construção de uma equação que relacione Mo, NDVI e LST. Essa equação pode ser obtida de várias formas, seja através do uso de modelos tipo SVAT (*Soil, Vegetation,*

Atmosphere Transfer) (MORAN et al., 2004; WANG et al., 2007) ou através de soluções geométricas derivadas do triângulo (CHAUHAN, 2003; CARLSON, 2013).

Stisen et al. (2008) utilizaram o método do triângulo para determinação da fração evaporativa (EF) e da evapotranspiração (Et), em uma bacia do rio Senegal (África), e obtiveram R² de 0,63 e 0,66 para a EF e Et, respectivamente, quando comparados com dados de campo de uma região ao norte de Senegal.

Yang et al. (2013) utilizaram o método do triângulo associado a um modelo SVAT para avaliar a habilidade do método na determinação das componentes da evapotranspiração (separadamente, evaporação do solo – *E* e transpiração da vegetação – *T*), em uma região semiárida do Deserto de Chihuahua (localizado nos Estados Unidos e México) durante a estação de crescimento (chuvosa). Seus resultados foram considerados satisfatórios: os dados estimados da *Et*, *E* e *T* apresentaram *RMSE* (raiz do erro quadrático médio) de 0,52, 0,36 e 0,41 mm/dia, respectivamente, demonstrando resultados razoáveis na utilização deste modelo híbrido.

Carlson et al. (1994) obtiveram, utilizando dados de campo e dados de sensores remotos, em uma área agrícola na Pensilvânia, uma regressão relacionando NDVI, LST e disponibilidade da umidade superficial (Mo). Esta equação apresentou-se robusta, ou mesmo estável, ao se considerar uma grande variabilidade climática e de cobertura vegetal (de solo exposto a áreas densamente vegetadas). Para sua validação foram utilizados dados de outras três regiões.

Gillies et al. (1997) apresentaram um bom resultado ao relacionar a umidade estimada pela regressão polinomial (usando dados provenientes de um sensor aerotransportado) e a umidade medida in situ (duas fontes de dados em diferentes locais). Seus resultados obtiveram um R² de 0,76.

Yang et al. (2015) desenvolveram um algoritmo baseado na umidade do solo obtida por dados de sensores remotos (da região do visível e do infravermelho termal) e também pelo método do triângulo universal para um sítio na região

central do Tibet. Foram utilizados 30 diferentes sítios para a validação do algoritmo gerado. O R² foi de 0,73 para esta validação (umidade do solo estimada versus umidade do solo medida).

Saavedra (2016) utilizou o método do triângulo universal em uma área sazonalmente alagável no Parque Estadual do Cantão, nas proximidades da ilha do Bananal (TO). Algumas de suas conclusões foram que, apesar do comportamento da estimativa da umidade do solo (Mo) indicar a tendência geral de aumento da profundidade de retirada de água quando a água em superfície diminui, existe uma grande oscilação das camadas analisadas ao longo do tempo seguindo o mesmo padrão da variabilidade temporal de LST. O autor reitera que este comportamento sugere que a umidade do solo estimada (Mo) é fortemente influenciada pela energia disponível e pela demanda por transpiração da vegetação.

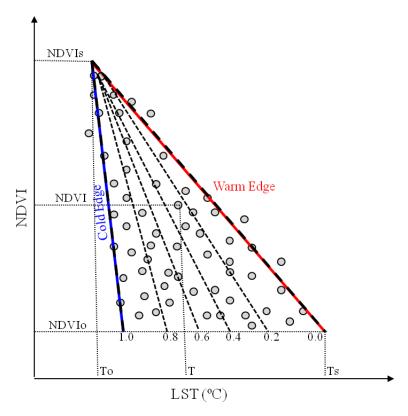
Foram apresentados, nesta seção, alguns métodos utilizados para estimativa da umidade do solo por meio de dados de satélites.

2.4. Método do triângulo (ou trapézio) universal

O método do triângulo consiste, inicialmente, na seleção de uma área prédefinida, que represente a maior variabilidade possível de valores de NDVI e temperatura de superfície (LST). Estes pares, quando apresentados num diagrama de dispersão, resultarão em uma 'nuvem' de pontos cuja forma geométrica se assemelha a um triângulo ou eventualmente, à um trapézio (Figura 2.4). Os maiores valores de LST (regiões mais quentes e secas) obtidos para qualquer valor de NDVI (considerando desde solo exposto até uma área com vegetação densa em diferentes condições de umidade) geram o limite geométrico definido como 'borda quente' (ou warm edge). Os menores valores de LST (regiões mais frias e úmidas) para qualquer NDVI, por sua vez, dão origem à denominada 'borda fria' (ou cold edge). Uma das hipóteses deste método é que a borda quente representa as regiões com menor estimativa da umidade superficial do solo(Mo), ou seja, as regiões mais secas. A borda fria

representa as regiões mais úmidas. Dentro destes limites (entre as bordas quente e fria) haveria um gradiente de variação da umidade superficial do solo estimada, representado por isolinhas de teor de umidade do solo.

Figura 2.4 – Relação hipotética entre LST e NDVI, com seus respectivos limites definidos. Ts e To, NDVIs e NDVIo são os limites máximo e mínimo de LST e NDVI, respectivamente. T e NDVI referem-se a cada pixel no gráfico de dispersão. As linhas tracejadas dentro dos limites extremos são as isolinhas de Mo.



Para construção do triângulo, determinam-se, respectivamente, os limites máximos (Ts e NDVIs) e mínimos (To e NDVIo). Para construção do chamado triângulo universal, estes dados são normalizados entre 0 e 1 dando origem às variáveis temperatura de superfície normalizada (T*) e fração de vegetação (Fr):

$$T^* = \frac{T - T_o}{T_S - T_o} \tag{2.12}$$

$$Fr = \left(\frac{NDVI - NDVI_o}{NDVI_s - NDVI_o}\right)^2 \tag{2.13}$$

De acordo com Carlson (2007, 2013), a normalização é necessária principalmente porque reduz a necessidade de correções atmosféricas e a inserção de diferentes condições atmosféricas a cada dia. Ou seja, esta normalização minimiza os efeitos das variações de temperatura atmosférica de um dia para o outro. Portanto estes dados tornam-se consistentes espaçotemporalmente dentro do triângulo.

Conforme exposto anteriormente, existem duas formas de se obter a umidade superficial do solo a partir do método do triângulo (CARLSON et al., 1994; GILLIES; CARLSON, 1995; CHAUHAN, 2003; CARLSON 2007, 2013): i) pelas soluções baseadas nos modelos do tipo SVAT e ii) pelas soluções geométricas.

2.4.1. Solução por meio dos modelos SVAT

Os modelos tipo SVAT são modelos computacionais que visam simular o fluxo de água e energia que ocorre ao longo do sistema solo-planta-atmosfera. Por exemplo, os modelos tipo SVAT são capazes de simular a transpiração da planta a partir de forçantes atmosféricas (p.e. radiação liquida, temperatura do ar, velocidade do vento, déficit de pressão de umidade) associadas às propriedades das plantas (índice de área foliar, condutância estomática, etc.) e dos solos (conteúdo de água no solo, capacidade de retenção de umidade, porosidade, etc.), para um dado período (tempo) e localização geográfica (latitude, longitude). Igualmente, o modelo é capaz de simular a umidade resultante no solo depois de computar entradas de água no sistema provenientes da chuva e saída de água provenientes da evapotranspiração (GILLIES; TEMESGEN, 2005).

A obtenção da umidade do solo por meio da combinação do método do triângulo associado aos modelos tipo SVAT funciona da seguinte forma: para

uma dada região, é construído o triângulo universal conforme explicado acima. Com o uso do modelo SVAT, a equação que relaciona Mo, NDVI e LST é obtida como função de LST. Ou seja, é necessário fornecer para o modelo, como dados de entrada, a maior gama possível de valores de umidade do solo e de fração de cobertura vegetal para uma dada região. Os valores de umidade variam desde a capacidade de campo até o ponto de murcha permanente correspondendo, respectivamente, aos valores máximo e mínimo de umidade do solo registrado em cada região. Os valores máximos e mínimos de NDVI são obtidos do triângulo. A partir desses dados, o modelo calcula, então, a LST como função de NDVI e Mo. Os resultados do modelo formam uma matriz, que por sua vez gera um polinômio de 3º grau que é usado para calcular Mo e EF. Ao plotar a fração de cobertura vegetal e a temperatura de superfície fornecida pelo modelo, obtém-se um gráfico semelhante ao da Figura 2.4. As linhas internas ao triângulo correspondem às isolinhas de umidade do solo. As linhas curvas e pontilhadas que atravessam as isolinhas de umidade do solo correspondem aos valores de evapotranspiração. Segundo Carlson (2007) o modelo serve para relacionar os valores de umidade do solo e/ou fração de evaporação (Mo e EF, respectivamente) aos valores de T* e Fr (temperatura de superfície normalizada e fração da cobertura vegetal, respectivamente).

2.4.2. Soluções geométricas

O uso dos modelos tipo SVAT para estabelecimento da relação entre Mo (ou EF), NDVI e LST tem sido bastante utilizada no meio científico. No entanto, ela apresenta restrições devido à elevada quantidade de dados de entrada requerida pelo modelo (p.e. dados de clima, parâmetros da vegetação e parâmetros do solo). Com o intuito de diminuir o esforço computacional, e para situações em que há ausência dos dados de entrada requeridos pelo modelo, Carlson (2007; 2013) propôs a estimativa de Mo por meio de métodos geométricos, os quais podem ser subdivididos em: i) geométrico simples com o uso do triângulo isósceles (CARLSON, 2013) e, ii) geométrico com o uso da

regressão polinomial (GILLIES; CARLSON, 1995; CHAUHAN, 2003; CARLSON 2007).

2.4.2.1. Método geométrico simples

Conforme exposto anteriormente, região adequadamente para uma selecionada (ou seja, com presença de áreas densamente vegetadas e áreas de solo exposto), a nuvem de pontos obtida ao se plotar o NDVI e LST em um eixo cartesiano, resulta em uma forma geométrica semelhante a um triângulo (ou, eventualmente, um trapézio). Ao se normalizar essa figura, obtêm-se os parâmetros Fr e T^* , os quais variam entre 0 e 1. Dessa forma, o triângulo normalizado passa a ser um triânqulo isósceles cujos lados têm comprimento igual a 1 (um). Usando relações geométricas simples, é possível obter-se uma relação entre Mo, NDVI e LST (CARLSON, 2013). Como está representado na Figura 2.5, para um dado valor de Fr no triângulo normalizado, é possível obter-se uma relação entre a e d, sendo que d corresponde ao total de umidade do solo (ou máximo valor de água para aquele valor de Fr) e a é a umidade disponível como função de uma dada LST. Dessa forma, a partir da definição de Mo apresentada na equação 2.11, tem-se:

$$Mo_{est,t} = \frac{a}{d}; Mo_{est,t} = 1 - \frac{T^*}{1 - Fr};$$
 (2.14)

onde $Mo_{est,t}$ é definido como a estimativa de Mo pela solução geométrica simples.

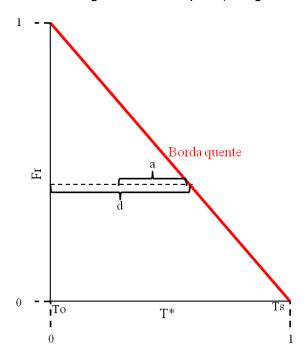


Figura 2.5 – Método geométrico simples (triângulo isósceles).

O desempenho da aqui chamada 'solução geométrica simples', para estimativa da umidade superficial do solo a partir do método do triângulo universal, foi avaliado no presente trabalho em comparação com a solução por meio da construção de um polinômio (método polinomial), apresentado a seguir.

2.4.2.2. Método polinomial

A matriz de dados que relaciona Mo, NDVI (ou Fr) e LST (ou T^*) pode ser obtida por meio dos modelos tipo SVAT acima descritos, ou por meio de um polinômio de 3° grau expresso por:

$$Mo_{est,p}/EF = \sum_{i=0}^{i=3} \sum_{j=0}^{j=3} a_{ij} \times T^{*(i)} \times Fr^{(j)}$$
 (2.15)

onde a_{ij} são os coeficientes da regressão e $Mo_{est,p}$ é a umidade superficial do solo estimada. A vantagem do polinômio sobre o método geométrico simples é que ele confere vários graus de liberdade à matriz composta por Mo, LST e NDVI, permitindo, assim, um melhor ajuste da variabilidade da Mo como função de NDVI e LST. A partir de uma gama de dados de Mo observados, Fr e T^* , a

fim de que seja gerado um polinômio de terceira ordem por meio de uma regressão múltipla, admitem-se todas as possíveis combinações entre $Fr \in T^*$. Ou seja, os dados de $Fr \in T^*$ e todas suas combinações são as variáveis dependentes desta regressão. Dessa forma, origina-se a equação de terceiro grau descrito acima.

2.5. O nordeste brasileiro e o bioma Caatinga

Os estudos acerca das respostas da vegetação em relação às forçantes atmosféricas e propriedades do solo têm focado, na sua maior parte, nas florestas úmidas (p.e. floresta amazônica) e, em menor escala, no cerrado. Contudo existe outro tipo de vegetação que tem se apresentado de grande importância devido à sua abrangência territorial em diversas partes do mundo: a Floresta Tropical Sazonal Seca ou, do inglês, Seasonal Dry Tropical Forest (SDTF). É nessa categoria de vegetação que se insere a caatinga brasileira, vegetação típica do semiárido brasileiro e objeto de estudo da presente pesquisa. Neste item, vamos apresentar uma breve descrição da região semiárida nordestina e do bioma Caatinga, abrangendo suas principais generalidades e especificidades.

2.5.1. A região semiárida do nordeste brasileiro

O nordeste brasileiro apresenta clima típico de região semiárida no qual, pela classificação climática Köppen insere-se, em sua grande parte, no tipo *Bs* (ALVARES et al., 2014), com baixos índices de precipitação anual (inferiores a 800 mm) e elevada evapotranspiração potencial (em torno de 1000-1500 mm.ano⁻¹) o que ocasiona déficit hídrico (MARENGO et al., 2017). Em função da distância em relação ao mar, a região divide-se em quatro macrorregiões, desde a costa brasileira até seu interior: Zona da Mata, Agreste, Sertão e Meio Norte. A Zona da Mata é a região mais próxima ao oceano e, portanto, a mais úmida. O Agreste localiza-se em uma estreita faixa entre a Mata Atlântica e o Sertão. Este último está entre o Agreste e o Meio Norte, cobrindo grande área (980.000 km²) do interior do nordeste. E o Meio Norte é a região mais seca,

localizado em uma área de transição entre a floresta amazônica e o sertão. A caatinga é a vegetação típica das regiões do Agreste e Sertão nordestinos. O clima no agreste é mais úmido do que no sertão devido à sua proximidade ao oceano. Sua vegetação predominante é do tipo decídua. Já o sertão caracteriza-se por um clima quente e seco, apresentando uma vegetação com menor deciduidade devido a uma estação seca intensa com uma precipitação muito baixa e irregular. Em ambas as regiões o solo é predominantemente arenoso sendo que o sertão apresenta solos mais rasos do que o agreste (PEREIRA FILHO; BAKKE, 2010; SILVA et al., 2014; SOUZA et al., 2015).

2.5.2. O bioma Caatinga

A caatinga brasileira é uma vegetação típica do nordeste brasileiro, mais especificamente das regiões do Agreste e Sertão. Ela é composta por uma grande variedade de plantas, apresentando-se geralmente do tipo xerófila, caducifólia e, algumas vezes, espinhosa (VELLOSO et al., 2002; WERNECK, 2011). De acordo com Velloso et al. (2002) os solos desta região possui uma distribuição complexa e uma grande variedade de tipos, desde solos rasos e pedregosos da região do sertão coberta pela vegetação de cactáceas até solos arenosos e profundos com a presença das caatingas de areia. Como dito anteriormente o clima é predominantemente quente e seco, sazonal, e sua precipitação inferior a 800 mm ao ano (CUNHA et al., 2015). Mesmo com estas condições de baixa pluviosidade, o bioma da Caatinga está presente em uma grande diversidade de ambientes, de acordo com o tipo de solos e com a quantidade de água disponível no solo. Na Figura 2.6 apresenta-se o domínio da Caatinga no nordeste brasileiro.

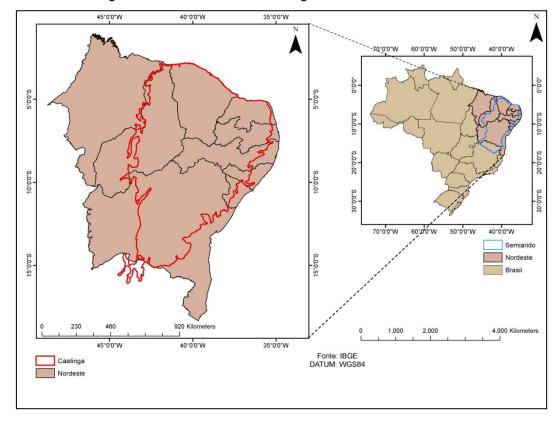


Figura 2.6 – Domínio da Caatinga no Nordeste brasileiro.

Fonte: IBGE (2011).

Embora o bioma Caatinga seja típico do Brasil, esta insere-se em uma classificação vegetal mais ampla, conhecida como floresta sazonal tropical seca (*SDTF*). As SDTFs ocorrem no mundo todo. Na América do sul, elas se distribuem à leste de forma disjunta, desde a Caatinga no nordeste do Brasil até o vale do rio Uruguai, ao longo do sistema dos rios Paraguai-Paraná e no sudoeste da Bolívia e noroeste da Argentina (PRADO, 2000; WERNECK, 2011). Nestas florestas a precipitação é inferior a 1600 mm/ano, com pelo menos 5-6 meses de seca (GENTRY, 1995; PENNINGTON et al. 2000).

A vegetação de caatinga é considerada uma das florestas tropicais secas de maior biodiversidade no mundo (SOUZA et al., 2015) e ao mesmo tempo tem sido o menos estudado e protegido bioma brasileiro (LEAL et al., 2003). Devido a isto, enquanto a diversidade de climas e vegetação do nordeste brasileiro é referenciada por meio da divisão em quatro macrorregiões, a diversidade do

bioma Caatinga é referenciada por meio da divisão em oito ecorregiões para facilitar a execução de procedimentos necessários à conservação/proteção deste bioma. Estas ecorregiões variam principalmente com relação a sua área, precipitação, tipo de solos e de vegetação (VELLOSO et al., 2002). As áreas de estudo do presente trabalho localizam-se nas ecorregiões do Planalto da Borborema e Depressão Sertaneja Meridional. A Tabela 2.2 apresenta estas oito ecorregiões.

Tabela 2.2 – Ecorregiões do bioma Caatinga.

| Ecorregiões | Área (km²) | Precipitação | Solos | Vegetação |
|--|------------|---|--|---|
| Planalto da Borborema | 41.940 | 400-650 mm/ano ~ 8 meses secos | Neossolos regolíticos e espodossolos | Caatinga arbustiva à arbórea com matas úmidas e secas |
| Complexo Campo Maior | 41.420 | 1300 mm/ano > 6 meses secos | Plintossolos | Decídua do Cerrado e da Caatinga |
| Complexo Ibiapaba-Araripe | 69.510 | ~ 1100 mm/ano ~ 6 meses secos | Latossolos | Florestas pluviais e Cerradão |
| Depressão Sertaneja Setentrional | 206.700 | 500-800 mm/ano longos períodos de seca | Luvissolos, espodossolos, neossolos litólicos e planossolos | Caatinga arbustiva à arbórea |
| Depressão Sertaneja Meridional | 373.900 | 500-800 mm/ano com mais de 1000 mm/ano em áreas elevadas altitudes | Luvissolos, espodossolos, latossolos, neossolos regolíticos, neossolos litólicos e planossolos | Caatinga arbustiva à arbórea e campo rupestre |
| Dunas do São Francisco | 36.170 | 500 mm/ano na parte norte e 800 mm/ano na parte sul | Neossolos quartzarênico | Caatinga arbustiva |
| Complexo Chapada Diamantina | 50.610 | 500 mm/ano com mais de 1000 mm/ano em áreas elevadas altitudes | Latossolos, espodossolos e neossolos litólicos | Caatinga, Cerrado, campos rupestres, matas secas à matas úmidas |
| Raso da Catarina | 30.800 | 450 mm/ano na parte norte e 650 mm/ano na parte sul | Neossolos quartzarênico e latossolos | Caatinga arbustiva |

Fonte: Velloso et al. (2002).

De acordo com estas ecorregiões nota-se que a região semiárida, composta em sua grande parte pela vegetação de Caatinga, possui grande variabilidade principalmente nos materiais geológicos e no relevo, no que diz respeito à formação e constituição dos solos e, em menor proporção, mas não menos importante, no clima.

Importante ressaltar que houve uma enorme destruição dessas florestas em muitas áreas (MURPHY; LUGO, 1995) pelo fato de seus solos serem favoráveis à agricultura (RATTER et al., 1978). De acordo com Vieira et al. (2013) comparando dois mapeamentos, um em 1993 e outro em 2000, houve uma redução de 29% das áreas de caatinga e savana. Isso devido a conversão do uso do solo para agricultura nas últimas décadas. De acordo com Beuchle et al. (2015) estudos recentes mostraram que mais de 89.000 km² de vegetação de caatinga pertencente à SDTF foi devastada desde 1990.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

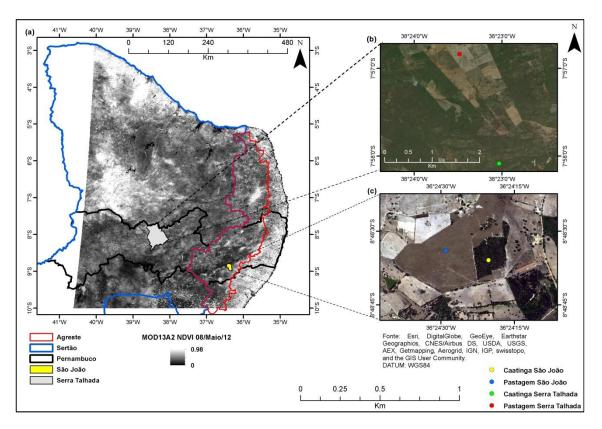
Esta pesquisa foi desenvolvida em uma área de estudo localizada em dois diferentes sítios no semiárido do nordeste brasileiro. Nas seções a seguir serão apresentados estes sítios e todos os procedimentos adotados para: construção do triângulo, relação entre a umidade do solo medida ou observada em campo (Mo_{obs}) e a estimada (Mo_{est}) pelo método do triângulo.

3.1. Área de estudo

A área de estudo compreende dois locais distintos da região semiárida do nordeste brasileiro, ambos no estado de Pernambuco. Um deles está localizado na fazenda Riacho do Papagaio, município de São João (Figura 3.1), na macrorregião chamada Agreste, pertencendo à ecorregião do Planalto da Borborema. O outro está localizado nas fazendas Lagoinha e Buenos Aires, município de Serra Talhada, na mesorregião chamada Sertão, inserida na ecorregião da Depressão Sertaneja Meridional. Ambos os sítios estão equipados com torres micrometeorológicas e sensores de umidade do solo

divididos em dois ambientes diferentes: vegetação natural semiárida brasileira (Caatinga) e pastagem. A Figura 3.1 apresenta a localização deste sítio.

Figura 3.1 – Área de estudo com: (a) Cena MODIS, Agreste (linha sólida vermelha), Sertão (linha sólida azul), município de São João (preenchido em amarelo) e município de Serra Talhada (preenchido em cinza); (b) Torres micrometeorológicas de pastagem e Caatinga na Serra Talhada e (c) Torres micrometeorológicas de pastagem e Caatinga em São João.



Fonte: Elaboração própria.

3.1.1. Sítio de São João

O sítio de São João é composto por um pequeno fragmento (4 ha) de vegetação de Caatinga regenerada e 16 ha de pastagens cultivadas (*Brachiaria decumbens*). As espécies florísticas encontradas neste sítio são: *Commiphora leptophloeos* (Mart.) J.B.Gillett, *Cynophalla flexuosa* (L.) J. Presl., *Erythroxylum SP*, *Guapira cf. laxa* (Netto) Furlan, *Guettarda angelica* Mart. ex Mull.Arg., *Lippia SP*, *Mimosa tenuiflora* (Willd.) Poir., *Psidium rhombeum* O. Berg,

Schinopsis brasiliensis Engl., Senegalia SP, Ziziphus joazeiro Mart., Croton Blanchetianus, Croton Heliotropiifolius (ALVES, 2015). Neste local, a média anual de temperatura é 21,1°C e a precipitação anual média é de 782 mm distribuída em períodos seco e úmido com variabilidade inter-anual significativa como mostram as Figura 3.2 e 3.3, as quais representam, respectivamente, a precipitação acumulada por ano e a sua média mensal (de 2009 a 2015) (APAC, 2017).

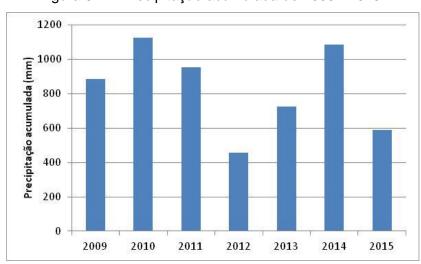
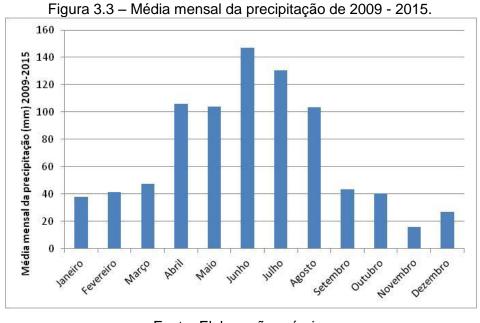


Figura 3.2 - Precipitação acumulada de 2009 - 2015.

Fonte: Elaboração própria.



Fonte: Elaboração própria.

Em geral, a estação chuvosa ocorre de abril a agosto, e a estação seca de setembro a dezembro. O relevo é suave ondulado com uma inclinação média de 2,5%. O solo é classificado como Neossolo Regolítico Eutrófico típico (SANTOS et al., 2012), cuja textura varia de areia a franco-arenosa e a estrutura, de grãos simples a maciça, sendo, normalmente, solos eutróficos, com baixos teores de carbono orgânico total e fósforo, além de baixa capacidade de troca de cátions (CTC) (BRASIL, 1973). Neste local, a torre micrometeorológica da Caatinga está localizada em 8°48'35,9"S 36º24'20,3"W e a torre micrometeorológica da pastagem em 8º48'34,2"S e 36º24'29,3"W. As áreas de Caatinga e pastagem estão equipadas com sensores de umidade do solo (TDR - modelo CS 616 Campbell Scientific Inc., EUA) instalados a 10, 20, 30, 40, 50 e 60 cm de profundidade. Os valores de teor de água residual (θ_r) e da capacidade de campo (θ_{cc}) para cada camada de solo são apresentados na Tabela 3.1 e foram obtidos dos trabalhos de Alves (2015) e Lima (2016). Pode-se observar a partir destes dados que as camadas do solo são principalmente constituídas por areia (>70%), com uma pequena porcentagem de silte (8-17%) e argila (<10%). Apesar da grande quantidade de areia, a camada do solo de 40 a 60 cm foi classificada como franco-arenosa (Alves, 2015), devido a uma quantidade ligeiramente maior de silte e argila na sua composição quando comparada com as camadas mais superficiais, classificadas como areia. Para este sítio, a aquisição de dados in situ foi realizada de setembro de 2013 a agosto de 2015.

Tabela 3.1 – Propriedades do solo do sítio de São João.

| Profundidade do Solo | Fração ç | granulomé | trica (%) | Classificação | θ _{cc} (cm ³ cm ⁻³) | θ _r (cm³cm ⁻³) |
|----------------------|----------|-----------|-----------|----------------|---|---------------------------------------|
| Pastagem | Areia | Silte | Argila | do solo | | |
| 0 - 20 cm | 87,66 | 8,82 | 3,53 | Areia | 0,135 | 0,063 |
| 20 - 40 cm | 81,65 | 12,03 | 6,33 | Areia Franca | 0,135 | 0,046 |
| 40 - 60 cm | 76,41 | 16,21 | 7,38 | Franco-Arenoso | 0,135 | 0,056 |
| Caatinga | | | | | | |
| 0 - 20 cm | 84,49 | 13,17 | 2,34 | Areia Franca | 0,135 | 0,018 |
| 20 - 40 cm | 80,03 | 14,12 | 5,86 | Areia Franca | 0,135 | 0,032 |
| 40 - 60 cm | 77,13 | 15,37 | 7,5 | Franco-Arenoso | 0,135 | 0,02 |

3.1.2. Sítio de Serra Talhada

O sítio de Serra Talhada compreende um fragmento de 10 ha de vegetação de Caatinga regenerada e 5 ha de pastagem cultivada (*Urochloa mosambicensis*). As espécies florísticas da Caatinga mais comuns encontradas neste sítio são: *Anadenthera macrocarpa, Spondias tuberosa, Caesalpinia pyramidalis, Mimosa hostilis, Mimosa verrucosa, Croton sonderianus*, e *Ziziphus joazeiro* (GILLARD, 1971). O relevo é suave e ondulado. O solo é classificado como Luvissolo caracterizado por afloramentos rochosos e baixa capacidade de retenção de umidade. Conforme apresentado na Tabela 3.2, a textura do solo é composta de 65% de areia, 18% de silte e 17% de argila (textura franco-arenosa) (FAO-UNESCO, 2006). A temperatura média anual é de 25,9°C, e a precipitação anual média é de 642 mm (UFCG, 2016). As Figuras 3.4 e 3.5 mostram, respectivamente, a precipitação acumulada por ano e a sua média mensal (de 2009 a 2015) (APAC, 2017).

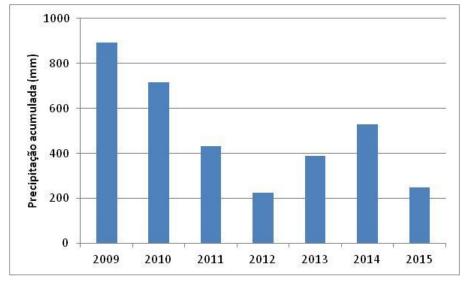


Figura 3.4 – Precipitação acumulada de 2009 - 2015.

Fonte: Elaboração própria.

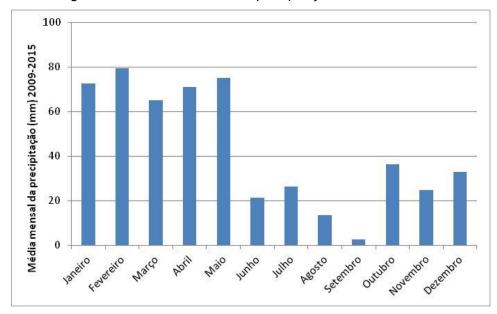


Figura 3.5 – Média mensal da precipitação de 2009 - 2015.

Fonte: Elaboração própria.

A estação chuvosa ocorre de dezembro a maio. Neste local, a torre micrometeorológica da Caatinga está localizada 7°58'5.33"S em 38°23'2.74"W e torre micrometeorológica da pastagem em 7°56'50,40"S e 38°23'29.00"W. As medidas de umidade do solo foram feitas usando sensores (TDR - modelo CS 616 Campbell Scientific Inc., EUA) instalados a 10, 20, 30, 40 e 50 cm de profundidade na área de Caatinga e, 20, 30 e 40 cm de profundidade na área de pastagem. Estes dados foram utilizados para validar as estimativas de umidade superficial do solo obtidas com o método do triângulo. Para sua seleção foram analisadas as médias diárias de precipitação e umidade do solo (para cada profundidade medida), para o período compreendido entre final de fevereiro de 2014 e início de março de 2016. A Tabela 3.2 apresenta as propriedades do solo.

Tabela 3.2 – Propriedades do solo do sítio de Serra Talhada.

| Solo | Fração ç | granulomé | trica (%) | Classificação | | |
|----------|----------|-----------|-----------|----------------|---|--|
| 3010 | Areia | Silte | Argila | do solo | θ_{cc} (cm ³ cm ⁻³) | $\theta_{\rm r}$ (cm ³ cm ⁻³) |
| Pastagem | | | | | | |
| 20 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,36 | 0,10 |
| 30 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,35 | 0,10 |
| 40 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,34 | 0,10 |
| Caatinga | | | | | | |
| 10 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,30 | 0,06 |
| 20 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,29 | 0,05 |
| 30 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,28 | 0,05 |
| 40 cm | 65 | 18 | 17 | Franco-Arenoso | 0,34 | 0,05 |

3.2. Métodos

Os dados de sensoriamento remoto (SR) foram adquiridos a partir do sensor MODIS-TERRA. Os satélites TERRA e AQUA, lançados respectivamente em 1999 e 2002, fazem parte do projeto EOS (*Earth Observing System*) da NASA. Um dos sensores a bordo destes satélites é o MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) projetado para cobertura da terra global, como o monitoramento da radiação solar, atmosfera, oceanos e dos continentes. O sensor MODIS apresenta 36 bandas espectrais, resolução radiométrica de 12 bits e resoluções espaciais de 250 m, 500 m e 1 km, com frequência temporal diária (ANDERSON et al., 2003).

Para este estudo foram utilizados os seguintes produtos deste sensor:

- MOD13A2, composição NDVI de 16 dias com resolução de 1 km.
- MOD11A2, composição LST de 8 dias com resolução de 1 km.

Nos próximos tópicos serão abordados os seguintes procedimentos:

- i) Geração do triângulo Fr X T*;
- ii) Relação entre *Mo_{obs}* com *Mo_{est,t}* e *Mo_{est,p}*;
- iii) Validação da equação polinomial gerada;

iv) Inclusão dos valores de $Mo_{est,p}$ no triângulo e geração de um mapa espacializado do $Mo_{est,p}$.

Os dados de SR e os procedimentos aplicados, citados acima, foram iguais para os dois sítios da área de estudo.

Após a seleção da área de estudo, a sequência metodológica adotada está apresentada no fluxograma a seguir.

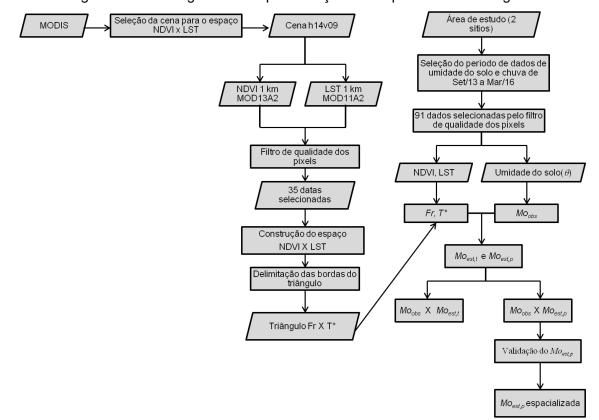


Figura 3.6 – Fluxograma de representação da sequência metodológica.

3.3. Construção do Triângulo universal

Os produtos de SR utilizados no presente trabalho foram i) MOD13A2, composição de dados de NDVI de 16 dias e ii) MOD11A2, composição de dados de LST de 8 dias, ambos com resolução espacial de 1 km, obtidos a partir do sensor MODIS. Para esta diferença na resolução temporal entre os produtos buscou-se trabalhar com as mesmas datas para os dois dados. Para

tanto, foram analisadas a qualidade das imagens de LST intermediárias às imagens de NDVI, ou seja, foram analisadas duas imagens de LST para cada imagem do NDVI. Este procedimento permite a seleção dos melhores pixels da imagem considerando principalmente menores interferências de efeitos da superfície, condições atmosféricas e geometria de visada. Esta análise foi executada de acordo com a tabela de qualidade de ambos os produtos (MODIS, 2015).

Para as imagens de NDVI foram considerados os dias julianos (fornecidos juntamente com o NDVI) em que cada pixel foi gerado. Portanto, para os dados de NDVI, foram selecionadas as imagens que tinham melhor qualidade. Já para os dados de LST, considerou-se satisfatório um erro menor ou igual a 2 Kelvin. Esse limiar foi estabelecido tendo-se em vista que erros menores que isto geravam imagens resultantes com poucos pixels, prejudicando a variabilidade necessária para confecção do triângulo. A realização de procedimentos para garantia da qualidade das imagens foi feita através do programa LDOPE 1.7 executado no prompt de comando. As imagens resultantes deste procedimento foram geradas para cada data e produto. Estes comandos foram executados para 70 imagens selecionadas, sendo 35 de cada produto. Posteriormente, as imagens finais foram exportadas para o programa ArcGis 10 e utilizou-se a ferramenta Raster calculator para transformar os valores das imagens LST para graus Celsius e aplicar o fator de correção de 0,02 previsto no manual do produto. Para as imagens de NDVI aplicou-se apenas o fator de correção de 0,0001. O passo seguinte foi reprojetá-las para UTM, datum WGS 84. O triângulo foi confeccionado com estes dois produtos abrangendo o período para os quais os dados de campo dos dois sítios de estudo estavam disponíveis (setembro de 2013 a março de 2016). A Tabela 3.3 mostra um exemplo do *script* do *LDOPE* utilizado.

Para a construção do triângulo no espaço NDVI x LST foram selecionadas 35 datas da cena h14v09 de cada um dos produtos anteriormente citados, as quais foram escolhidas de modo a se obter a maior amplitude de variabilidade

de dados de NDVI e de LST. A Tabela 3.4 apresenta as 35 datas selecionadas para a geração do triângulo.

Tabela 3.3 – Exemplo do script do LDOPE.

| Produto | Comandos | Finalidade |
|---------|--|--|
| NDVI | create_mask - of=MOD13A2A22014001h14v09_Mask.hdf - on=1 -off=0 - mask="MOD13A2.A2014001.h14v09.005.2014 018081557.hdf,1 km 16 days VI Quality.1,6- 7==00,AND,*,*,9-10==00,AND,*,*,15==0" | Seleção dos melhores pixels do produto seguindo a tabela de discriminação dos bits disponibilizada pelo guia do usuário do sensor. |
| NDVI | cp_proj_param - ref=MOD13A2.A2014001.h14v09.005.201401 8081557.hdf - of=proj_mask_MOD13A22014001.hdf MOD13A2A22014001h14v09_Mask.hdf | Projeção da máscara usando como referência a original do sensor. |
| LST | create_mask - of=MOD11A2A22014001h14v09_Mask.hdf - on=1 -off=0 - mask="MOD11A2.A2014001.h14v09.005.2014 012031837.hdf,QC_Day.1,0-5==00,AND,*,*,6- 7==01" | Seleção dos melhores pixels do produto seguindo a tabela de discriminação dos bits disponibilizada pelo guia do usuário do sensor. |
| LST | cp_proj_param - ref=MOD11A2.A2014001.h14v09.005.201401 2031837.hdf - of=proj_MOD11A2201400114v09.hdf MOD11A2A22014001h14v09_Mask.hdf | Projeção da máscara usando como referência a original do sensor. |

Tabela 3.4 – Datas selecionadas.

| Produtos | Datas |
|-------------------------|--|
| MOD13A2 e MOD11A2 | 01/01/12; 17/01/12; 02/02/12; 18/02/12; 06/03/12; 22/03/12; 07/04/12; 23/04/12; 09/05/12; 25/05/12; 10/06/12; 26/06/12; 12/07/12; 28/07/12; 13/08/12; 29/08/12; 14/09/12; 30/09/12; 16/10/12; 01/11/12; 17/11/12; 03/12/12; 07/04/13; 01/11/13; 01/01/14; 02/02/14; 06/03/14; 07/04/14; 09/05/14; 10/06/14; 12/07/14; 13/08/14; 14/09/14; 01/11/14; 03/12/14 |

3.4. Definição dos limites (bordas) do triângulo

Seguindo o fluxograma apresentado no item 3.2, após a obtenção do triângulo foram gerados os *boxplots* da LST e NDVI. A técnica do *boxplot* foi utilizada para delimitar os limites do triângulo e as bordas fria e quente. Através da geração dos *boxplots*, foram selecionados limites visuais dentro dos quais estão compreendidos a maior quantidade de pares coordenados LST x NDVI, excluindo alguns *outliers*. Os limites do triângulo foram utilizados para obter *To*, *Ts*, *NDVIo* e *NDVIs*, que, de acordo com as Equações 2.12, 2.13, 2.14 e 2.15, fazem parte dos dados de entrada solicitados para estimar a umidade do solo pelo método do triângulo (*Moest*). As Equações 2.12 e 2.13 forneceram os valores normalizados de LST (*T**) e NDVI (*Fr*) aplicados nas equações 2.14 e 2.15, originando a variabilidade espacial da umidade disponível para toda a cena selecionada. Como a cena MODIS utilizada abrangia as duas áreas de estudo, gerou-se apenas um triângulo universal.

3.5. Dados in situ e determinação da umidade superficial observada (Mo_{obs})

Para comparar os dados de umidade medidos com o Mo_{est} foram selecionadas 91 datas dentro do período de dados *in situ*, ou seja, de setembro de 2013 a março de 2016. Este período não necessariamente coincide com aquele usado na construção do triângulo. Isso porque, em princípio, trata-se de um 'triângulo universal' representativo da área de estudo. Essas diferentes datas representam valores de umidade do solo para diferentes condições atuantes de NDVI e LST.

O mesmo procedimento para garantia da qualidade dos pixels foi utilizado para a seleção destas 91 datas. Para estes obtiveram-se os valores de T^* e Fr dos pixels onde estão localizadas as torres da caatinga e da pastagem. Estes valores foram aplicados nas equações 2.14 e 2.15 para a estimativa da Mo utilizando a solução geométrica simples (CARLSON, 2013) e a solução polinomial (CARLSON, 2007). É importante ressaltar que o método do triângulo

pressupõe a existência de uma relação entre NDVI, LST e Mo capaz de explicar toda a variabilidade de Mo dentro de uma região pré-definida. Neste contexto, foram considerados todos os dados disponíveis (dados de NDVI e LST relativos aos pixels das áreas de caatinga e pastagem, em 91 datas diferentes) para construir uma equação única, que foi utilizada para espacializar a umidade superficial do solo em diferentes condições ambientais da Caatinga brasileira.

Para cada uma dos 91 datas, aplicou-se a segunda parte da equação 2.11 para calcular a umidade do solo observada (Mo_{obs}) a 10 cm de profundidade. Em São João, além da estação chuvosa prevista pela literatura e mencionada anteriormente, considerou-se também como estação chuvosa o período em que a umidade volumétrica a 10 cm de profundidade apresentou valores superiores se comparado com as demais camadas medidas. Isto não aconteceu no sítio de Serra Talhada, sendo considerado apenas o período chuvoso previsto pela literatura. Para o sítio de São João, os valores da capacidade de campo estavam na faixa de 0,12 e 0,15 m³ m⁻³. Para o sítio de Serra Talhada, variou entre 0,178 a 0,361 m³ m⁻³. Como o método é muito sensível à pequenas variações na capacidade de campo, os valores entre os limites foram testados e o valor escolhido foi aquele que retornou o melhor R² resultante da relação entre Mo_{obs} e Mo_{est} e, consequentemente, pela validação cruzada.

3.6. Umidade superficial do solo estimada pelo método do triângulo

Para comparar os dados estimados com os dados de campo, foram utilizados os dados T^* e Fr dos pixels correspondentes às torres de Caatinga e pastagem dos dois sítios, obtidos com os produtos MOD11A2 e MOD13A2 para as 91 datas selecionadas. Os valores de To, Ts, NDVIo e NDVIs foram determinados por meio da definição das bordas do triângulo apresentada na seção 3.3. Os dois métodos geométricos propostos por Carlson, representados pelas equações 2.14 e 2.15, foram utilizados para estimativas de Mo

(respectivamente $Mo_{est,t}$, pelo triângulo isósceles e $Mo_{est,p}$, pelo método polinomial). Para a relação do triângulo isósceles ($Mo_{est,t}$), foi aplicada a equação 2.14, a qual, para cada data selecionada resultou em um par de dados de T^* e Fr. Para o ajuste polinomial na equação 2.14, consideraram-se todas as relações entre as variáveis T^* e Fr até se obter uma equação polinomial de terceira ordem.

3.7. Comparação entre os dados observados e os estimados

Para avaliar o método geométrico proposto, foram comparados dados da Mo_{obs} com a $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$ usando duas diferentes aplicações. A primeira foi através de uma análise visual dos dados plotados em um gráfico Mo x tempo. A segunda foi por meio de uma análise de regressão para determinar os valores de R² entre dados observados e estimados, conforme proposto por Gillies et al. (1997) e Yang et al. (2015). A equação polinomial foi validada usando dois diferentes procedimentos. O primeiro deles separou o conjunto de dados em duas partes. Uma parte foi usada para gerar o polinômio e a outra parte para validar a equação. Para a geração do polinômio foram usados 70 dados do total de 91, ou seja, 21 dados foram usados para a validação. O segundo procedimento foi o da validação cruzada no qual desenvolveu-se a técnica leave-one-out, que é um caso particular do método k-fold. O procedimento de validação cruzada é amplamente empregado em condições nas quais o propósito da modelagem é a predição. O conceito básico é a divisão do conjunto de dados em subconjuntos mutuamente exclusivos. Alguns desses subconjuntos são usados para estimar os parâmetros do modelo e o resto é usado na validação do modelo (KOHAVI, 1995).

Para a avaliação dos resultados gerados pelo $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$, em comparação com os dados medidos (Mo_{obs}), também foram utilizadas outras duas métricas estatísticas para avaliação do modelo: o Id (Índice d) (WILLMOTT et al., 1985) e o RMSE (Root Mean Squared Error ou Raiz do Erro Médio Quadrático), para todo os 91 dados, como mostram as Equações a seguir.

$$Id = 1 - \frac{\sum (M_i - E_i)^2}{\sum [(|E_i - M|) + (|M_i - M|)]^2}$$
 (3.1)

sendo E_i os valores estimados pelo modelo, M_i os valores medidos e M a média dos valores medidos. O índice d indica a exatidão do modelo. Quanto mais próximo de 1, maior a exatidão do modelo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (M_i - E_i)^2}$$
 (3.2)

onde n é o número de valores medidos na validação do modelo. Quanto mais próximo de 0 maior a exatidão do modelo.

Importante salientar que com relação a avaliação da relação entre os dados observados e estimados neste trabalho foram observadas algumas limitações relacionadas ao fato destes serem extraídos de séries temporais, com pontos muito próximos um do outro (dentro de cada sítio os pontos de Caatinga e pastagem são muito próximos), o que resulta em autocorrelação espacial e temporal. Portanto este fator inviabilizou a aplicação de testes de significância destas métricas estatísticas utilizadas neste estudo.

Os resultados obtidos para *Mo*_{est,p} foram *plotados* dentro do triângulo normalizado para identificar o gradiente de umidade superficial do solo proposto pelo método.

3.8. Espacialização da Mo estimada

Os mapas de umidade superficial do solo estimada para a cena MODIS selecionada foram gerados usando a equação que: i) apresentou o melhor valor de R^2 na comparação com os dados in situ, e ii) gerou resultados mais confiáveis depois que os procedimentos de validação foram aplicados. Para a confecção destes mapas selecionaram-se duas diferentes datas: uma representando a estação chuvosa (10/Jun/14) e outra, a estação seca

(14/Set/14), de acordo com o período considerado chuvoso neste estudo (será mostrado na seção a seguir).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A análise dos resultados de umidade superficial do solo obtidos a partir dos dados observados (Mo_{obs}) em comparação com a umidade do solo estimada pelo método do triângulo (Mo_{est}) foi feita de três diferentes formas. Inicialmente, foi analisada a relação entre Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$, por meio de 3 métricas estatísticas: o coeficiente de determinação (R^2), o $Root\ Mean\ Square\ Error\ (RMSE)$ e Índice d (Id). Em seguida foi feito um mapa espacializando os melhores resultados obtidos para Mo_{est} em duas diferentes datas. E, finalmente, foi feita uma inspeção visual da distribuição da $Mo_{est,p}$ dentro da nuvem de pontos do triângulo $Fr \times T^*$ com o intuito de observar a existência do gradiente de umidade entre as bordas quente e fria.

4.1. Análise dos dados medidos *in situ* – umidade do solo e precipitação para as áreas de pastagem e caatinga

Antes de se estimar a umidade pelo método do triângulo, foi analisado o comportamento da variabilidade da umidade do solo medida ao longo de seu perfil, para a Caatinga e pastagem de ambos os sítios, juntamente com os dados diários de precipitação. A Figura 4.1 apresenta, para o sítio de São João, a variação diária da umidade do solo para as diferentes profundidades do solo (10, 20, 30, 40, 50 e 60 cm) em comparação com a precipitação diária para o período compreendido entre setembro de 2013 e agosto de 2015. A Figura 4.2 apresenta, para o sítio de Serra Talhada, a variação diária da umidade do solo para as diferentes profundidades do solo (10, 20, 30, 40 e 50 cm na caatinga e, 20, 30 e 40 cm na pastagem) em comparação com a precipitação diária para o período compreendido entre final de fevereiro de 2014 e início de março de 2016. Para ambas as áreas, considerou-se, separadamente, a umidade do solo em área de caatinga e em área de pastagem.

Figura 4.1 – Variação diária da umidade volumétrica (cm³/cm³) in situ e da precipitação diária acumulada (mm) nas áreas de: (a) caatinga e (b) pasto, em São João. As áreas em azul representam o período chuvoso de acordo coma literatura. As áreas em verde representam o período chuvoso considerado no presente estudo. As áreas em cinza representam falhas nas medições de precipitação.

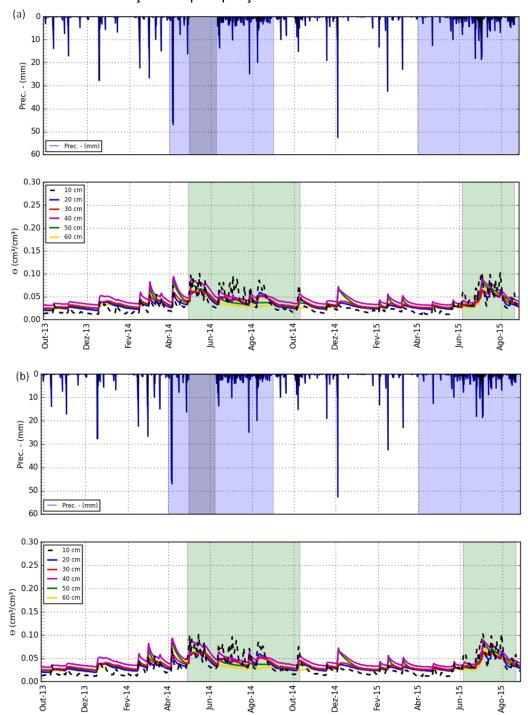
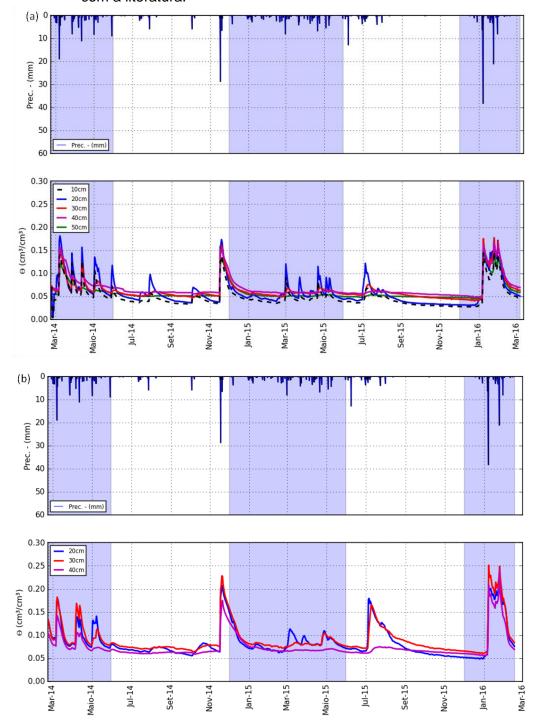


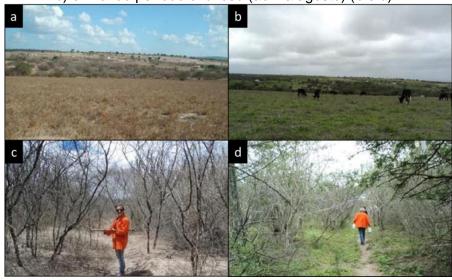
Figura 4.2 – Variação diária da umidade volumétrica (cm³/cm³) in situ e da precipitação diária acumulada (mm) nas áreas de: (a) caatinga e (b) pasto em Serra Talhada. As áreas em azul representam o período chuvoso de acordo com a literatura.



A partir das Figuras 4.1 e 4.2, observa-se que a umidade do solo varia entre 0,01 a 0,11 cm³ cm⁻³ (ou 1 e 11%) no sítio de São João, e entre 0,01 a 0,25 cm³

cm⁻³ (ou 1 e 25%) no sítio de Serra Talhada. Em geral, as camadas do solo mais profundas tendem a ser mais úmidas que as da superfície, exceto durante a estação chuvosa em São João. Os dados apresentados na Figura 4.1 mostram ainda que eventos de chuva podem ser observados tanto no período seco quanto no chuvoso. No entanto, somente na estação chuvosa esses picos promovem um aumento concomitante na umidade superficial do solo (em particular, para a camada de 10 cm). Uma possível explicação para esse fato é que, no período chuvoso, o crescimento pronunciado da vegetação de pastagem e de caatinga, em comparação com o período seco, poderia ter promovido um sombreamento e, consequentemente, uma maior retenção de umidade na camada superficial do solo. Neste âmbito nota-se que a distribuição das chuvas, ao se apresentar consecutiva (chuvas contínuas por certo período) também irá influenciar nesta retenção da umidade, como mostra a Figura 4.1 nos meses de junho de 2015 até o final das medições no sítio de São João. Outra questão importante é que a Caatinga no período chuvoso possui maior dossel o que faz com que ocorra maior interceptação de água da chuva do que na região de pastagem. Ainda, o sistema radicular da Caatinga deve retirar mais água do solo pelo fato de ser mais profundo do que o da pastagem (SILVA et al., 2014; ALVES, 2015). Conforme apresentado em Leal (2016), existe uma diferença expressiva na densidade da vegetação nos períodos seco e chuvoso, como é demonstrado na Figura 4.3.

Figura 4.3 – Áreas de pastagem e caatinga no sítio de São João durante o início (a e c) e final do período chuvoso (abril a agosto) (b e d).



Fonte: Leal (2016).

Por outro lado, no sítio de Serra Talhada não foi observado o aumento na umidade superficial do solo (10 cm) durante a estação chuvosa, em comparação com a estação seca. Ao contrário, a umidade do solo na superfície é a mais baixa durante todo o período, em comparação com as camadas mais profundas. Esse padrão pode ser explicado considerando que o sítio de São João está localizado no Agreste, ao passo que o sítio de Serra Talhada está localizado na macrorregião do Sertão. Conforme exposto anteriormente, a vegetação da caatinga, no Sertão, é menos sazonal do que no Agreste, como resultado de um clima mais quente e seco (PEREIRA FILHO; BAKKE, 2010; SILVA et al., 2014; SOUZA et al., 2015). De fato, uma superfície ressecada é típica de solos expostos (ou com pouca vegetação), onde a água é armazenada principalmente nas camadas mais profundas do solo devido à elevada capacidade de retenção de umidade com um grau de saturação baixo, típica de solos arenosos não saturados. Dessa forma, o sombreamento verificado em São João pode não ter ocorrido em Serra Talhada.

Entende-se que a umidade armazenada nas camadas mais profundas do solo poderia ser responsável pela manutenção das atividades fisiológicas da planta, enquanto a umidade retida na camada superficial do solo (5 a 10 cm) seria

responsável pelos processos de troca de energia, em particular, o aumento de calor latente em comparação com o calor sensível. No estado do Ceará, as profundidades das raízes encontradas na caatinga estão entre 0,6 e 0,78 m de profundidade do solo (PINHEIRO et al., 2013) e as profundidades das raízes na pastagem estão entre 0,1 e 0,3 m (SILVA et al., 2014). Considerando que o método do triângulo foi desenvolvido para estimativa da umidade superficial, a profundidade do solo a 10 cm foi utilizada para validar o método do triângulo, ao invés da umidade nas camadas mais profundas.

Um outro aspecto interessante pode ser observado a partir da análise da variabilidade da umidade do solo na superfície para o sítio São João. Conforme visto anteriormente, no semiárido brasileiro verificam-se períodos com maior e menor pluviosidade, porém não existe uma sazonalidade climática bem definida. Estudos realizados na região de São João sugerem que o período chuvoso ocorre preferencialmente entre abril e agosto e, o período seco, entre setembro e dezembro (GONDIM et al., 2015; LEAL, 2016). Esses períodos compreendem as áreas hachuradas em azul na Figura 4.1. No entanto, com base nos dados de umidade do solo para este sítio, pode-se supor a existência de uma correspondência entre o período chuvoso e a umidade da camada superficial de solo (10 cm). Se esse for o caso, para o intervalo de tempo acima considerado, tanto para a região de pastagem quanto para a de Caatinga, teríamos o período chuvoso ocorrendo aproximadamente entre maio e outubro de 2014 e a partir de junho de 2015, estendendo-se, pelo menos, até final de agosto de 2015 (áreas hachuradas em verde na Figura 4.1). Nestes períodos, a precipitação acumulada foi de 412,1 mm, ou seja, aproximadamente, 40% do total de precipitação de todo o intervalo de dados medidos (1046 mm).

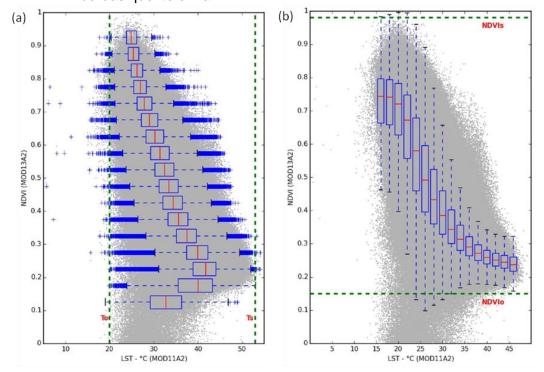
No sítio de Serra Talhada a estação chuvosa ocorre preferencialmente de dezembro a maio (áreas hachuradas em azul na Figura 4.2). A precipitação total acumulada nestes períodos chuvosos foi de 274 mm, aproximadamente 73% da precipitação total de todo o intervalo de dados medidos (374 mm). Esta definição dos períodos seco e chuvoso é de grande interesse para o presente

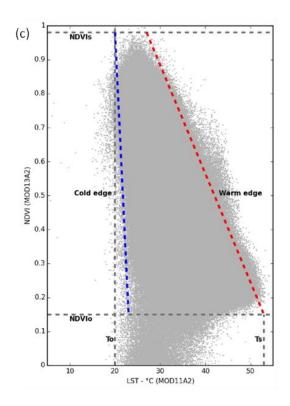
trabalho para efeito da espacialização da umidade do solo em ambos períodos como proposto no item 3.7.

4.2. Definições dos limites do triângulo

A Figura 4.4 apresenta o triângulo resultante do procedimento descrito em 3.4 e as condições de contorno (bordas fria e quente) obtidas pela técnica *boxplot*. Com este procedimento, juntamente com a inspeção visual dos *outliers*, os limites obtidos foram To = 20 °C, Ts = 53 °C, NDVIo = 0,15 e NDVIs = 0,98.

Figura 4.4 – NDVI x LST scatterplot e boxplots usados para definir os limites do NDVI e LST: (a) boxplot horizontal, (b) boxplot vertical, e (c) limites do triângulo. O símbolo de '+' representam os outliers. As linhas tracejadas em cinza representam os limites To, Ts, e NDVIo, NDVIs. As linhas tracejadas em vermelho e azul representam, respectivamente, as bordas quente e fria.





Os pares T^* e Fr obtidos a partir da Figura 4.4 foram utilizados para estimar a umidade do solo usando as equações 2.14 e 2.15. Os resultados da equação 2.14 foram diretamente *plotados* nos gráficos das Figuras 4.5 e 4.6. A equação polinomial resultante dos pares T^* e Fr para todas as 91 datas dos dados in situ é:

$$\begin{aligned} \text{Mo}_{\text{est,p}} &= 0,8078 - 18,06\text{Fr} - 3,29\text{T}^* + 80,2\text{Fr}\text{T}^* + 98,71\text{Fr}^2 + 5,33\text{T}^{*2} - \\ & 59,9\text{Fr}\text{T}^{*2} - 170,5\text{Fr}^2\text{T}^* - 998,6\text{Fr}^2\text{T}^{*2} - 137,3\text{Fr}^3 - 2,69\text{T}^{*3} - \\ & 114,75\text{Fr}^3\text{T}^* - 46,71\text{Fr}\text{T}^{*3} + 2951,29\text{Fr}^3\text{T}^{*2} + 1746,87\text{Fr}^2\text{T}^{*3} - \\ & 3604,11\text{Fr}^3\text{T}^{*3}, \end{aligned} \tag{4.1}$$

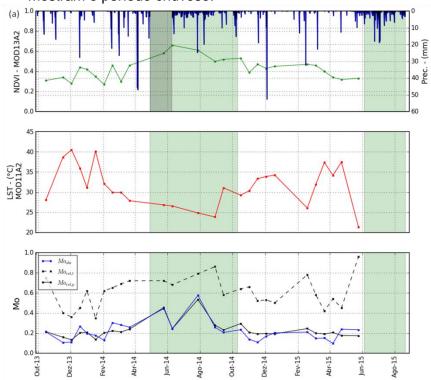
O coeficiente R^2 obtido para esta análise de regressão múltipla foi de 0,78 e os resultados serão apresentados nas Figuras 4.5 e 4.6.

4.3. Inspeção 'visual' dos dados de Mo_{est} e Mo_{obs} em comparação com as respectivas variações de NDVI e LST

A Figura 4.5 apresenta dados de precipitação, NDVI, LST, e os valores de Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$, e $Mo_{est,p}$ para as 91 datas selecionadas para o período em estudo (setembro de 2013 a agosto de 2015 para o sítio de São João e março

de 2014 a março de 2016 para o sítio de Serra Talhada). Para o sítio de São João, as áreas em verde compreendem os períodos considerados chuvosos desta pesquisa (como explicado no item 4.1). Os dados de LST variaram entre 21 e 40°C na caatinga (Figura 4.5a) e entre 23 e 43°C na pastagem (Figura 4.5b). Já para o sítio de Serra Talhada, as áreas em azul compreendem o período chuvoso como explicado no item 4.1. Neste sítio os dados de LST variaram entre 22 e 38°C na Caatinga (Figura 4.6a) e 23 e 40°C na pastagem (Figura 4.6b).

Figura 4.5 – Dados de chuva diária acumulada e NDVI (MOD13A2), LST (MOD11A2) e a relação entre Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$ para: (a) Caatinga e (b) pastagem no sítio de São João, e as áreas hachuradas em verde mostram o período chuvoso.



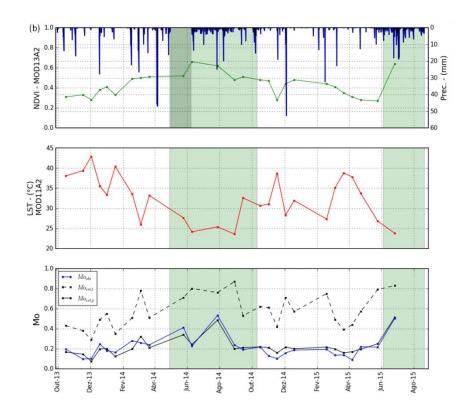
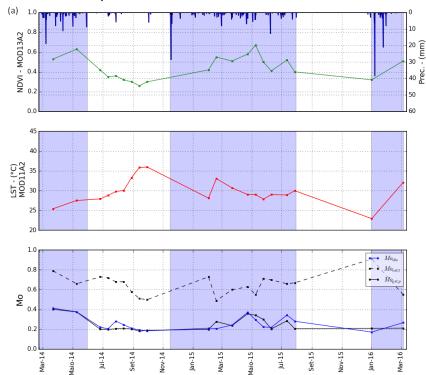
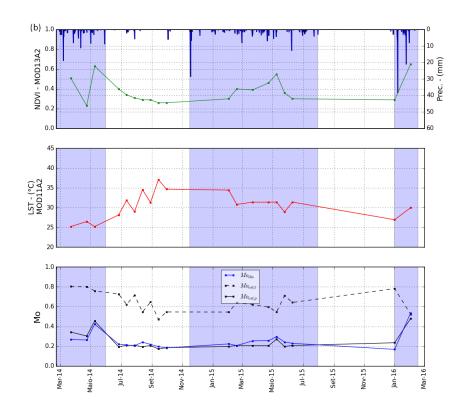


Figura 4.6 – Dados de chuva diária acumulada e NDVI (MOD13A2), LST (MOD11A2) e a relação entre Mo_{obs} , $Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$ para: (a) Caatinga e (b) pastagem no sítio de Serra Talhada, e as áreas hachuradas em azul mostram o período chuvoso.





Através dessas figuras, observa-se a existência de uma relação entre chuva, NDVI, LST e umidade do solo, conforme pressuposto pelo método. No período chuvoso, ou após a ocorrência de um evento de chuva, os valores de LST tendem a diminuir em ambas as áreas (pastagem e Caatinga dos dois sítios). Concomitantemente, observa-se um aumento no NDVI. Em linhas gerais, a LST tende a 'espelhar' os valores NDVI. Esse padrão é mais evidente para o sítio de São João do que para o de Serra Talhada e pode ser atribuído a um comportamento conhecido para estas áreas de caatinga e pastagem, que é a rápida resposta da vegetação em relação aos eventos de chuva (GURGEL et al., 2003; KRISHNAN et al., 2012; SILVA et al., 2014; BEZERRA et al., 2014).

Em geral, conforme demonstrado nas Figuras 4.5 e 4.6, os valores de Mo estimado por uma relação geométrica simples ($Mo_{est,t}$) apresentam-se consideravelmente maiores se comparados aos medidos em campo (Mo_{obs}), enquanto que os valores gerados pelo polinômio ($Mo_{est,p}$) apresentam-se próximos aos valores dos dados medidos em campo.

Outro padrão observado nessas figuras é a relação entre LST e umidade do solo, Mo, representada por linhas azuis sólidas. Em ambas as figuras, observase a existência de uma relação inversa entre LST e Mo, sendo essa relação mais acentuada para a umidade do solo estimada pela solução geométrica simples ($Mo_{est,t}$, linhas tracejadas pretas) do que pelo polinômio ($Mo_{est,p}$, linhas pretas sólidas). Em outras palavras, os dias com elevada (baixa) umidade do solo apresentaram menores (maiores) valores de LST. Este é um comportamento esperado, uma vez que um aumento no NDVI (que em geral está associado à quantidade de água disponível no solo) tendem a favorecer o aumento do fluxo de calor latente em comparação com o fluxo de calor sensível. Este comportamento está de acordo com a hipótese do método de que as regiões frias (borda fria) tendem a apresentar maior umidade do solo do que as regiões quentes (borda quente).

4.4. Coeficientes de determinação (R²), RMSE e Id

A partir dos dados de $Mo_{est,t}$, $Mo_{est,p}$ e Mo_{obs} , foram feitas análises de regressão apresentadas na Figura 4.7a e 4.7b. O R^2 entre Mo_{obs} e $Mo_{est,t}$ foi de 0,18, ou seja, 18% da variação total observada representa a realidade e foi explicada pelo modelo, comprovando que este valor é extremamente baixo. O R^2 entre Mo_{obs} e $Mo_{est,p}$ foi de 0,78, ou seja, 78% da variação total observada foi explicada pelo modelo, mostrando que este valor foi considerado elevado, como será comprovado posteriormente. Isso se deve ao fato de que a equação polinomial relaciona a estimativa da umidade do solo com Fr e T^* em um nível de 3º grau, gerando uma distribuição de umidade não tão dependente de T^* , como foi o caso da solução geométrica simples. Yang et al. (2015) e Gillies et al (1997) apresentaram resultados semelhantes de R^2 (~0,70) para a mesma relação entre os dados de Mo observados e estimados (item 2.3.4.2).

Já para as outras duas métricas estatísticas usadas também para avaliar os dois métodos propostos ($Mo_{est,t}$ e $Mo_{est,p}$) em comparação com os dados medidos em campo (Mo_{obs}) (item 3.7), os resultados do RMSE e Id foram de,

respectivamente, 0,4 e 0,27 nas relações entre Mo_{obs} e $Mo_{est,t}$. No entanto para as relações entre Mo_{obs} e $Mo_{est,p}$ o RMSE e Id foram de, respectivamente, 0,04 e 0,93. Nota-se que o RMSE e Id estão em concordância com os resultados gerados pelos coeficientes R^2 , ou seja, as relações dos dados observados com o Mo estimado pelo polinômio obtiveram melhor exatidão nas três métricas analisadas se comparado com a estimativa de Mo obtida pela relação geométrica simples. Tendo como base a umidade superficial do solo gerada pela solução polinomial foi utilizada para gerar um mapa espacializado da umidade do solo, para o período seco e chuvoso, na cena do MODIS (item 3.8). No entanto, antes de se proceder à espacialização, foram realizados procedimentos para validação dessa equação.

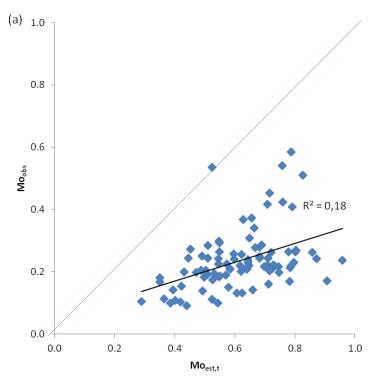
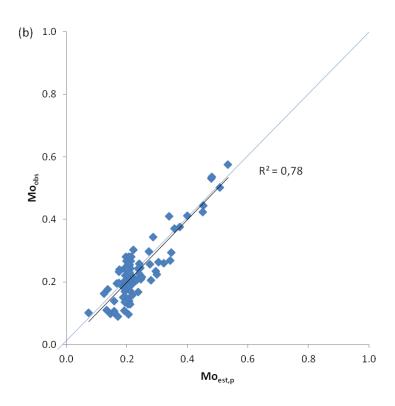


Figura 4.7 - Relação do Mo_{obs} com: (a) Mo_{est,t} e (b) Mo_{est,p}.



4.5. Validação do polinômio

Para a geração da umidade disponível estimada por meio da equação polinomial espacializada para a cena selecionada, foram desenvolvidos dois procedimentos diferentes para validar a equação 4.1. Um deles é o mais 'convencional' o qual separa parte do conjunto de dados para construir a equação e o restante dos dados para validar a equação gerada. O outro é a técnica de validação cruzada, mais adequada para casos em que o conjunto de dados disponíveis é limitado. O conceito principal para ambos os procedimentos é a divisão dos dados, usando parte deles para construir a equação e parte para validá-la (KOHAVI, 1995). No entanto, no procedimento de validação cruzada, são testadas todas as possibilidades de exclusão de dados, a fim de evitar quaisquer vieses.

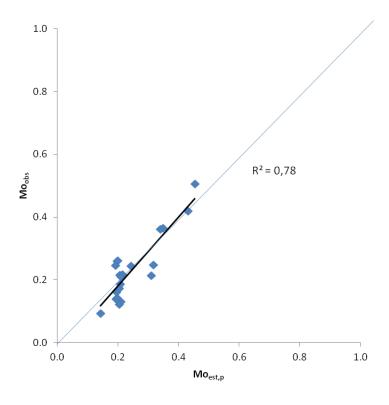
4.5.1. Validação 'convencional'

Para este primeiro método de validação, a partir dos 91 dados, foram utilizados 70 dados para construir a equação polinomial e 21 dados para a validação. A equação polinomial gerada a partir destes 70 dados apresenta-se a seguir:

$$\begin{aligned} \text{Mo}_{\text{est,p}} &= 0.5527 - 9.97\text{Fr} - 1.19\text{T}^* + 11.16\text{Fr}\text{T}^* + 36.3\text{Fr}^2 - 0.31\text{T}^{*2} + \\ &133.88\text{Fr}\text{T}^{*2} + 382.11\text{Fr}^2\text{T}^* - 2590.7\text{Fr}^2\text{T}^{*2} - 19.87\text{Fr}^3 + 1.96\text{T}^{*3} - \\ &1156.83\text{Fr}^3\text{T}^* - 212.12\text{Fr}\text{T}^{*3} + 5859.73\text{Fr}^3\text{T}^{*2} + 3110.18\text{Fr}^2\text{T}^{*3} - \\ &5841.13\text{Fr}^3\text{T}^{*3} \end{aligned} \tag{4.2}$$

A partir desta equação o valor de R^2 obtido na comparação entre dados observados e dados estimados pelo polinômio foi de 0,78, como é apresentado na Figura 4.8. Este resultado foi satisfatório se considerados a elevada variabilidade ambiental (solo, vegetação e clima) dos sítios de estudo.

Figura 4.8 - Validação da $Mo_{est,p}$ usando os 70 dados de umidade do solo.



4.5.2. Validação cruzada

Para validação cruzada procedeu-se como explicado no item 3.7 no qual, separam-se todos os 91 dados em subconjuntos mutuamente exclusivos. Destes subconjuntos uma parte deles será usada para a geração do polinômio e a outra parte para a validação deste mesmo, sendo executado de forma sistematizada. Nesta validação obteve-se um R^2 de 0,91, como está apresentado na Figura 4.9, demonstrando boa acurácia na aplicabilidade da equação na predição dos dados de umidade. Portanto, pelo fato de ter maior R^2 a espacialização dos dados de umidade disponível estimada será gerada com a utilização da equação 4.1.

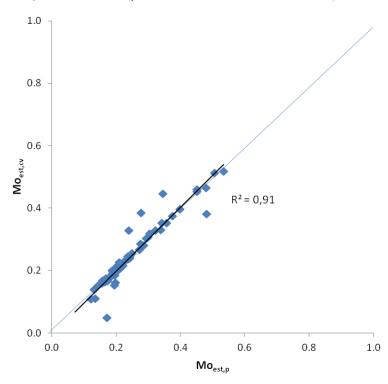


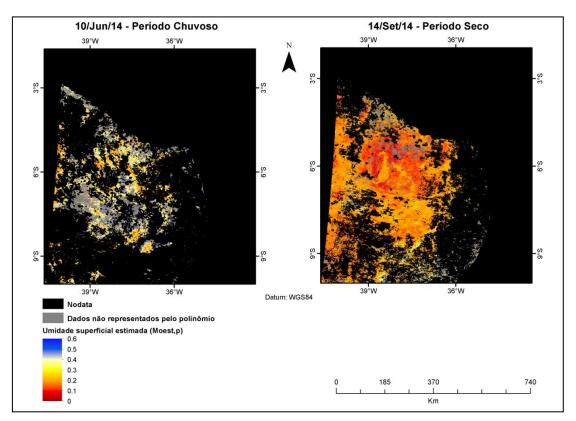
Figura 4.9 – Relação entre *Mo*_{est,p} e Mo_{est} cross validation (*Mo*_{est,cv}) com os 91 dados.

4.6. Espacialização da umidade para a cena MODIS

Com base nestes resultados, utilizamos a equação 4.1 para inferir uma distribuição espacial da umidade disponível para toda a cena, usando duas datas diferentes: 10/Jun/14 e 14/Set/14, representando, respectivamente,

períodos chuvoso e seco. Os resultados são apresentados na Figura 4.10. As regiões em preto são 'nodata' (para NDVI ou LST) do sensor MODIS provavelmente causadas pela presença de nuvens. Em cinza, são as regiões cujos dados estão fora da faixa de dados representada pela equação polinomial (áreas fora da amplitude de dados gerados pelo triângulo - Figura 4.11).

Figura 4.10 - Distribuição espacial da umidade do solo estimada ($Mo_{est,p}$) por dois períodos diferentes, período chuvoso (10/Jun/14) e seco (14/Set/14). Em cinza estão as áreas da faixa de dados que não são representadas pelo $Mo_{est,p}$; em preto, representamos as áreas nodata (LST ausente, NDVI ou ambos os valores) que ocorrem nas datas selecionadas.



Na estação chuvosa, a estimativa da umidade média do solo, na superfície, encontra-se na faixa de 0,3 e 0,5 cm³ cm⁻³, lembrando que esta umidade não é a volumétrica e sim a definida na equação 2.15 (considera a umidade pela sua capacidade de campo local). Na estação seca, a umidade média do solo diminui para valores na faixa de 0,1 e 0,3 cm³ cm⁻³. Embora estes resultados

estejam de acordo com o esperado, observa-se a existência de uma maior quantidade de dados de umidade na estação seca em comparação com a estação úmida. Isto é uma consequência de se trabalhar com sensores ópticos, os quais são influenciados pela cobertura da nuvem. Isso torna a aplicação do método mais apropriada para a estação seca. No entanto, considera-se que se houvesse um aumento da quantidade de dados de campo, ou seja, um maior número de sítios com dados disponíveis in situ (os quais estejam presentes em outras regiões da cena selecionada, ou melhor dizendo, em outras ecorregiões da Caatinga além das duas analisadas neste estudo), possibilitaria melhorar a estimativa da umidade para a região semiárida brasileira, utilizando o procedimento proposto neste estudo. Esta hipótese pode ser melhor compreendida pela análise da Figura 4.11. Nesta última são apresentados os valores da umidade do solo estimada pelo método geométrico polinomial (Mo_{est,p}) para as 91 datas selecionadas, ou seja, os mesmos dados apresentados espacialmente na Figura 4.10, com o diferencial de estarem plotados na 'nuvem' de pontos do triângulo. Na Figura 4.11 pode-se observar que os valores mais baixos de umidade do solo tendem a se concentrar na extremidade direita (perto da borda quente), enquanto, em geral, os valores maiores são traçados próximos à borda fria.

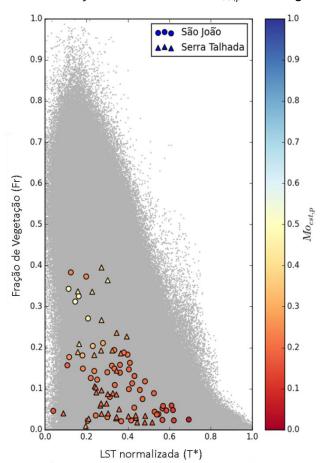


Figura 4.11 – Distribuição dos dados de *Mo*_{est,p} no triângulo universal.

No entanto, dois outros aspectos importantes surgem a partir da Figura 4.11: primeiro, os valores dos dados Mo estimados ($Mo_{est,p}$) para os dois sítios selecionados, apesar destes representarem duas ecorregiões peculiares do semiárido (Planalto da Borborema e Depressão Sertaneja Meridional), não ocupam todo o gráfico de dispersão para esta cena, percebendo-se que existe a formação de um triângulo menor dentro do maior; e, segundo, apesar de haver uma tendência, não há um gradiente preciso de estimativa de umidade entre os dois limites (borda quente e fria), representado por isolinhas, como seria esperado pelo método. Esse comportamento corrobora com o que foi dito anteriormente acerca da necessidade de uma maior quantidade de dados *in situ* em outras ecorregiões da Caatinga, o quê possibilitaria atingir toda a gama de variabilidade de pares T^* e Fr dentro da cena proposta neste estudo.

Contudo, os resultados obtidos apenas com estas duas ecorregiões (ou mesmo, dois sítios) já proporcionam uma equação de umidade satisfatória, pelo menos em parte da área composta pela cena, devido a duas considerações importantes. Primeiro, esta equação apresentou bons ajustes com dados observados em dois diferentes tipos de vegetação, de pastagem e Caatinga, para as duas ecorregiões (Figuras 4.7b, 4.8 e 4.9). Em segundo, como mostrado na Figura 4.9, o procedimento de validação cruzada resultou em um R^2 de 0,91, indicando estabilidade desta equação e uma forte relação entre Mo, T^* , Fr.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados gerados conclui-se que:

- as estimativas de umidade do solo foram satisfatórias em ambos ambientes e sítios de estudo;
- de acordo com os resultados das métricas estatísticas R², RMSE e Id foi comprovado o potencial da aplicabilidade do método do triângulo universal em estimar a umidade do solo;
- a análise dos dados in situ apresentou-se satisfatória de acordo com outros trabalhos, sendo importante na compreensão do comportamento da umidade do solo nos sítios estudados, e também para a determinação e análise do Mo_{obs};
- os mapas de espacialização gerados mostraram que existem algumas limitações principalmente em períodos chuvosos demonstrando que a metodologia aplicada deva ser utilizada em períodos secos uma vez que os chuvosos apresentam maior interferência atmosférica diminuindo a quantidade de dados de umidade estimados;
- o diagrama de dispersão dos dados estimados dentro do triângulo foi satisfatório mostrando uma tendência dos menores valores de umidade apresentarem-se próximos a borda quente e os maiores valores próximos a borda fria. No entanto, observou-se a formação de um triângulo menor, representando os dados estimados, dentro do maior (representando todo o triângulo universal da cena MODIS) o que sugere que se houvesse uma maior quantidade de dados medidos em campo que abrangesse toda a cena MODIS (em outras ecorregiões da Caatinga) possibilitaria um aumento na variabilidade de pares T* e Fr dentro da cena proposta neste estudo;

- as duas soluções geométricas utilizadas na estimativa da umidade superficial do solo foram avaliadas e concluiu-se que o polinômio gerado demonstrou resultados satisfatórios para ambos os tipos de vegetação analisados e em ambas as áreas estudadas;
- as duas validações do polinômio aplicadas apresentaram um R² satisfatório, no entanto pelo método da validação cruzada obteve-se um melhor resultado (R²=0,91) comprovando uma estabilidade numérica do modelo e a forte dependência da umidade do solo com NDVI, LST, conforme a hipótese do método. Contudo, notou-se que a aplicabilidade da equação polinomial pode ser restrita apenas à uma parte de toda a cena do MODIS. Isto devido principalmente por ter utilizado apenas dois sítios com dados de campo (em apenas duas ecorregiões da Caatinga) para derivar a equação. Uma vez que se aumente a quantidade de dados observados de umidade do solo bem distribuídos na cena, principalmente de forma a abranger todas as oito ecorregiões da Caatinga, considerou-se que o procedimento apresentado neste trabalho tem potencial para ser usado na estimativa da umidade superficial do solo podendo gerar mapas espaço-temporalmente distribuídos para a região semiárida brasileira principalmente nos períodos secos;
- importante dizer que este método foi aplicado em uma escala mais refinada (resolução espacial de 1 km) diferentemente da grande maioria dos sensores disponíveis que utilizam escalas mais grosseiras, da ordem de quilômetros;
- para trabalhos futuros, sugere-se a inserção de mais dados de campo para aumentar a abrangência do procedimento, principalmente nas outras diferentes ecorregiões da Caatinga. Ainda, recomenda-se avaliar os resultados através de comparações com os resultados gerados por modelos de SVAT. E aplicar o polinômio gerado em outras regiões do

semiárido principalmente nos períodos secos, bem como sua inserção em modelos de SVAT;

apesar de algumas limitações apresentadas, os resultados sugeriram que o método do triângulo tem um bom potencial para inferir as variações espaciais e temporais da umidade do solo numa escala refinada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AL-BAKRI, J.; SULEIMAN, A.; BERG, A. A comparison of two models to predict soil moisture from remote sensing data of RADARSAT II. **Arab. J. Geosci.** v.7, p.4851–4860, 2014.
- 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.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. de M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil.

 Meteorologische Zeitschrift, v.22, n. 6, p.711-728, 2014.
- ALVES, E. M. Fluxos de energia, vapor d'água e Co₂ entre a vegetação e a atmosfera no agreste meridional de Pernambuco. 2015. 96p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade Federal de Pernambuco, Recife, Brasil, 2015.
- 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.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; JÚNIOR, O. A. de C. **Sensor MODIS**: uma abordagem geral. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos São Paulo, 2003.
- 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.
- ANNE, N.J.; ABD-ELRAHMAN, A.H.; LEWIS, D.B.; HEWITT, N.A. Modeling soil parameters using hyperspectral image reflectance in subtropical coastal wetlands. **Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.,** v.33, p.47–56, 2014.
- ASNER, G. P. Biophysical and biochemical sources of variability. **Remote Sens. Environ**, v.76, p.173–180, 1998.
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere**, **weather and climate**. 8. ed. London: Routledge, 421p., 2003.
- BEN-DOR, E.; PATKIN, K.; BANIN, A.; KERNIELI, A. Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data a case study over

- clayey soils in Israel. **International Journal of Remote Sensing**, v. 23, n. 6, p. 1043–1062, 2002.
- BEUCHLE, R.; GRECCHI, R. C.; SHIMABUKURO, Y. E.; SELIGER, R.; EVA, H. D.; SANO, E., et al. Land cover changes in the Brazilian Cerrado and Caatinga biomes from 1990 to 2010 based on a systematic remote sensing sampling approach. **Appl. Geogr.,** v.58, p.116–127, 2015.
- BEZERRA, J. M.; GEBER, B. de A.; da SILVA, B. B.; LOPES, P. M. O.; e SILVA, E. F. de F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil. **Rev. Bras. Eng. Agríc. Amb.,** v.18, n.1, p.73-84, 2014.
- BONAN, G.B. Forests and climate change: forcing, feedbacks, and the climate benefit of forests. **Science**, v.320, p.1444–1449, 2008.
- BORMA, L. S.; NOBRE, C. A. (Org.). **Secas na Amazônia:** causas e consequências. São Paulo: Editora Oficina de Textos, 2013. cap. 11, p.147-164.
- BRAS, R. L. **Hydrology**: an introduction to hydrologic science. Addison-Wesley Publishing Company, 1990. 643 p.
- BRASIL. Levantamento exploratório -reconhecimento de solos do Estado de Pernambuco. Recife, 1973. 713p.
- BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **J. Climate.** v.6, p.1077–1089, 1993.
- CALLENS, M.; VERHOEST, N. E. C.; DAVIDSON, M. W. J. Parameterization of tillageinduced single scale soil roughness from 4-m profiles. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.** v.44, p.878–888, 2006.
- 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, D.; HUANG, J.; JACKSON, T. J. Vegetation water content estimation for corn and soybeans using spectral indices derived from MODIS near- and shortwave infrared bands. **Remote Sens. Environ.**, v.98, p.225–236, 2005.
- CHOAT, B. et al. Global convergence in the vulnerability of forests to drought. **Nature**, v. 491, n. 7426, p. 752-755, 2012.
- CLAPS, P.; LAGUARDIA, G. Assessing spatial variability of soil water content through Thermal Inertia and NDVI. In: **Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology V. Proceedings of SPIE,** Bellingham, SPIE, v.5232, 2004, p.378–387.
- CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian Semiarid Region. Agric. For. Meteorol., v. 214, p.494-505, 2015.
- DE CARVALHO, C. et al. (Orgs.). **Solos não saturados no contexto geotécnico**. São Paulo: Associação Brasileira de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica. 2015. 759 p. ISBN (9788567950037).
- DE JEU, R. A.; HOLMES, T. R.; PARINUSSA, R. M.; OWE, M. A spatially coherent global soil moisture product with improved temporal resolution. **J. Hydrol.**, v.516, p.284–296, 2014.
- DE RIDDER, K. Quantitative estimation of skin soil moisture with the Special Sensor Microwave/Imager. **Boundary-Layer Meteorology**, v.96, p.421–432, 2000.
- DEMARTY, J., OTTLE, C., BRAUD, I., OLIOSO, A., FRANGI, J. P., GUPTA, H. V., et al. Constraining a physically based soil—vegetation—atmosphere transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. **Water Resources**, v.41, n.1, W01011, 2005.
- DOMBROSKI, J. L. D.; PRAXEDES, S. C.; de FREITAS, R. M. O.; PONTES, F. M. Water relations of Caatinga trees in the dry season. **South African J. Botany** v.77, p.430–434, 2011. Disponível em: https://doi.org/10.1016/j.sajb.2010.11.001>. Acesso em; 05/06/2017.
- ELTAHIR, E. A. B. A soil moisture—rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations. **Water Resour. Res.** v.34, p.765–776, 1998.
- ENGMAN, E. T.; CHAUHAN, N. Status of microwave soil moisture measurements with remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v.51, p.189–198, 1995.

- FANG, B.; LAKSHMI, V. Soil moisture at watershed scale: Remote sensing techniques. **Journal of Hydrology**, v. 516, p. 258-272, 2014.
- FAO-UNESCO. FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS. **Guidelines for soil description**. FAO, Rome, 2006. 97p. ISBN (92-5-105521-1).
- FENG, W.; ZHONG, M.; LEMOINE, J.M.; BIANCALE, R.; HSU, H.T.; XIA, J. Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. **Water Resour. Res.**, *v.*49, *p.*2110–2118, 2013.
- FIELD, C. B.; JACKSON, R. B.; MOONEY, H. A. Stomatal responses to increased CO₂ implications from the plant to the global scale. **Plant Cell Environ.** v.18, p.1214–1225, 1995.
- FILION, R.; BERNIER, M.; PANICONI, C.; CHOKMANI, K.; MELIS, M.; SODDU, A.; TALAZAC, M.; LAFORTUNE, F. X. Remote sensing for mapping soil moisture and drainage potential in semi-arid regions: Applications to the Campidano plain of Sardinia, Italy. **Sci. Total Environ.**, v.543, p.862–876, 2016.
- FRIEDL, M. A.; DAVIS, F. W. Sources of variation in radiometric surface temperature over a tall-grass prairie. **Remote Sensing of Environment**, v.48, p.1–17, 1994.
- GAO, B. C. NDWI A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space, **Remote Sens. Environ.**, v.58, p.257–266, 1996.
- GAO, Z.; XU, X.; WANG, J.; YANG, H.; HUANG, W.; FENG, H. A method of estimating soil moisture based on the linear decomposition of mixture pixels. **Math. Comput. Modell.**, v.58, p.606–613, 2013.
- GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. de S. B.; CESTARO, L. A.; KAGEYAMA, P. Y. **Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga**. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro (SFB), 2010. 366p.
- GENTRY, A. H. Diversity and floristic composition of neotropical dry forests. In: DIRZO, R.; MOONEY, H.; YOUNG, H. S. (eds.). **Seasonally dry tropical forests.** Cambridge: Cambridge University Press, 1995. p.146-194.
- GILLARD, P. Urochloa mosambicensis An easily established perennial grass companion for Townsville Stylo. **Trop. Grasslands**, v. 5, p.131-135, 1971.
- 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**, v. 34, p 745-756, 1995.

- GILLIES, R. 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.
- GILLIES, R. R.; TEMESGEN, B. Coupling thermal infrared and visible satellite measurements to infer biophysical variables at the land surface. In: QUATTROCHI, D. A.; LUVALL, J. C. (eds.).**Thermal remote sensing in land surface processes**. New York: Ed. CRC Press, 2005. p.160-183. ISBN: 0-203-57286-6.
- GOETZ, S.J. Multi-sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed pastureland site. **Int. J. Remote Sens.** 1997, v.18, p.71-94, 1997. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1080/014311697219286. Acesso em: 30/02/2015.
- GONDIM, P. S. S., LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; HAMMECKER, C.; SILVA, R. A. B.; GOMES, C.A. Environmental control on water vapor and energy exchanges over grasslands in semiarid region of Brazil. **Rev. bras. eng. agríc. ambient.**, v.19, p.3-8, 2015. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n1p3-8. Acesso em: 13/07/2015.
- GURGEL, H. C. FERREIRA, N. J.; LUIZ, A. J. B. Estudo da variabilidade do NDVI sobre o Brasil, utilizando-se a análise de agrupamentos. **Rev. Bras. Eng. Agríc. Amb.** v.7, n.1, p.85-90, 2003.
- HARDISKY, M. A.; KLEMAS, V.; SMART, R. M. The influence of soil salinity, growth form, and leaf moisture on the spectral radiance of Spartina alterniflora canopies. **Photogramm. Eng. Remote Sens.**, v.49, p.77–83, 1983.
- HOLZMAN, M.E.; RIVAS, R.; PICCOLO, M.C. Estimating soil moisture and the relationship with crop yield using surface temperature and vegetation index. **Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.**, v.28, p.181–192, 2014.
- HUAN-JUN, L.; YUAN-ZHI, Z.; XIN-LE, Z.; BAI, Z.; KAI-SHAN, S.; ZONG-MING, W.; NA, T. Quantiative analysis of smoisture effect on black soil reflectance. **Pedosphere**, v.19, p.532–540, 2009.
- IPCC. **Climate Change 2013:** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex,P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. 27p.

- JACKSON, R. D.; IDSO, S. B.; REGINATO, R. J. Calculation of evaporation rates during the transition from energy-limiting to soil-limiting phases using Albedo data. **Water Resour. Res.**, v.12, n.1, p.23–26, 1976.
- 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.
- JACKSON, J. T.; CHEN, D.; COSH, M.; LI, F.; ANDERSON, M.; WALTHALL, C.; DORIASWAMY, P.; HUNT, E. R. Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans. **Remote Sens. Environ.**, v.92, p.475–482, 2004.
- JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente**: uma perspectiva em recursos terrestre. 2. ed. São José dos Campos: Parêntese, 2011.
- KOHAVI, R. A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection. In: **International joint Conference on artificial intelligence.** v.14, p.1137–1145, 1995.
- KONG, X.; DORLING, S. R. Near-surface soil moisture retrieval from ASAR Wide Swath imagery using a Principal Component Analysis. **Int. J. Remote Sens.**, v.29, p.2925–2942, 2008.
- KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z. C.; BONAN, G.; CHAN, E.; COX, P.; 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.; PITMAN, A.; SUD, Y. C.; TAYLOR, C. M.; VERSEGHY, D.; VASIC, R.; XUE, Y. K.; YAMADA, T. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v.305, p.1138–1140, 2004a.
- KOSTER, R.D.; SCHUBERT, S.D.; SUAREZ, M.J. Analyzing the concurrence of meteorological droughts and warm periods, with implications for the determination of evaporative regime. **J. Climate.** v.22, n.12, p.3331–3341, 2009a.
- KRISHNAN, P.; MEYERS, T. P.; SCOTT, R. L.; KENNEDY, L.; HEUER, M. Energy Exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grasslands in North America. **Agr. Forest Meteorol.** v. 153, p. 31-44, 2012.
- LEAL, I. R.; PERINI, M. A.; CASTRO, C. C. Estudo fenológico de espécies de Euphorbiaceae em uma área de Caatinga. **Anais...** VIII Congresso de Ecologia do Brasil, Sociedade de Ecologia do Brasil. Caxambu–MG, 2007. p.1-2, 2007.
- LEAL, K. R. D. Componentes do ciclo hidrológico e ciclagem de nutrientes na interface atmosfera-planta-solo no semiárido brasileiro. 2016. 111p.

- (INPE-5.27.18.08-TDI). Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Brasil, 2016. Disponível em: http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LPG2RP>.
- LEI, S. G., BIAN, Z. F., DANIELS, J. L., LIU, D. L. Improved spatial resolution in soil moisture retrieval at arid mining area using apparent thermal inertia. **Transact. Nonferrous Metals Soc. China,** v.24, p.1866–1873, 2014.
- LIMA, J. R. S. (Universidade Federal Rural de Pernambuco UFRPE, Garanhuns, Pernambuco, Brasil). **Dados de umidade do solo** (Excel). Comunicação pessoal, 2016.
- LIU, W. D.; BARET, F.; GU, X. F.; TONG, Q. X.; ZHENG, L. F.; ZHANG, B. Relating to surface moisture to reflectance. **Remote Sens. Environ.**, v.81, p.238-246, 2002.
- LIU, W.D.; BARET,F.; GU, X.F.; TONG, Q.X.; ZHENG, L.F.; ZHANG, B. Evaluation of methods for soil surface moisture estimation from reflectance data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, p.2069–2083, 2003.
- LUTGENS, F.K.; TARBUCK, E.J. **The Atmosphere:** an introduction to Meteorology. Prentice Hall, 1989.
- 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.
- MARENGO, J. A.; TORRES, R.; ALVES, L. M. Drought in Northeast Brazil past, present, and future. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 129, p. 1–12, 2017.
- 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.
- MCVICAR, T.R.; JUPP, D.L.B. The current and potential operational use of remote sensing to aid decisions on drought exceptional circumstances in Australia: A review. **Agricultural System**, v.57, p.399-468, 1998. Disponível em: https://doi.org/10.1016/S0308-521X(98)00026-2. Acesso em: 12/03/2015).
- MINACAPILLI, M.; AGNESE, C.; BLANDA, F.; CAMMALLERI, C.; CIRAOLO, G.; URSO, G.D.; IOVINO, M.; PUMO, D.; PROVENZANO, G.; RALLO, G. Estimation of actual evapotranspiration of Mediterranean perennial crops by means of remote sensing based surfasse energy balance models. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, v.13, p.1061–1074, 2009.

- MODIS. **Products Table**. Disponível em: < https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table>. Acesso em: 15/01/2015.
- MORAN, M. S.; CLARKE, T. R.; INOUE, Y.; VIDAL, A. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. **Remote Sens. Environ.**, v.49, p.246–263, 1994. Disponível em: https://doi.org/10.1016/0034-4257(94)90020-5. Acesso em: 15/07/2014.
- 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.
- MURPHY, P.; LUGO, A. E. Dry forests of Central America and the Caribbean. In: BULLOCK, S.H.; MOONEY, H.A.; MEDINA, E. (eds.). **Seasonally dry tropical forests.** Cambridge: Cambridge University Press, 1995. p. 146–194.
- MUSICK, H. B.; PELLETIER, R. E. Response to soil moisture of spectral indices derived from bidirectional reflectance in Thematic Mapper wavebands. **Remote. Sens. Env.**, v.25, p.167-184, 1988.
- NJOKU, E. G.; WILSON, W. J.; YUEH, S. H.; DINARDO, S. J.; LI, F. K.; JACKSON, T. J.; LAKSHMI, V.; BOLTEN, J. Observations of soil moisture using a passive and active low-frequency microwave airborne sensor during SGP99. **IEEE Trans Geosci Remote Sens**, v.40 n.12, p.2659–2673, 2002.
- NJOKU, E. G.; JACKSON, T. J.; LAKSHMI, V.; CHAN, T.; NGHIEM, S. V. Soil moisture retrieval from AMSR-E. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.,** v.41, p.215–229, 2003.
- NORBY, R.J.; DELUCIA, E.H.; GIELEN, B.; CALFAPIETRA, C.; GIARDINA, C.P.; KING, J.S.; LEDFORD, J.; MCCARTHY, H.R.; MOORE, D.J.P.; CEULEMANS, R.; DE ANGELIS, P.; FINZI, A.C.; KARNOSKY, D.F.; KUBISKE, M.E.; LUKAC, M.; PREGITZER, K.S.; SCARASCIA-MUGNOZZA, G.E.; SCHLESINGER, W.H.; OREN, R. Forest response to elevated CO₂ is conserved across a broad range of productivity. **Proc. Natl. Acad. Sci.** v.102, n.50, p.18052–18056, 2005.
- OWE M.; DE JEU R.; WALKER, J. A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v.39, p.1643–1654, 2001.
- PAL, J. S.; SMALL, E. E.; ELTAHIR, E. A. B. Simulation of regional-scale water and energy budgets: representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. **J. Geophys. Res.**, v.105, n.D24, p.29579–29594, 2000.

- PAN, M.; SAHOO, A. K.; WOOD, E. F. Improving soil moisture retrievals from a physically-based radiative transfer model. **Remote Sens. Environ.**, v.140, p.130–140, 2014.
- PANCIERA, R.; TANASE, M. A.; LOWELL, K.; WALKER, J. P. Evaluation of IEM, Dubois, and Oh radar backscatter models using airborne L-Band SAR. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v. 52, n. 8, p. 4966–4979, 2014a.
- PANCIERA, R.; WALKER, J. P.; JACKSON, T. J.; GRAY, D. A.; TANASE, M. A.; RYU, D.; MONERRIS, A.; YARDLEY, H.; RUDIGER, C.; WU, X.; GAO, Y.; HACKER, J. M. The soil moisture active passive experiments (SMAPEx): toward soil moisture retrieval from the SMAP mission. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v.52, p.490–507, 2014b.
- PARIDA, B.R. Analysing the effect of severity and duration of Agricultural drought on crop performance using Terra/MODIS Satellite data and meteorological data. 2006. 92p. Thesis (Master of Science in Geo-information Science and Earth Observation with Specialization in Natural Hazard studies). International Institute for Geo-information Science and Earth Observation (ITC), The Netherlands, 2006.
- PATEL, N.R.; PARIDA, B.R.; VENUS, V.; SAHA, S.K.; DADHWAL, V. K. Analysis of agricultural drought using vegetation temperature condition index (VTCI) from Terra/MODIS satellite data. **Environ. Monit. Assess.**, v.184, p.7153–7163, 2012. Disponível em: <doi: 10.1007/s10661-011-2487-7>. Acesso em: 30/11/2014.
- PEREIRA FILHO, J.; BAKKE, O. Produção de forragem de espécies herbáceas Da Caatinga. In: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. S. B.; CESTARO, L. A.; KAGEYAMA, P. Y. (orgs.). Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, 2010. p.145–159.
- 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.**, v.33, p.224-250, 2009.
- PETROPOULOS, G. P.; CARLSON, T. N. Retrievals of turbulent heat fluxes and soil moisture content by Remote Sensing. In: WENG, Q. (ed.). **Advances in environmental remote sensing:** sensors, algorithms, and applications. Ed. Taylor and Francis, 2011. p.469-501. ISBN: (978-1-4200-9175-5).
- PETROPOULOS, G. Remote Sensing of energy fluxes and soil moisture content. Boca Raton, Florida, EUA: CRC Press Taylor & Francis Group, 2014. 546p. ISBN: (978-1-4665-0579-7).

- PENNINGTON, R.T.; PRADO, D.E.; PENDRY, C.A. Neotropical seasonally dry forests and Quaternary vegetation changes. **J. Biogeography**, v.27, p.261-273, 2000.
- PINHEIRO E. A. R; COSTA C. A. G; de ARAÚJO J. C. Effective root depth of the Caatinga biome. **J. Arid. Environ.**, v.89, p.1-4, 2013. http://dx.doi.org/10.1016/j.jaridenv.2012.10.003.
- PINTO, C. S. **Curso básico de mecânica dos solos**. 2. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2002.
- PRADO, D. E. Seasonally dry forests of tropical South America: from forgotten ecosystems to a new phytogeographic unit. **Edinburgh Journal of Botany**, v.57, 437-461, 2000.
- PRICE, J.C. Using Spatial Context in Satellite Data to Infer Regional Scale Evapotranspiration. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v.28, p.940-948 1990.
- QIN, J.; YANG, K.; LU, N.; CHEN, Y.; ZHAO, L.; HAN, M. Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia. **Remote Sens. Environ.**, v.138, p.1–9, 2013.
- QUEIROZ, L. P. The Brazilian caatinga: phytogeographical patterns inferred from distribution data of the Leguminosae. In: PENNINGTON, R. T.; LEWIS, G. P. & RATTER, J. A. (eds.). **Neotropical savannas and dry forests:** plant diversity, biogeography, and conservation. Oxford: Taylor & Francis CRC Press, 2006b. p.113-149.
- RAMILLIEN, G.; FAMIGLIETTI, J. S.; WAHR, J. Detection of continental hydrology and glaciology signals from GRACE: a review. **Surv. Geophys.** v.29, n.4-5, p.361–374, 2008.
- RATTER, J. A.; ASKEW, G. P.; MONTGOMERY, R.; GIFFORD, D. R. Observations on forests of some mesotrophic soils in central Brazil. **Revista Brasileira de Botanica**, v.1, p.47–58, 1978.
- 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.

- RODELL, M.; VELICOGNA, I.; FAMIGLIETTI, J. S. Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. **Nature**, v.460, n.7258, p.999–1002, 2009.
- 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.
- ROSSATO, L.; ALVALÁ R. C. S.; TOMASELLA, J. Variação espaço-temporal da umidade do solo no Brasil: análise das condições médias para o período de 1971-1990. **Rev. Bras. Meteorol.**, v.19, p.113-122, 2004.
- 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.
- SAAVEDRA, O. F. C. Estimativa da umidade do solo através de séries temporais de NDVI e LST na planície de inundação da Ilha do Bananal. 2016. 65p. (INPE-17758-TDI/2506). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Brasil, 2016. Disponível em: http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M46TCB.
- SANTOS, J. C. et al. Caatinga: the scientific negligence experienced by a dry tropical forest. **Trop. Conservation Sci.**, v.4, p.276-286, 2011.
- SCHMUGGE, T. Remote sensing of surface soil moisture. **Journal of Applied Meteorology**.v.17, n.10, p. 1549-1557, 1978.
- SENEVIRATNE, S.I., LÜTHI, D., LITSCHI, M., SCHÄR, C. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. **Nature**, v.443, p. 205–209, 2006.
- 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.
- SHI, J.; JIANG, L.; ZHANG, L.; CHEN, K.; WIGNERON, J.; CHANZY, A. A Parameterized Multifrequency-polarization Surface Emission Model. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.**, v.43, p.2831–2841, 2005.
- SILVA, R. A. B.; LIMA, J. R. S.; ANTONINO, A. C. D.; GONDIM, P. S. S.; SOUZA, E. S.; JUNIOR, G. B. Water balance in Regosols cultivated with signal grass (Brachiaria Decumbens Stapf). **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, v.38,p.147-157, 2014. Disponível em: http://dx.doi.org/10.1590/S0100-06832014000100014 (acesso em 13/07/2015).

- SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C. Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing Eucalyptus plantation in Brazil. **Journal of Hydrology**, v.253, p.130-147, 2001.
- 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.
- SOLIMAN, A.; HECK, R.J.; BRENNING, A.; BROWN, R.; MILLER, S. Remote sensing of soil moisture in vineyards using airborne and ground-based thermal inertia Data. **Remote Sens.**, v.5, p.3729–3748, 2013.
- SOUZA, R. M. S; SOUZA, E. S.; ANTONINO, A. C. D.; LIMA, J. R. S. Balanço hídrico em área de pastagem no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.19, p.449–455, 2015. Disponível em: <DOI:10.1590/1807-1929/agriambi.v19n5p449-455>. Acesso em: 13/07/2016.
- STISEN, S.; SANDHOLT, I.; NORGAARD, A.; FENSHOLT, R.; JENSEN, K.H. Combining the triangle method with thermal inertia to estimate regional evapotranspiration Applied to MSG-SEVIRI data in the Senegal River Basin. **Remote Sens. Environ.**, v.112, p.1242–1255, 2008. Disponível em: http://doi.org/10.1016/j.rse.2007.08.013. Acesso em: 12/03/2015.
- TAPLEY, B.D.; BETTADPUR, S.; RIES, J.C.; THOMPSON, P.F.; WATKINS, M.M. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. **Science**, v.305, p.503–505, 2004.
- 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.
- 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, n.2., 2000, Siena, Italy. **Proceedings...** Perugia: GNDCI pub. n. 2547, 2000. 529p.
- TUCCI, C. E. M. **Hidrologia**: ciência e aplicação. 3. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2002. 943 p.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE (UFCG). Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA). **Dados climatológicos do Estado de Pernambuco**. Disponível em:
- http://www.dca.ufcg.edu.br/clima/dadospe.htm. Acesso em: 13/07/2016.
- ULABY, F. T.; DUBOIS, P. C.; Van ZYL, J. Radar mapping of surface soil moisture. **J. Hydrol.**, v.184, p.57–84, 1996.

- VELLOSO, A.L.; SAMPAIO, E.V.S.B.; PAREYN, F.G.C. **Ecorregiões propostas para o Bioma Caatinga.** Recife: Associação Plantas do Nordeste Instituto de Conservação Ambiental The Nature Conservancy do Brasil, 2002.
- VEREECKEN, H.; HUISMAN, J. A.; PACHEPSKY, Y.; MONTZKA, C.; van der KRUK, J.; BOGENA, H.; WEIHERMULLER, L.; HERBST, M.; MARTINEZ, G.; VANDERBORGHT, J. On the spatiotemporal dynamics of soil moisture at the field scale. **J. Hydrol.**, v.516, p.76-96, 2014.
- VERMOTE, E. F.; KOTCHENOVA, S. Y.; 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.
- VIEIRA, R. M. S. P.; CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; CARVALHO, V. C.; FERRAZ NETO, S.; SESTINI, M. F. Land use and land cover map of a semiarid region of Brazil for meteorological and climatic models, Rev. Bras. Meteorol., v. 28, p.129-138, 2013.
- 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.
- WALKER, J. P. Estimating soil moisture profile dynamics from nearsurface soil moisture measurements and standard meteorological data. 1999. 766p. Thesis (Doctor of Philosophy in the field of Environmental Engineering), The University of Newcastle, New South Wales, Australia, 1999.
- WANG, Z. X.; LIU, C.; HUETE, A. From AVHRR-NDVI to MODIS-EVI: Advances in vegetation index research. **Acta Ecologica Sinica** v.23, n. 5, p.979-988, 2003.
- WANG, L.; QU, J. J. NMDI: A normalized multi-band drought index for monitoring soil and vegetation moisture with satellite remote sensing. **Geophysical Research Letters**, v.34, L20405, 2007.
- WANG, L.; QU, J. J.; HAO, X. Forest fire detection using the normalized multiband drought index (NMDI) with satellite measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, n.11, p.1767–1776, 2008.
- 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.

- WERNECK, F.P. The diversification of eastern South American open vegetation biomes: Historical biogeography and perspectives. **Quaternary Sci. Reviews**, v.30, p.1630-1648, 2011.
- 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.
- WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, J. J.; FEDDEMA, K. M.; KLINK, D. R. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, v.90, p.8995-9005, 1985.
- 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.
- ZHANG, D.; TANG, R.; ZHAO, W.; TANG, B.; WU, H.; SHAO, K.; LI, Z. L. Surface soil water content estimation from thermal remote sensing based on the temporal variation of land surface temperature. **Remote Sens.** v.6, p.3170–3187, 2014a.