UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA

MONITORAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DA COBERTURA VEGETAL DO BIOMA CAATINGA NO CEARÁ MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS

JHON LENNON BEZERRA DA SILVA

RECIFE - PE
2016

JHON LENNON BEZERRA DA SILVA

MONITORAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DA COBERTURA VEGETAL DO BIOMA CAATINGA NO CEARÁ MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola (PGEA) da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) como parte das exigências para obtenção do título de **Mestre** em Engenharia Agrícola. Área de Concentração: Engenharia de Água e Solo. Linha de Pesquisa: Agrometeorologia.

Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura.

RECIFE – PE
2016

Ficha catalográfica

S586m Silva, Jhon Lennon Bezerra da
Monitoramento espaço-temporal da cobertura vegetal do bioma Caatinga no Ceará mediante imagens orbitais / Jhon Lennon Bezerra da Silva. – 2016.
117 f. : il.

Orientador: Geber Barbosa de Albuquerque Moura.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Recife, BR-PE, 2016.
Inclui referências.

1. Sensoriamento remoto 2. Balanço de energia 3. Uso da terra 4. Alterações ambientais 5. Agrometeorologia I. Moura, Geber Barbosa de Albuquerque, orientador II. Título

CDD 631

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

JHON LENNON BEZERRA DA SILVA

MONITORAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DA COBERTURA VEGETAL DO BIOMA CAATINGA NO CEARÁ MEDIANTE IMAGENS ORBITAIS

Dissertação defendida e aprovada em 25 de julho de 2016.

Orientador:

_____

Prof. Geber Barbosa de Albuquerque Moura, Dr.Sc.
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO (UFRPE)

Examinadores:

_____

Prof. Pabrício Marcos Oliveira Lopes, Dr.Sc.
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO (UFRPE)

_____

Prof. Ênio Farias França e Silva, Dr.Sc.
UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO (UFRPE)

_____

Roni Valter de Souza Guedes, Dr.Sc.
AGÊNCIA PERNAMBUCANA DE ÁGUAS E CLIMA (APAC)

DEDICO:

Ao Senhor Deus e ao seu filho Jesus Cristo;
À toda minha família, em especial aos meus pais Manoel Eduardo e Maria Santana;
Aos meus irmãos Douglas e Glícia;
As minhas queridas sobrinhas Sofya e Raíssa, especialmente, todo meu afeto;
Ao meu avô Antônio Jacinto *(in memoriam)*;
A todos os amigos, com carinho à José Ivanilson *(in memoriam)*.

“Eu vivo no presente, para construir o futuro, com a experiência do passado. ”

(Soichiro Honda)

AGRADECIMENTOS

Ao “SENHOR DEUS PAI e ao seu FILHO JESUS CRISTO” por toda grandeza na minha vida agraciando-me sempre com muita saúde para lutar, enfrentar e superar todos os obstáculos da vida e diante da mesma pelo grandioso amor, por toda paz e proteção nessa jornada.

Em especial, aos meus pais Manoel Eduardo Bezerra da Cunha e Maria Santana da Silva Cunha pelo inimaginável e insubstituível amor, carinho, compreensão e incentivo, jamais realizaria essa etapa sem o primeiro de muitos degraus que me concederam, devo ao conjunto dos dois tamanha conquista nos dias de hoje e nos demais que virão. Aos meus irmãos Douglas Bezerra e Glícia Bezerra por sempre acreditarem na minha pessoa e, que assim, também consegui encontrar forças para continuar e atingir esse sucesso.

À toda a minha família, em nome principalmente da minha avó Jesuíte Santana e minha tia Vânia Santana, mulheres de fibra e guerreiras, que sempre foram dedicadas à família, filhos, netos, bisnetos e, principalmente os sobrinhos, e também não menos aos demais integrantes dessa linda e humilde família, que tanto me sinto realizado por fazer parte.

Ao Professor orientador Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura por toda confiança, paciência e por tamanha orientação, é exemplo de um grande educador, um profissional com imensa educação e humildade, amigo rico em conhecimentos relevantes seja profissional ou pessoal, dos quais consegui adquirir boa parte e colocar em prática na realização desta pesquisa.

Ao Professor Dr. Pabrício Marcos Oliveira Lopes, também grande educador e profissional rico em conhecimentos, agradeço pelo incentivo, pelas considerações e pela disponibilidade em sempre ajudar da melhor forma.

Ao Professor Dr. Ênio França Farias e Silva pela disponibilidade em fazer parte do corpo examinador, por tamanho profissionalismo, sempre muito esclarecedor e atencioso e, principalmente pelas contribuições diante desta pesquisa.

Ao Dr. Roni Valter de Souza Guedes pela disponibilidade em fazer parte do corpo examinador, também pelas ótimas considerações que ajudaram da melhor forma este estudo.

Ao Professor Dr. Bernardo Barbosa Silva pela imensa educação, atenção e ensinamentos ao decorrer das disciplinas realizadas na UFPE, tamanha experiência e conhecimentos foram relevantes para que pudesse diante do aprendizado adquirido desenvolver a pesquisa científica.

À renomada Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE) pela oportunidade de fazer parte do corpo discente. Em especial, ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia

Agrícola e a todo corpo docente, em nome dos respectivos Coordenador e Vice-Coordenador Professor Dr. Mário Monteiro Rolim e Ênio França Farias e Silva, pela estrutura da Pós-Graduação, pelo apoio e insistência nas demais atividades que os comprometem.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudo, importantíssima para o cumprimento das atividades durante todo o período de realização da pesquisa e pelo incentivo a pesquisa científica de modo geral.

À Professora Dra. Cristina Rodrigues Nascimento pela disponibilidade em fazer parte da banca examinadora do projeto de dissertação inicialmente e, principalmente pelas ótimas considerações e contribuições que o fizeram mais relevante.

À Manuel Cunegundes Capano pela disponibilidade diante das informações e a importante ajuda em todos os processos administrativos.

À também renomada Universidade Federal de Pernambuco (UFPE) pela oportunidade de fazer parte do corpo discente como aluno especial, diante do Programa de Pós-Graduação de Engenharia Civil por dois semestres letivos.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) pela disponibilidade e repasso dos dados meteorológicos, essenciais para o desenvolvimento desta pesquisa científica.

Aos amigos encontrados e existentes no PGEA em geral e na UFPE, seja no mestrado ou no doutorado, todos aqueles que foram companheiros nas disciplinas, no almoço e nos estudos particulares. Agradeço em especial, aos meus amigos Fábio Ferreira, Anna Hozana, Francisco Sanguino, Antonio Gebson, Cleene Lima, Sisgo Rachith, Renato Augusto, Douglas Alberto, Pedro Henrique, Bruno Eduardo, Carlos Roberto, José Diorgenes, José Eduardo, José Neto, Danilo Rodrigues, Ronaldo Alves, Raguiara Primo, Raphaela Revoredo, Eulâmpio Filho, Evanilson Paulino, Breno Lima, Jussara Freire, Yenê Medeiros, Gabrielle Saraiva, Viviane Gomes, com vocês foram ótimos dias de aprendizado e, principalmente pelas brincadeiras que tanto deram também grande sentido à vida a cada dia, diante da felicidade de todos.

À minha amiga e namorada Joyce Alexandre pela paciência e compreensão em tudo ao longo desses dias distantes, também por todo apoio e carinho concedido, mais sempre estávamos juntos sentimentalmente.

Aos amigos de sempre e para sempre, companheiros de infância, estudos, festas, das coisas boas e ruins, mais sempre estávamos juntos. A distância somente aumentou tamanho sentimento de amor, respeito e fidelidade diante de todos. Em especial, a Leânia Alexandre, Tiago Pereira, Elison Lima, Emilio Bruno, Eliarde Alves, Charles Siebra, e Wesley Lívio.

Meu muito OBRIGADO a todos...

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS..... x
LISTA DE TABELAS..... xii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS..... xiv
LISTA DE SÍMBOLOS..... xv
RESUMO..... xix
ABSTRACT..... xx
1 INTRODUÇÃO..... 21
2 OBJETIVOS..... 24
2.1 Objetivo Geral..... 24
2.2 Objetivos Específicos..... 24
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 25
3.1 Radiação solar..... 25
3.2 Geotecnologias..... 26
3.2.1 Satélites e sensores..... 26
3.3 SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)..... 30
3.4 Saldo de radiação..... 32
3.4.1 Albedo da superfície..... 34
3.4.2 Índices de vegetação..... 37
3.4.3 Temperatura da superfície..... 39
3.5 Evapotranspiração..... 41
4 MATERIAL E MÉTODOS..... 45
4.1 Área de estudo..... 45
4.2 Dados meteorológicos..... 46
4.3 Dados orbitais..... 49
4.4 Emprego do algoritmo SEBAL e suas etapas..... 51
4.4.1 Radiância espectral (Etapa 1)..... 53
4.4.1.1 *Landsat* 5 TM (radiância)..... 54
4.4.1.2 *Landsat* 8 OLI (radiância)..... 54
4.4.2 Refletância espectral monocromática (Etapa 2)..... 55

4.4.2.1 *Landsat* 5 TM (refletância)..... 55
4.4.2.2 *Landsat* 8 OLI (refletância)..... 55
4.4.2.3 *Landsat* 8 OLI (cômputos dos pesos)..... 56
4.4.3 Albedo planetário ou no topo da atmosfera (Etapa 3)..... 57
4.4.3.1 *Landsat* 5 TM (albedo)..... 57
4.4.3.2 *Landsat* 8 OLI (albedo)..... 58
4.4.4 Albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos (Etapa 4)..... 58
4.4.5 Índices de vegetação (Etapa 5)..... 60
4.4.5.1 NDVI..... 60
4.4.5.2 SAVI..... 61
4.4.5.3 IAF..... 61
4.4.6 Emissividades da superfície (Etapa 6)..... 61
4.4.7 Temperatura da superfície (Etapa 7)..... 62
4.4.8 Radiação de onda longa emitida pela superfície (Etapa 8)..... 63
4.4.9 Radiação de onda curta incidente na superfície (Etapa 9)..... 63
4.4.10 Radiação de onda longa incidente pela atmosfera (Etapa 10)..... 63
4.4.11 Saldo de radiação instantâneo à superfície (Etapa 11)..... 64
4.4.12 Fluxo instantâneo de calor no solo (Etapa 12)..... 65
4.4.13 Fluxo instantâneo de calor sensível (Etapa 13)..... 65
4.4.14 Fluxo instantâneo de calor latente (Etapa 14)..... 73
4.4.15 Evapotranspiração real diária (Etapa 15)..... 73
4.5 Evapotranspiração de referência: modelo físico padrão da FAO-56..... 74
4.6 Análise estatística..... 75
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO..... 76
5.1 Análise da variabilidade temporal e espacial dos parâmetros biofísicos..... 76
5.2 Albedo da superfície..... 77
5.3 Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF..... 82
5.3.1 NDVI..... 82
5.3.2 SAVI..... 87
5.3.3 IAF..... 90
5.4 Temperatura da superfície..... 93
5.5 Saldo de radiação instantâneo à superfície..... 97
5.5.1 Saldo de radiação diário à superfície..... 101

5.6 Evapotranspiração..... 103
6 CONCLUSÕES..... 108
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... 110

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa espacial de localização da área de estudo: Iguatu – CE, imagem do satélite *Landsat* 8 OLI no dia 24 de agosto de 2015 em cor natural na composição RGB – 432.....46

Figura 2 – Fluxograma do processamento dos parâmetros biofísicos para determinação do saldo de radiação instantâneo e diário à superfície (R_n e $R_{n\ 24h,}$ W m^{-2}) e do fluxo de calor no solo instantâneo (G, W m^{-2}).....52

Figura 3 – Fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível instantâneo (H, W m^{-2}).....66

Figura 4 – Carta temática do albedo corrigido (α_{sup}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....78

Figura 5 – Carta temática do índice de vegetação (NDVI) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....84

Figura 6 – Carta temática do índice de vegetação (SAVI) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....88

Figura 7 – Carta temática do índice de vegetação (IAF, m^{-2} m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....91

Figura 8 – Carta temática da temperatura da superfície (T_s, °C) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....94

Figura 9 – Carta temática do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....99

Figura 10 – Carta temática do saldo de radiação diário à superfície ($R_{n\ 24hs}$, W m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011

(C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....101

Figura 11 – Carta temática da evapotranspiração real diária ($ET_{r\ 24h}$, mm dia^{-1}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.....105

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características do programa do satélite *Landsat* e seus respectivos sensores ao longo dos anos. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*)...28

Tabela 2 – Características do satélite *Landsat* 5 TM e do *Landsat* 8 OLI/TIRS. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*).....29

Tabela 3 – Características de cada banda utilizada dos sensores TM e OLI/TIRS. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*).....30

Tabela 4 – Precipitação pluviométrica mensal da estação meteorológica automática do INMET no Município de Iguatu – CE para os anos estudados na pesquisa.....48

Tabela 5 – Precipitação pluviométrica acumulada na estação meteorológica do Município de Iguatu – CE, nos 20 dias antecedentes ao imageamento dos sensores TM e OLI/TIRS.....49

Tabela 6 – Dados de entrada e variáveis no instante da passagem do satélite na estação meteorológica automática empregados no estudo.....51

Tabela 7 – Coeficientes de calibração do Mapeador Temático (TM) do *Landsat* 5.....53

Tabela 8 – Variáveis instantâneas essenciais aos cômputos dos parâmetros biofísicos envolvidos no balanço de energia.....76

Tabela 9 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do albedo corrigido da superfície.....80

Tabela 10 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação NDVI.....86

Tabela 11 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação SAVI.....89

Tabela 12 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação IAF (m^{-2} m^{-2}).....92

Tabela 13 – Emissividades de cada pixel no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}), necessários ao cômputo da temperatura da superfície (T_s, ºC).....93

Tabela 14 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas da temperatura da superfície (T_s, ºC).....96

Tabela 15 – Variáveis médias instantâneas necessárias aos cômputos do saldo de radiação instantâneo (R_n, W m^{-2}) e diário ($R_{n\,24h}$, W m^{-2}) à superfície.....98

Tabela 16 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2}).....100

Tabela 17 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do saldo de radiação diário à superfície ($R_{n\,24h}$, W m^{-2}).....102

Tabela 18 – Médias dos fluxos instantâneos de calor no solo (G, W m^{-2}), sensível (H, W m^{-2}) e latente (LE, W m^{-2}).....104

Tabela 19 – Relação da diferença entre a evapotranspiração real diária média ($ET_{r\,24h}$, mm dia^{-1}) pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração de referência diária média ($ET_{o\,24h}$, mm dia^{-1}) pelo modelo físico padrão da FAO-56 de Penman-Monteith.....106

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ETM	*Enhanced Thematic Mapper*
ETM+	*Enhanced Thematic Mapper Plus*
FAO	*Food and Agriculture Organization*
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IPECE	Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará
LANDSAT	*Land Remote Sensing Satellite*
METRIC	*Mapping evapotranspiration at high resolution and with internalized calibration*
MODIS	*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
MSS	*Multispectral Scanner System*
NASA	*National Aeronautics and Space Administration*
OLI	*Operational Land Imager*
RBV	*Return Beam Vidicon*
RGB	*Red* (Vermelho), *Green* (Verde), *Blue* (Azul)
SEBAL	*Surface Energy Balance Algorithm for Land*
TIRS	*Thermal Infrared Sensor*
TOA	Topo da Atmosfera
TM	*Thematic Mapper*
USGS	*United States Geological Survey*
UTM	*Universal Transverse Mercator*
WGS	*World Geodetic System*

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Albedo
α_{toa}	Albedo planetário de cada pixel
α_{sup}	Albedo da superfície corrigido de cada pixel para os efeitos atmosféricos
θ	Ângulo zenital solar
E	Ângulo de elevação do Sol
Z_x	Altura acima da superfície (m)
Z_1 e Z_2	Alturas em metros acima do dossel da vegetação (Z_1 = 0,1 m e Z_2 = 2,0 m)
z	Altitude de cada pixel (m)
h	Altura média da vegetação na estação meteorológica (m)
W	Água precipitável (mm)
b (subscrito)	Bandas do *Landsat* 5 TM e 8 OLI
$r_{b\,IV}$ e $r_{b\,V}$	Bandas refletivas 4 e 3 do *Landsat* 5 TM e bandas 5 e 4 do *Landsat* 8 OLI, respectivamente
L_{b6}	Banda termal do satélite *Landsat* 5 de sensor TM
L_{b10}	Banda termal do *Landsat* 8 de sensor TIRS
c_p	Calor específico do ar à pressão constante (1004 J kg^{-1} K^{-1})
λ	Calor latente de evaporação da água, igual a 2,45 MJ kg^{-1} a 20 ºC
K_t	Coeficiente de turbidez da atmosfera
Z_{om}	Coeficiente de rugosidade local ao transporte de momentum
"a" e "b"	Constantes de calibração da diferença da temperatura (T_1-T_2)
L_{monin}	Comprimento de Monin-Obukhov (m)
L	Constante de ajuste do solo (SAVI)
K_1 e K_2	Constantes de calibração das bandas termais do *Landsat* 5 TM (banda termal 6, L_{b6}) e do *Landsat* 8 TIRS (banda termal 10, L_{b10}), extraídos dos metadados
σ	Constante de Stefan-Boltzman (σ = 5,67x10^{-8} W m^{-2} K^{-4})
S	Constante solar (1367, W m^{-2})
k	Constate de Von Karman (k = 0,41)
γ	Constante psicrométrica (kPa °C^{-1})

$\psi_{m(200m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de momentum na altura de 200 m
$\psi_{h(2m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 2 m
$\psi_{h(0,1m)}$	Correção da estabilidade atmosférica para o transporte de calor na altura de 0,1 m
DSA	Dia sequencial do ano
dT	Diferença de temperatura próxima à superfície (°C)
ε_a	Emissividade atmosférica do ar
ε_{NB}	Emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal
ε_o	Emissividade de cada pixel no domínio da banda larga
$ET_{r\ 24h}$ (SEBAL)	Evapotranspiração real estimada pelo SEBAL utilizando-se imagens do sensor TM e OLI/TIRS (mm dia^{-1})
$ET_{o\ 24h}$	Evapotranspiração de referência pelo modelo físico padrão de Penman Monteith da FAO-56 (mm dia^{-1})
P_i	Evapotranspiração estimada pelo SEBAL
O_i	Evapotranspiração determinada pelo método físico de Penman-Monteith da FAO-56
$FE_{inst.}$	Fração Evaporativa instantânea
FE_{24h}	Fração evaporativa diária
G	Fluxo instantâneo de calor no solo (W m^{-2})
$G_{\ pixel\ quente}$	Fluxo instantâneo de calor no solo no pixel quente (W m^{-2})
H	Fluxo instantâneo de calor sensível (W m^{-2})
H_{quente}	Fluxo instantâneo de calor sensível no pixel quente (W m^{-2})
LE	Fluxo instantâneo de calor latente (W m^{-2})
LE_{24h}	Fluxo de calor latente diário (W m^{-2})
LE_{quente}	Fluxo instantâneo de calor latente no pixel quente (W m^{-2})
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor na saturação (kPa $°C^{-1}$)
K	Graus Kelvin
IAF	Índice de área foliar (m^{-2} m^{-2})
SAVI	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo
$SAVI_{\ pixel\ quente}$	Índice de vegetação ajustado aos efeitos do solo no pixel quente
NDVI	Índice de vegetação da diferença normalizada

IV	Infravermelho
d_r	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol
$k_{b\ Land\ 5}$	Irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do *Landsat* 5 TM no Topo da Atmosfera – TOA (W m^{-2} μm^{-1})
$k_{b\ Land\ 8}$	Irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do *Landsat* 8 OLI no Topo da Atmosfera – TOA (W m^{-2} μm^{-1})
ρ	Massa especifica do ar (kg m^{-3})
m	Metro
m s^{-1}	Metro por segundo
MJ m^{-2} dia^{-1}	Mega Joule por metro quadrado dia
g	Módulo do campo gravitacional terrestre (9,81 m s^{-2})
mm dia^{-1}	Milímetro por dia
ND	Número Digital (nível de cinza)
n	Número de pares das variáveis
$p_{b\ Land\ 8}$	Pesos para cada banda do *Landsat* 8 OLI
e_a	Pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa)
e_s	Pressão de saturação do vapor d'água (kPa)
P_o	Pressão atmosférica instantânea medida na estação meteorológica automática da área em estudo (kPa)
kg m^{-2}	Quilograma por metro quadrado
km	Quilômetro
kPa $^oC^{-1}$	Quilo Pascal por grau Celsius
$R_{sol\ inc\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente na superfície de cada pixel (W m^{-2})
$R_{ol\ atm\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície de cada pixel (W m^{-2})
$R_{ol\ emi\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície de cada pixel (W m^{-2})
$L_{mín}$	Radiância espectral mínima
$L_{máx}$	Radiância espectral máxima
$L_{b\ Land\ 5}$ e $L_{b\ Land\ 8}$	Radiância espectral de cada pixel em cada banda dos satélites *Landsat* 5 TM e 8 OLI (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1})
α_{atm}	Refletância da própria atmosfera
$r_{b\ Land\ 5}$ e $r_{b\ Land\ 8}$	Refletância espectral monocromática de cada pixel em cada banda dos satélites *Landsat* 5 TM e 8 OLI (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1})

r_{ah}	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor (m s^{-1})
$r_{ah\ pixel\ quente}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor no pixel quente (m s^{-1})
R_n	Saldo de radiação instantâneo à superfície (W m^{-2})
$R_{n\ pixel\ quente}$	Saldo de radiação instantâneo à superfície no pixel quente (W m^{-2})
$R_{n\ 24h}$	Saldo de radiação diário à superfície (W m^{-2})
$Add_{rad\ b}$ e $Add_{ref\ b}$	Termo aditivo do satélite *Landsat* 8 OLI para radiância e refletância, respectivamente.
$Mult_{rad\ b}$ e $Mult_{ref\ b}$	Termo multiplicativo do satélite *Landsat* 8 OLI para radiância e refletância, respectivamente.
T_{ar}	Temperatura do ar instantânea medida na estação meteorológica automática (°C)
T_s	Temperatura da superfície (graus Kelvin)
T_{med}	Temperatura média diária (°C), calculada a partir das temperaturas do ar máxima e mínima, medidas na estação meteorológica da área de estudo
$T_{s\ pixel\ quente}$	Temperatura da superfície no pixel quente (°C)
$T_{s\ pixel\ frio}$	Temperatura da superfície no pixel frio (°C)
τ_{sw}	Transmissividade atmosférica instantânea no domínio da radiação solar para dias de céu claro
$\tau_{sw\ 24h\downarrow}$	Transmissividade atmosférica média diária
UR	Umidade relativa do ar instantânea (%)
u*	Velocidade de fricção na estação meteorológica (m s^{-1})
u_x	Velocidade do vento (m s^{-1})
u_{10}	Velocidade do vento a 10 metros de altura (m s^{-1})
u_2	Velocidade do vento a 2 metros de altura (m s^{-1})
u_{200}	Velocidade do vento a 200 metros de altura (m s^{-1})
V	Vermelho
W m^{-2}	Watts por metro quadrado

SILVA, J. L. B. **Monitoramento espaço-temporal da cobertura vegetal do bioma Caatinga no Ceará mediante imagens orbitais**. 2016. 117 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE.

Autor: Jhon Lennon Bezerra da Silva
Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

RESUMO: Nos últimos anos com o avanço do sensoriamento remoto baseado em imagens de satélite ou de outras plataformas, tornou-se possível o monitoramento de diferentes e grandes áreas dos diversos biomas existentes no mundo, para analisar e interpretar as possíveis alterações ambientais acarretadas por processos sejam eles naturais e/ou antrópicos. Utilizou-se nesta pesquisa o algoritmo SEBAL para estimar as componentes dos balanços de radiação e energia, bem como, a evapotranspiração real diária ($ET_{r\ 24h}$), objetivando-se identificar e analisar a dinâmica espaço-temporal de parâmetros biofísicos na detecção de alterações ambientais, por meio de técnicas de sensoriamento remoto diante de imagens orbitais para o semiárido brasileiro. A área de estudo foi o Município de Iguatu, localizado no estado do Ceará, semiárido brasileiro. Utilizou-se seis imagens do satélite *Landsat* 5 e 8, nos respectivos sensores TM e OLI/TIRS entre os anos de 2008 a 2015. Utilizou-se também dados complementares de superfície: temperatura média do ar (T_{ar}, ºC), umidade relativa do ar (UR, %), pressão atmosférica do ar (P_o, kPa), velocidade do vento (u_x, m s^{-1}), radiação solar global ($R_{S\ 24h}$, MJ m^{-2} e W m^{-2}), obtidos em uma estação meteorológica automática situada na própria área de estudo pertencente ao INMET. As imagens foram processadas a partir do software ERDAS imagine, versão 9.1. Realizou-se os processos de calibração radiométrica e a conversão para radiância e refletância, em que as operações matemáticas foram realizadas a partir da ferramenta Model Maker. As cartas temáticas dos parâmetros biofísicos: albedo, índices de vegetação: NDVI, SAVI, IAF, temperatura da superfície, saldo de radiação instantâneo e diário e a evapotranspiração real diária foram processadas pelo software ArcGis 10.2.2. Utilizou-se a estatística descritiva para determinar as diferenças dos parâmetros biofísicos diante das ações antrópicas e do clima local e observou a diferença entre a $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) e a $ET_{o\ 24h}$ da FAO-56. Observou-se para os distintos usos e ocupações do solo os valores de albedo na caatinga de 0,14, áreas irrigadas de 0,27, urbana de 0,31, água de 0,04 e solo exposto de 0,33. Nos índices de vegetação, o NDVI foi na caatinga foi de 0,32, nas áreas irrigadas entre 0,50 a 0,80. A temperatura da superfície na caatinga foi de 32,12°C, áreas irrigadas de 29,37°C, urbana de 36,16°C, água de 25,55°C e solo exposto foi de 41,74°C. Para o saldo de radiação instantâneo na caatinga arbustiva densa o valor foi de 608,12 W m^{-2}, áreas irrigadas de 413,16 W m^{-2}, urbana de 272,80 W m^{-2}, água de 720,90 W m^{-2} e solo exposto valor de 335,73 W m^{-2}. Alterações do uso e ocupação do solo foram identificadas com o aumento do albedo e da temperatura da superfície. Os índices de vegetação identificaram satisfatoriamente o comportamento da vegetação circundante no Município de Iguatu – CE, destacando-se como indicadores de áreas em processo de degradação no semiárido. O saldo de radiação mostrou está intimamente relacionado com a tendência dos demais parâmetros analisados, principalmente, o albedo e a temperatura da superfície. A $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) não se ajustou a $ET_{o\ 24h}$, mostrando-se que ainda carece de estudo, principalmente para época de sequeiro, ou seja, está longe do potencial, não dando para compará-las. Recomenda-se que ações mitigadoras devem ser tomadas para que o processo de degradação não se torne permanente, que não haja tantas perdas na seca, e assim recuperar o meio ambiente, evitando processos futuros de desertificação.

Palavras-chave: Sensoriamento remoto; balanço de energia; uso da terra; alterações ambientais; agrometeorologia.

SILVA, J. L. B. **Spatial-temporal monitoring the plant cover of the Caatinga biome in Ceará by orbital images**. 2016. 117 f. Dissertation (Masters in Agricultural Engineering) – Federal Rural University of Pernambuco – UFRPE.

Autor: Jhon Lennon Bezerra da Silva
Orientador: Prof. Dr. Geber Barbosa de Albuquerque Moura

ABSTRACT: In the last years with the advancement of remote sensing based on satellite images or other platforms, it became possible to monitor different and huge areas with the several biomes in the world, to analyze and interpret the possible environmental changes brought about by processes natural and / or man-made. The SEBAL was used in this research to estimate the components of radiation and energy balances as well as the daily evapotranspiration ($ET_{r\ 24h}$), with the objective to identify and analyze the spatiotemporal dynamics of biophysical parameters to detect environmental changes through remote sensing techniques on satellite images for the Brazilian semiarid region. The study area was the city of Iguatu, located in the state of Ceara, Brazil's semi-arid. It was used six images of the *Landsat* 5 and 8 satellite, in their TM and OLI/TIRS sensors between 2008 to 2015, where it was used complementary surface data: average air temperature (T_{ar}, °C), relative humidity (RH, %), atmospheric air pressure (P_o, kPa), wind speed (u_x, m s^{-1}), the global solar radiation ($R_{s\ 24h}$, MJ m^{-2} and W m^{-2}) obtained in an automatic weather station located in own study area belonging to the INMET. The images were processed from ERDAS software, version 9.1. It was accomplished the radiometric calibration process and the conversion to radiance and reflectance in which the mathematical operations are performed by Model Maker tool. The thematic maps of biophysical parameters: Albedo, vegetation indices: NDVI, SAVI, IAF, surface temperature, instantaneous radiation balance and daily evapotranspiration were processed by ArcGis 10.2.2 software. Using descriptive statistics were to determinate the differences in the biophysical parameters before the anthropic and the local climate actions and noted the difference between $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) and $ET_{o\ 24h}$ FAO-56. It was observed for the different uses and land occupations the albedo values in the caatinga 0,14, in irrigated areas of 0,27, in urban area 0,31, in the water 0,04 and 0,33 to exposed soil. The vegetation indices, the NDVI was 0,32 in caatinga area, in the irrigated areas between 0,50 and 0,80. The surface temperature was 32,12°C in caatinga area, 29,37°C to irrigated area, 36,16°C to urban area, 25,55°C for water and 41,74°C for esposed soil. For the balance of instantaneous radiation in dense caatinga arbustiva, the value was 608,12 W m^{-2}, 413,16 W m^{-2} for irrigated areas, 272,80 W m^{-2} urban areas, 720,90 W m^{-2} for water and 335,73 W m^{-2} soil exposed. The Changes of use and occupation in the soil were identified both albedo and surface temperature increased. The vegetation indices satisfactorily identified the behavior of the surrounding greenery in the town of Iguatu – CE, standing out as indicator areas degradation process in semiarid region. The radiation balance showed is closely related to the trend of the other parameters analyzed, especially the albedo and surface temperature. The $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) not set $ET_{o\ 24h}$, showing that still needs to study, especially for time rainfed, ie is far from potential, giving to compare them. It is recommended that mitigation actions should be taken so that the degradation process does not become permanent, there is not so many losses in the dry, thus restore the environment, avoiding future processes of desertification.

Keywords: Remote sensing; energy balance; soil use; environmental alterations; agrometeorology.

1 INTRODUÇÃO

Ao longo dos anos passados e atuais, é notável as problemáticas enfrentadas pela região Nordeste do Brasil, onde a escassez de água no semiárido se faz cada vez mais presente em decorrência aos períodos de seca verificados continuamente. Cada vez mais tem-se à preocupação diante do monitoramento dos recursos naturais, devido, principalmente, ao aspecto hídrico. As mudanças causadas nos cenários da vegetação natural dessas regiões estão atreladas a vários fatores, principalmente aos antrópicos, mediante o desmatamento indevido, a crescente urbanização, o manejo inadequado da agricultura irrigada, à intensiva prática agropecuária, entre outras atividades.

Nesse aspecto, tornam-se evidentes as alterações no clima local da região dentre a relação superfície e atmosfera, afetando as componentes do balanço de energia à superfície, em que destacam-se o albedo, a temperatura da superfície, os índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF, em especial, o Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), que é um bom indicador da quantidade e da condição da vegetação verde e, principalmente o saldo de radiação, esse que depende bastante do comportamento desses parâmetros biofísicos (SILVA et al., 2005ab; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2010; ARRAES et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; BEZERRA et al., 2014; SILVA et al., 2016; SOUZA et al., 2016).

O saldo de radiação é essencial no sistema solo-planta-atmosfera, é a principal fonte de energia a ser repartida no aquecimento do solo, do ar e no processo de evapotranspiração da vegetação nativa e das áreas irrigadas (SILVA et al., 2005a; GUSMÃO et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2015). A evapotranspiração é de grande importância para as atividades dos recursos hídricos e também nos estudos de climatologia e meteorologia (SILVA et al., 2005a), principalmente para as regiões semiáridas do Nordeste do Brasil pela baixa pluviosidade e escassez de reservas de água (MOURA et al., 2013). A evapotranspiração pode ser influenciada diante do tipo de solo, vegetação e de determinadas atividades agrícolas, incluindo os parâmetros climáticos, como o próprio balanço de energia à superfície, temperatura do ar, umidade relativa e a velocidade vento (ALLEN et al., 1998).

O saldo de radiação pode ser medido por instrumentos chamados de saldo radiômetros, que apresentam boa precisão, entretanto, na maioria das vezes não se encontram em estações meteorológicas, como é o caso deste estudo, devido, depender muito da natureza da superfície (albedo, temperatura e NDVI), conforme Silva et al. (2011). Estes instrumentos possuem um custo elevado e só são válidos para áreas homogêneas de pequena extensão (GOMES, 2009).

Os métodos para medição da evapotranspiração também costumam ser de alto custo, à exemplo do lisímetro, onde atendem apenas locais específicos, e ainda, necessitam de pessoas capacitadas no assunto para que sejam eficientes em suas medições (NEVES et al., 2007).

Com essas limitações, no intuito de estimar essas variáveis, fez-se o uso do sensoriamento remoto, que muito têm se estudado no Brasil, principalmente na região Nordeste, mediante técnicas desenvolvidas através de imagens de satélite *Landsat* e outras plataformas, de acordo com vários autores (SILVA et al., 2005a; ALLEN et al., 2007b; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2010; ARRAES et al., 2012; LIMA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; GIONGO & VETTORAZZI, 2014; OLIVEIRA et al., 2015; SILVA et al., 2016). Uma das grandes vantagens no uso do sensoriamento remoto nas estimativas do balanço de radiação e dos fluxos de energia é permitir a obtenção em escala regional, observando as especificidades de cada ponto (BASTIAANSSEN, 1995; SILVA et al., 2005a).

Nesse sentido, foram criados vários algoritmos visando facilitar a extração de informações das imagens orbitais, à exemplo do saldo de radiação sobre áreas heterogêneas e, em escala regional, que são alternativas de baixo custo e grande cobertura espacial (GOMES, 2009), podendo ser utilizado por qualquer sensor remoto que registre a radiação nos comprimentos de onda do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal e com o auxílio de poucos dados de superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BASTIAANSSEN, 2000; ALLEN et al., 2002).

De acordo com isso, destaca-se o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*), desenvolvido para estimar às componentes do balanço de energia à superfície, a partir de combinações de relações empíricas e parametrizações físicas que proporciona a obtenção de alguns fluxos verticais, mediante a diferença de fluxos, tais como, o fluxo de calor no solo (G), latente (LE), sensível (H), sendo este último considerado a parte essencial do SEBAL, obtido através de processo iterativo. Principalmente também, o saldo de radiação. Através deste fluxo, pode-se estimar a evapotranspiração real (BASTIAANSSEN, 1995; BASTIAANSSEN et al., 1998ab; ALLEN et al., 2002; OLIVEIRA, 2012; SILVA et al., 2012; BEZERRA, 2014; LIMA et al., 2014; MACHADO et al., 2014; PACHECO et al., 2014).

Essa metodologia tem sido constantemente utilizada em diversos ecossistemas por vários pesquisadores, obtendo ótimos resultados, até hoje validados, seja com imagens do satélite já citado ou de outras plataformas (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BASTIAANSSEN, 2000; ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005ab; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2010; ARRAES et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA, 2013; GIONGO & VETTORAZZI, 2014; SOUZA, 2014; SILVA et al., 2016; SOUZA et al., 2016).

A escolha da área de estudo foi fundamentada na importância de se estudar as possíveis alterações ambientais a partir dos indicadores biofísicos, que quando analisados permitem assegurar medidas de reversão de forma rápida e eficaz quanto ao uso inadequado do manejo e da conservação do solo e, consequentemente com isso, inibir possíveis processos de degradação ambiental e desertificação à determinada região. Visto que, esses processos encontram-se frequentes na região semiárida no estado do Ceará.

Diante das necessidades e dos problemas impostos foi relevante aplicar o estudo na área de interesse. Posto a alta aplicabilidade do sensoriamento remoto pode-se fazer uma compreensão mais detalhada tanto do padrão de cobertura do espaço local como do nível da alteração deste padrão objetivando uma melhor condição do monitoramento e controle dos recursos ambientais da região, identificando assim alterações nos usos e ocupações da terra, e que tais informações possam subsidiar políticas públicas à mitigarem essas alterações ambientais passivas de degradação.

2 OBJETIVO

2.1 Objetivo geral

Identificar e analisar a dinâmica espaço-temporal de parâmetros biofísicos na detecção de alterações ambientais, por meio de técnicas de sensoriamento remoto em imagens de satélite *Landsat* para o Município de Iguatu no estado do Ceará utilizando o algoritmo SEBAL.

2.2 Objetivos específicos

Destacam-se:

- ✓ Estimar e avaliar o comportamento do albedo da superfície;
- ✓ Estimar e analisar espaço-temporal os índices de vegetação: NDVI; SAVI e IAF, por meio destes obter informações sobre uso da terra e o desenvolvimento de biomassa;
- ✓ Estimar e avaliar o comportamento da temperatura da superfície;
- ✓ Estimativa do saldo de radiação instantâneo e diário;
- ✓ Estimativa dos fluxos de calor no solo, sensível e latente;
- ✓ Relacionar a evapotranspiração real obtida mediante o algoritmo SEBAL com o modelo físico de Penman-Monteith da FAO-56 para condições semiáridas.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Radiação solar

De acordo com Varejão e Silva (2006), a radiação solar ou energia radiante, é a energia que se propaga sem necessidade da presença de um meio material. Para Alves et al. (1998) e Mendonça et al. (2012), é a energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do solo e do ar, na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera e, no metabolismo das plantas e dos animais. Allen (1996) define a radiação solar como a maior fonte de energia, extremamente capaz de transformar quantidades de água líquida em vapor de água. Entretanto, a quantidade potencial de radiação que pode atingir a superfície de evaporação, é determinada pela sua localização e época do ano.

Diante desse contexto, se tratando de uma superfície vegetada parte da radiação solar incidente é refletida para o espaço, parte é absorvida pelo dossel e solo (aquecimento do mesmo), e parte transporta-se para à atmosfera, sendo o saldo de radiação à superfície, o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente e a radiação global refletida (LIOU, 1992).

Posto isso, quando parte da radiação solar passa pela atmosfera e chega à superfície do solo sem qualquer interação, é chamada de radiação direta, medida por pireliômetros. Algumas parcelas da radiação que foram difundidas na interação com a atmosfera, podem incidir posteriormente na superfície, recebendo o nome de radiação difusa, para superfícies horizontais, de acordo com a literatura apresentam-se dois métodos que consistem na utilização de um piranômetro para medir a radiação global e, simultaneamente, um pireliômetro acoplado a um rastreador solar para medir a radiação direta na incidência. Assim, a radiação solar difusa será obtida instantaneamente, pela diferença entre as componentes global e direta. Esses dois fluxos de radiação (direta e difusa) chegam à superfície concomitantemente e representam o total de radiação solar que atinge uma superfície, sendo denominada de radiação solar global, medida por piranômetros (SOUZA, 2009).

Segundo Allen (1996), parte da energia solar é utilizada para aquecer a atmosfera e o perfil do solo, por isso deve-se perceber que nem toda energia disponível será utilizada para vaporizar água, devido a radiação solar que atinge a superfície evaporante, depender da turbidez da atmosfera e presença de nuvens que absorvem e refletem as principais partes, e também, devido a diferenças na posição do Sol e a quantidade de radiação solar diferir em várias latitudes e em diferentes épocas e horas do dia (BÍSCARO, 2007).

3.2 Geotecnologias

3.2.1 Satélites e sensores

Nos últimos anos com o avanço do sensoriamento remoto baseado em imagens de satélite ou de outras plataformas, tornou-se possível o monitoramento de diferentes e grandes áreas dos diversos biomas existentes no mundo. Oportunamente, é possível analisar e interpretar as possíveis alterações ambientais acarretadas por processos sejam eles naturais e/ ou mesmo antrópicos. À exemplo, do emprego de imagens de satélite mediante a utilização de algoritmos, que obtém o conhecimento da variação do saldo de radiação e da evapotranspiração de áreas heterogêneas.

Com isso, visto a grande potencialidade atribuída ao sensoriamento remoto, mediante os estudos e dados gerados, é cada vez mais evidente a possibilidade de identificar alterações que ocorrem na superfície terrestre resultantes de processos como a degradação e desertificação, muitos dos quais podem ser diagnosticados a partir do monitoramento das trocas radiativas à superfície (GUSMÃO et al., 2012).

O sensoriamento remoto permite monitorar e avaliar as alterações ambientais das regiões, principalmente dentro da agricultura irrigada, além de obter informações sobre uso da terra, da própria dimensão de áreas irrigadas e do desenvolvimento de biomassa, assim como da previsão de colheita, escoamento superficial e a evapotranspiração real (BASTIAANSSEN et al., 2000; SILVA et al., 2005a; BEZERRA et al., 2014; MACHADO et al., 2014; PACHECO et al., 2014).

Existem várias categorias de satélites, dentre elas os classificados como meteorológicos, são equipados com radiômetros que medem radiação na banda visível e infravermelho, permitindo operar mesmo sob a face escura da Terra, com isso, o sensoriamento remoto está intimamente ligado à medida da radiação eletromagnética, refletida ou emitida pelos alvos da superfície terrestre, bem como ao tratamento e a disponibilização dessa informação numa forma possível de ser interpretada (MOREIRA, 2011).

De acordo com Meireles (2007), existem dois tipos de sensores, os passivos e os ativos. Os sensores passivos são: satélites, máquinas fotográficas, etc. Necessitam de uma fonte natural de energia (Sol) ou artificial (lâmpada) para que possam captar a energia refletida dos alvos em forma de ondas eletromagnéticas. Os sensores ativos são: radar, sonar, etc. Emitem energia em forma de ondas eletromagnéticas, que são refletidas e captadas posteriormente. Porém, devido às interferências atmosféricas e topográficas, o uso do sensoriamento remoto pode restringir-se a não obtenção de informações provenientes das imagens de sensores orbitais em alguns casos.

Como por exemplo, as causas relacionam-se as variações na radiância espectral, através dos ângulos de inclinação e orientação do terreno, combinados com os ângulos zenital e azimutal do Sol (MOREIRA & VALERIANO, 2014).

Entretanto, alguns estudos sendo a maioria destas aplicações conduzidas diante de imagens do *Landsat* 5 TM, foram realizadas no intuito de demonstraram métodos eficientes para minimizar os efeitos topográficos em imagens orbitais sobre essas áreas montanhosas, principalmente, na avaliação da cobertura do solo e da vegetação (GAO & ZHANG, 2009; MOREIRA & VALERIANO, 2014).

Segundo Giongo (2008), uma das grandes vantagens no uso de imagens orbitais dentro do sensoriamento remoto, dar-se ao baixo custo e a fácil aquisição de seus produtos, principalmente, quando se compara aos métodos de medições tradicionais.

Os satélites possuem capacidade de gerar dados com alta resolução espacial, que podem proporcionar melhorias significativas das técnicas de sensoriamento remoto, para à aplicação em várias áreas de conhecimento, como já supracitadas dentro do estudo proposto. Deste modo, conforme Giongo (2008), cabe ressaltar a necessidade de formas automáticas para o processamento e análises das imagens.

Foram lançados desde 1972 a 2013, uma série de sete satélites *Landsat*: 1; 2; 3; 4; 5; 6; 7 e 8. Os mesmos possuem grande série temporal de dados, onde as imagens são disponibilizadas gratuitamente. Ao longo dos anos os sensores foram melhorados, permitindo melhor resolução espacial com uma alta confiabilidade radiométrica. Na Tabela 1 observam-se algumas características da família *Landsat*, bem como o lançamento de ambos os sensores a bordo de cada série.

Tabela 1 – Características do programa do satélite *Landsat* e seus respectivos sensores ao longo dos anos. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*)

Satélite	Características da família *Landsat*			
	Lançamento e operação	**Sensores**	**Resolução espacial (m)**	**Resolução temporal**
Landsat 1	23/07/1972 até 01/06/1978	RBV/MSS	80/80	18 dias
Landsat 2	22/01/1975 até 25/02/1982	RBV/MSS	80/80	18 dias
Landsat 3	05/03/1978 até 31/03/1983	RBV/MSS	30/80	18 dias
Landsat 4	16/07/1982 até setembro de 1993	MSS/TM	80/30-100	16 dias
Landsat 5	01/03/1984 até dezembro de 2012	MSS/TM	80/30-100	16 dias
Landsat 6	05/10/1993 até 05/10/1993	ETM	15 (pan)* 30 (ms)*	16 dias
Landsat 7	15/04/1999 até 27/03/2003	ETM+	15 (pan)* 30 (ms)*	16 dias
Landsat 8	11/02/2013 até o presente (Em operação)	OLI/TIRS	30/120	16 dias

*pan = pancromático; ms = multiespectral. Fonte: NASA, 2016a.

Assim, vários pesquisadores vêm trabalhando com diversos satélites, os mais diversos estudos, a citar, a estimativa das componentes do balanço de energia, com grande propósito na determinação do saldo de radiação, como por exemplo o satélite MODIS (OLIVEIRA et al., 2015), o Mapeador Temático do *Landsat* 5 (USGS, 2016a), que destaca-se dentre muitos estudos em várias regiões, principalmente a região semiárida nordestina, conforme os diversos estudiosos (SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2010; SILVA et al., 2011; ARRAES et al., 2012; GUSMÃO et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; SOUZA et al., 2016).

O sensor TM possui sete bandas espectrais de composição RGB - 432, essa que apresenta uma melhor visualização quanto ao uso e ocupação da terra. Para estudos relacionados as componentes do balanço de energia utilizam-se as bandas de 1 a 7 (resolução de 30 m), em que a banda 6 é a termal (resolução de 120 m). Entretanto, apenas o *Landsat* 8 de sensores OLI

(*Mapeador Operacional da Terra*) e TIRS (*Sensor Infravermelho Termal*) encontra-se em operação (NASA e USGS). O tamanho aproximado da cena para Norte/Sul é de 170 km e para Leste/Oeste de 183 km (USGS, 2016a). Este possui a partir do sensor OLI, nove bandas multiespectrais. A banda 1 (ultra-azul) tem a finalidade de se estudar à qualidade de água; a banda 8, que é uma pancromática de 15 m, tem por finalidade os estudos da atmosfera e a qualidade da água em lagos e águas costeiras e a banda 9 (cirrus) é útil para detectar nuvens de alta altitude (NASA, 2016b; USGS, 2016a). Todavia, cabe ressaltar, que ambas não foram utilizadas nesse estudo.

O *Landsat* 8 possui também mediante o sensor TIRS - Infravermelho termal de ondas longas, as bandas 10 e 11, em que essa última banda também não foi acrescida a está pesquisa. Desde o seu lançamento, a energia térmica, a partir da luz difusa, afetou os dados recolhidos nas bandas termais do sensor TIRS (10 e 11). Isso varia ao longo de cada cena e depende do brilho fora do campo de visão do instrumento, que os usuários não conseguem corrigir através do que é disponibilizado nos metadados da imagem. De acordo com os órgãos responsáveis (NASA, 2016b; USGS, 2016a), a banda termal 11 é significativamente mais contaminada por luz difusa do que a banda 10. Portanto, recomenda-se aos usuários, a não utilização da mesma na análise quantitativa de dados. Demais características do *Landsat* 5 TM e 8 OLI/TIRS podem ser observadas nas Tabelas 2 e 3.

Tabela 2 – Características dos satélites *Landsat* 5 TM e do *Landsat* 8 OLI/TIRS. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*)

Satélite	***Landsat* 5**	***Landsat* 8**
Orbita	Polar, circular e heliossíncrona	Polar, circular e heliossíncrona
Altitude/Inclinação	705 km/98,20º	705 km/98,20º
Tempo de duração da orbita	98,20 min.	98,9 min.
Passagem	9:45 a.m.	10:00 a.m.

Fonte: USGS, 2016b.

Tabela 3 – Características de cada banda utilizada dos sensores TM e OLI/TIRS. Instituição responsável: NASA (*National Aeronautics and Space Administration*)

	Bandas	Resolução espectral (µm)	Resolução espacial (m)	Resolução temporal	Resolução radiométrica
***Landsat* 5 TM**	1	0,45 – 0,52	30	16 dias	8 bits (256 tons de cinza)
	2	0,52 – 0,60	30		
	3	0,63 – 0,69	30		
	4	0,76 – 0,90	30		
	5	1,55 – 1,75	30		
	6	10,40 – 12,50	120		
	7	2,08 – 2,35	30		
***Landsat* 8 OLI/TIRS**	2	0,45 – 0,51	30	16 dias	12 bits (4096 tons de cinza)
	3	0,53 – 0,59	30		
	4	0,64 – 0,67	30		
	5	0,85 – 0,88	30		
	6	1,57 – 1,65	30		
	7	2,11 – 2,29	30		
	10	10,6 – 11,19	100		

Fonte: USGS, 2016c.

O sensoriamento remoto é uma importante ferramenta para uma melhor compreensão da superfície da terra e do padrão local de determinadas regiões e das alterações deste padrão, com baixo custo operacional em escala local, regional e até mesmo global, conforme já apresentadas diante da referente pesquisa e em vários outros estudos, principalmente, quando se trata do semiárido nordestino.

3.3 SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

O algoritmo SEBAL foi desenvolvido em 1995 por Bastiaanssen (BASTIAANSSEN et al., 1998ab e BASTIAANSSEN, 2000), posto algumas modificações por Allen et al. (2007a) para áreas montanhosas. É um modelo semi-empírico que promove a parametrização do balanço de energia e fluxos de superfície (BASTIAANSSEN & ZWART, 2007). Possui alta aplicabilidade e já foi validado em vários ecossistemas mundiais, como: Egito, Espanha,

Argentina, Paquistão, Filipinas, Turquia, Estados Unidos, México, China e no Brasil, principalmente em região semiárida, entre outros, conforme os respectivos autores (BASTIAANSSEN, 1995; ROERINK et al., 1997; TIMMERMANS & MEIJERINK, 1999; BASTIAANSSEN, 2000; KRAMBER, 2002; BASTIAANSSEN & ZWART, 2007; KIMURA et al., 2007; SILVA et al., 2016).

O algoritmo foi desenvolvido com o propósito de determinar a evapotranspiração, por meio do balanço completo da radiação, pixel a pixel, no momento do imageamento e da energia incidente sobre a superfície terrestre, utilizando dados de sensoriamento remoto e alguns dados complementares de superfície, vantagens pelas quais se faz um dos algoritmos mais utilizado na atualidade (WELIGEPOLAGE, 2005; UDA, 2012).

O SEBAL foi também muito bem aplicado e validado na Região Nordeste do Brasil, como por exemplo, em pesquisas utilizando o algoritmo mediante imagens dos sensores TM e ETM+. Silva et al. (2005ab) validaram o algoritmo com uso de imagens *Landsat* 5-TM, nos Municípios de Petrolina – PE e Juazeiro – BA. Rodrigues et al. (2009) validaram a partir de imagens orbitais do Satélite *Landsat* 7 ETM+, na bacia do rio Trussu, localizado na bacia do Alto Jaguaribe, no Ceará. Assim como, Arraes et al. (2012) mediante o uso de imagens orbitais do sensor TM, no Município de Orós no estado do Ceará, entre outros.

Ainda diante do satélite *Landsat* 5 TM, Oliveira et al. (2012) validaram o SEBAL, na bacia hidrográfica do rio Tapacurá, sub-bacia do rio Capibaribe – PE. Bezerra et al. (2014) com imagens do *Landsat* 5 TM validaram em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte. Souza et al. (2016) validaram o algoritmo com imagens orbitais do sensor TM, para o Município de João Pessoa – PB.

Em uma outra aplicação, utilizando-se de imagens orbitais do satélite *Landsat* 8 de sensor OLI, Silva et al. (2016) validaram na região Nordeste do semiárido brasileiro, mais especificamente, nos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte.

Uma das principais vantagens do SEBAL é o seu processo semi-automatizado, utilizado para o cálculo do saldo de radiação, que por sua vez, tem sido bastante aplicado no Brasil, por parte dos pesquisadores, para as várias regiões do país, principalmente, na região semiárida do Nordeste brasileiro, conforme os autores (SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2011; ARRAES et al., 2012; GUSMÃO et al., 2012; LIMA et al., 2012; MACHADO et al., 2014; OLIVEIRA et al., 2015).

3.4 Saldo de radiação

O saldo de radiação ou balanço de radiação da superfície representa a principal fonte de energia utilizada pelos processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos à superfície e às camadas inferiores da atmosfera, proporcionando informações importantes para o estudo da evapotranspiração da cobertura vegetal. É definido como a diferença entre os fluxos de radiação incidentes, refletidos e, ou emitidos, incluindo as radiações de onda longa e de onda curta à superfície da terra (BISHT et al., 2010; BEZERRA, 2013).

A radiação de ondas curtas é a energia disponível na superfície da Terra representada por medidas de radiação global, que compreende a radiação direta e difusa, e do albedo da superfície (PEREIRA et al., 2011). Contudo, o saldo de ondas curtas numa dada área dependerá (faixa espectral de 0,3 a 4,0 μm) da radiação solar incidente e, principalmente, do albedo que se altera diante dos diferentes alvos e tipos de solo (MENDONÇA, 2007; GOMES, 2009).

A radiação de onda longa da atmosfera (4,0 a 100,0 μm) é a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, resultando da diferença da radiação atmosférica incidente e a radiação emitida da superfície (GOMES, 2009). Diante da dificuldade faz-se necessário utilizar modelos baseado na lei de radiação de Stefan-Boltzmann. Assim, o balanço de radiação pode ser resolvido por uma combinação de dados obtidos mediante o uso do sensoriamento remoto e dados complementares de superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a).

O saldo de radiação tem grande influência no ciclo hidrológico e o seu conhecimento é importante devido à possíveis alterações em diferentes regiões do globo terrestre, significativamente quando se trata dos processos de aquecimento e resfriamento do solo e do ar, contabilizando forte influência no metabolismo das plantas e dos animais, assim como, na transferência de vapor d'água da superfície da atmosfera (BATISTA, 2011). Como a vegetação também armazena energia, modificações em sua cobertura resultam em uma maior ou menor disponibilidade de calor para os processos atmosféricos, onde são vários os fatores que alteram o balanço de radiação, sendo um deles a retirada ou substituição da cobertura vegetal, ressaltam os pesquisadores (QUERINO et al., 2006).

Silva et al. (2005a) ressaltam que o saldo de radiação é a variável básica na estimativa da evapotranspiração e no cálculo do balanço hídrico, fatores indispensáveis para a utilização racional dos recursos hídricos. Pode apresentar variação temporal e espacial que impactam fortemente as trocas de calor e massa na baixa atmosfera, depende bastante da radiação solar global, do albedo, das emissividades e da temperatura da superfície (GUSMÃO et al., 2012). De acordo com Sentelhas e Nascimento (2003), usualmente, o saldo é positivo durante o dia,

dependendo fortemente do fluxo de radiação solar, nesse caso, representando uma maior entrada do que saída de energia, no que diz respeito ao fluxo solar com o aquecimento do sistema solo-planta-atmosfera e, conforme os autores, é negativo à noite.

Existem vários instrumentos que são capazes de medir com boa precisão o saldo de radiação. A sua determinação direta pode ser feita com saldo radiômetros (métodos convencionais). São medições pontuais e representativas para áreas de pequena dimensão e boa homogeneidade, entretanto, os custos de aquisição e manutenção são elevados, o que restringe sua ampla utilização, bem como, através de estimativas com métodos empíricos (DI PACE et al., 2008; SILVA et al., 2011). Porém, na necessidade de estimativa em escala regional, as técnicas baseadas e realizadas por sensoriamento remoto mediante sensores orbitais, são bem mais apropriadas, devido reunirem alta cobertura espacial, diante de um baixo custo operacional (DI PACE et al., 2008).

Silva et al. (2005a) determinaram o balanço de radiação à superfície, com base em sete bandas espectrais do Mapeador Temático do *Landsat* 5. Os autores observaram que a técnica do balanço de radiação com imagens de satélite produz valores dos componentes do balanço de radiação sobre: áreas irrigadas, solo descoberto e superfície livre de água. Com isso, obtiveram grande consistência nos valores de R_n observados para toda a cena estudada.

Oliveira et al. (2015) diagnosticaram também o balanço radiativo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE, por meio de produtos MODIS. Os maiores valores de R_n registrados, foram no reservatório do Tapacurá e os menores nas áreas urbanas. Esses resultados foram compatíveis com outras pesquisas, evidenciando a eficiência na aplicabilidade dessa técnica.

Gusmão et al. (2012) identificaram o saldo da radiação à superfície apenas com o emprego de imagens do sensor TM do *Landsat* 5, na Ilha do Bananal – TO observaram, como esperado, que áreas antropizadas apresentaram redução no saldo radiativo, dando importância mais uma vez a técnica empregada.

Silva et al. (2011) observaram o balanço de radiação no Perímetro Irrigado São Gonçalo – PISG e áreas adjacentes por meio de imagens orbitais do TM e alguns dados da estação meteorológica instalada no interior do perímetro irrigado mediante procedimentos do SEBAL e concluíram que o saldo de radiação do açude e pomar mostraram-se superior ao das outras áreas observadas, onde apresentou-se menor albedo e temperatura da superfície, consequentemente, o saldo de radiação foi maior, o que contribuiu para diminuir a temperatura do ar localmente.

No propósito de determinar o balanço de radiação instantâneo e diário para estimativa da evapotranspiração real, além de outros parâmetros biofísicos (albedo, índices de vegetação,

temperatura da superfície) observou-se o estudo de vários pesquisadores que obtiveram a partir de imagens do *Landsat* 5 TM destacando-se os autores (ALLEN et al., 2007ab; SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2011; ARRAES et al., 2012; GUSMÃO et al., 2012; SILVA et al., 2012). Esses procedimentos foram utilizados e aplicados neste estudo não somente pelo sensor TM, mais também pelos sensores OLI/TIRS do *Landsat* 8.

3.4.1 Albedo da superfície

O albedo da superfície é definido como a razão entre os fluxos de radiação solar refletido e incidente e o seu monitoramento em diversos biomas do globo é essencial e importante no estudo de alterações climáticas, degradação, desertificação, queimadas e impactos ambientais, sejam essas causas naturais e/ou antrópicas (SILVA et al., 2005b; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2010; ARRAES et al., 2012; OLIVEIRA, 2012; SILVA et al., 2016). Todavia, através dessas observações que podem ser passivas de degradação ambiental, orienta-se a tomada de medidas de reversão de forma mais acentuada e rápida de tais impactos ao meio ambiente (CUNHA et al., 2012).

Segundo Silva et al. (2005b) a variação desse parâmetro biofísico ocorre conforme o tipo de alvo sobre o qual incide a radiação eletromagnética, é muito importante no cenário de uma bacia hidrográfica mostrando-se como um excelente indicador de mudanças ambientais. Robinove et al. (1981), no que diz respeito ao aumento do albedo, corresponde à mudanças sofridas na superfície, seja por mudanças naturais e/ou antrópicas, a princípio, ao aumento do solo exposto. Em caso de uma diminuição desse parâmetro, em um primeiro aspecto, é devido a um aumento na umidade do solo e densidade da vegetação.

O sensoriamento remoto orbital é um forte aliado para obtenção do albedo, onde vários pesquisadores o estudaram, especificamente os autores (SILVA et al., 2005b; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2010; SILVA et al., 2011; ARRAES et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; GIONGO & VETTORAZZI, 2014; SILVA et al., 2016). Portanto, é importante e necessário avaliá-lo, o seu monitoramento permite a identificação de mudanças no uso do solo, com consequências importantes para o ambiente e o clima, especialmente em escala regional. Contudo, o albedo pode afetar significativamente o saldo de radiação, este pelo qual exerce papel fundamental no processo da evapotranspiração (SILVA et al., 2005b).

Silva et al. (2005b) observaram o albedo da superfície envolvendo áreas irrigadas nos Municípios de Petrolina – PE e Juazeiro – BA, a partir de duas imagens orbitais do sensor TM

do *Landsat* 5 nos anos de 2000 e 2001. Observaram não haver diferenças consideráveis no albedo para os anos estudados. Porém, algumas áreas como de cultivos irrigados apresentaram diferenças de um ano para o outro, com aumento do albedo, que segundo os autores são resultantes das práticas agrícolas existentes nas regiões estudadas.

Rodrigues et al. (2009), em um estudo na bacia do rio Trussu – CE, com o emprego do sensoriamento remoto, a partir de duas imagens do *Landsat* 7 do sensor ETM+ mediante o algoritmo SEBAL para os anos de 2000 e 2001 (estação seca e chuvosa, respectivamente), observaram que o albedo apresentou alterações entre as duas estações (chuvosa e seca), onde os maiores valores registrados foram na estação seca, em propriedade das áreas desprovidas e os menores valores no reservatório da bacia, justamente por nessa época não receber carga de sedimentos nas águas, facilitando a penetração da luz no reservatório e, com isso, reduzindo o percentual refletido.

Silva et al. (2010) avaliaram o albedo da superfície para observar em que estado se encontra o processo de desertificação na região de Floresta – PE, através de técnicas de sensoriamento remoto com imagens *Landsat* 5 TM nos anos de 1994, 1997 e 2001, após o período chuvoso da região, os autores verificaram que as áreas analisadas apresentaram um aumento no albedo ao longo do período estudado, ressaltando-se assim, que está havendo degradação das terras analisadas.

Silva et al. (2011), na determinação do balanço de radiação no Perímetro Irrigado São Gonçalo - PISG e áreas adjacentes por meio de imagens orbitais do sensor TM e alguns dados complementares de estação meteorológica mediante os procedimentos do SEBAL, concluíram que as áreas irrigadas apresentaram menores valores de albedo.

Oliveira et al. (2012) avaliaram quantitativamente os parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto, para a área de abrangência da bacia Hidrográfica do rio Tapacurá – PE com imagens do TM para os dias 10/7/1989, 6/7/2005 e 29/8/2007 e que o albedo da superfície apresentou valores médios crescentes entre as imagens obtidas em 1989 e 2005, que de acordo com esses resultados, indica expansão territorial da área urbana.

Arraes et al. (2012) investigaram a dinâmica das componentes do balanço de energia no açude Orós e suas adjacências, região semiárida localizada no estado do Ceará, localidade que engloba a parte noroeste da área de estudo desta pesquisa, os autores através do algoritmo SEBAL mediante imagens do sensor TM do *Landsat* 5 no período de 1992 a 2008 observaram especificamente, para os seguintes usos do solo: vegetação nativa densa, irrigação e antrópica (áreas degradadas) tendência de aumento do albedo, principalmente para às áreas antrópicas.

Cunha et al. (2012) realizaram uma análise multitemporal de variáveis biofísicas derivadas de imagens do satélite *Landsat* 5 e técnicas de processamento digital de imagens e geoprocessamento para o período de 23 anos na bacia de São João do Rio do Peixe no estado da Paraíba, região semiárida do Nordeste do Brasil. Tais autores evidenciaram que o albedo da superfície foi o parâmetro que melhor se correlacionou com as variações da biomassa vegetal. Com isso, os resultados apontaram uma recuperação da cobertura vegetal, evidente em alguns trechos da bacia hidrográfica, conforme os mesmos, esse fato relaciona-se ao êxodo da população rural ocorrido no período de estudo.

Bezerra et al. (2014), em estudo sobre os parâmetros biofísicos por sensoriamento remoto, em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, utilizando-se de seis imagens orbitais no período de 2007 a 2010 obtiveram resultados consistentes com dados da literatura para os diferentes usos do solo e variações climáticas. Diante da compreensão da dinâmica dos padrões espaciais e temporais dos processos biofísicos, estes autores observaram que o albedo da superfície está associado ao uso e ocupação do solo e à cobertura vegetal heterogênea da Caatinga preservada na localidade estudada, os maiores valores de albedo observados foram no período de estiagem da região e nas áreas de solo exposto.

Giongo e Vettorazzi (2014) estimaram o albedo da superfície na bacia do rio Corumbataí, localizada no estado de São Paulo, Brasil, com uso de dez imagens do Mapeador Temático (TM) do satélite *Landsat* 5, os autores observaram variações espaciais e temporais de diferentes coberturas no mapeamento do albedo da superfície da bacia e, que essas avaliações foram consistentes com os valores obtidos na literatura para os alvos cana-de-açúcar, água, pastagem e eucalipto.

Oliveira et al. (2015) determinaram a partir de imagens MODIS, o balanço radiativo na bacia hidrográfica do rio Tapacurá – PE, semiárido brasileiro, no período compreendido entre os meses de janeiro/2010 até agosto/2011 e observaram que o saldo de radiação instantâneo estimado recebeu forte influência do albedo, temperatura da superfície e da radiação solar instantânea.

Silva et al. (2016), estudando os procedimentos de cômputo do albedo com imagens OLI, mapearam o mesmo em áreas do perímetro irrigado São Gonçalo – PB, encontraram grandes diferenças entre os valores do albedo de diversos usos da terra como, das parcelas irrigadas, corpos d'água e de vegetação nativa e, deste modo, concluíram que o albedo obtido com as imagens OLI apresenta maior grau de diferenciação desses usos, ressaltado pelos autores, como resultado do aumento substancial da resolução radiométrica deste novo sensor.

De acordo com Pereira et al. (2002) existe uma relação direta do albedo com o balanço da radiação, devido ao tipo de vegetação, quanto mais densa e fechada, menor será a radiação solar incidente, deste modo, maior a sua absorção e, consequentemente, maior o saldo da vegetação.

3.4.2 Índices de vegetação

São vários os trabalhos observados na literatura dando destaque aos índices de vegetação, que são obtidos através de medidas radiométricas da vegetação (LIU & HUETE, 1995), potencialmente importantes para observação do comportamento espectral desta. Estes índices resultam de transformações lineares entre as refletâncias da faixa do visível e infravermelho (LIRA et al., 2009). Cabe ressaltar, que estudos indicam que os fatores ligados à vegetação têm grande influência no processo do balanço de radiação à superfície, bem como na evapotranspiração (PEREIRA et al., 2002; SILVA et al., 2005a).

O índice de vegetação da diferença normalizada – NDVI (ALLEN et al., 1998), por sua vez, tem se tornado uma técnica de grande utilidade na caracterização da vegetação e de culturas agrícolas por meio do uso de imagens orbitais, conforme os autores (SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; ARRAES et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; BEZERRA et al., 2014; SOUZA, 2014). Para este índice, os valores para um dado pixel variam entre (-1) e (1), sendo um bom indicador da quantidade e da condição da vegetação verde (BEZERRA et al., 2014), no caso de valores menores que o normal são devido às baixas temperaturas, incidência de nuvens no momento da passagem do satélite, o tamanho do pixel considerando, o sombreamento provocado pela topografia e por árvores, entre outros (SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009). Porém, apresenta algumas limitações como a insensibilidade ao aumento da biomassa vegetal, se tratando de um determinado estádio de desenvolvimento, sendo necessário o acompanhamento de outros índices (MOREIRA, 2003).

Silva et al. (2005a), estudando o balanço de radiação à superfície, em dada área que compreende parte dos estados de Pernambuco e Bahia, utilizando o Mapeador Temático do *Landsat* 5 encontraram para os respectivos anos de 2000 e 2001, valores de NDVI para distintos alvos, na área com vegetação irrigada, em áreas de solo exposto, nos corpos hídricos, em área de Caatinga e diagnosticaram dentre essas, os maiores valores de NDVI sobre as área com vegetação irrigadas e como esperado, os menores valores negativos foram diante dos corpos hídricos.

Rodrigues et al. (2009) observaram que o NDVI foi influenciado pela precipitação, que se confirmou pelos altos valores encontrados na estação chuvosa e que os altos valores de NDVI próximos às margens do rio Trussu, no período seco constatou-se um processo de conservação da mata ciliar existente na bacia. Arraes et al. (2012) encontraram os maiores valores de NDVI nas áreas de vegetação nativa, com imagens adquiridas no mês de julho, onde justificaram-se ao fato do período de imageamento coincidir com o final do período chuvoso, visto que, nessa época a vegetação ainda tem presença expressiva no semiárido, contribuindo com a elevação do NDVI.

Cunha et al. (2012) evidenciaram para as maiores altitudes e declividade uma elevação nos valores de NDVI para todos os anos e classes analisadas. Oliveira (2012) concluiu que os altos valores de NDVI estão diretamente associados ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal, pelo qual diante do seu estudo, o NDVI respondeu de maneira semelhante a precipitação, visto que, quando houve aumento da precipitação observou-se aumento do NDVI.

Bezerra et al. (2014) observaram os maiores valores de NDVI no período dos eventos chuvosos, que possibilitaram condições favoráveis à resiliência e ao desenvolvimento da cobertura vegetal da Caatinga. Os menores valores de NDVI corresponderam as áreas de solo exposto, ou quando observaram o NDVI no período seco para região. Souza (2014) encontrou as maiores médias de NDVI sobre a classe de vegetação arbórea/arbustiva e herbácea, onde os menores valores situaram-se, principalmente, sobre as classes água, solo exposto e área urbana, também em região semiárida, João Pessoa na Paraíba diante de imagens do sensor TM do *Landsat* 5 nos anos de 1991, 2006 e 2010.

Através de outros índices como: índice de vegetação ajustado ao solo – SAVI (HUETE, 1988) e o Índice de Área Foliar – IAF (LIU & HUETE, 1995), podem ser observadas mudanças na superfície da Terra. O SAVI é um índice que busca amenizar os efeitos do "*background*" do solo (HUETE, 1988). O IAF é definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação, sendo um indicador da biomassa de cada pixel da imagem (ALLEN et al., 2002).

Souza (2014) observou as maiores médias do SAVI sobre vegetação arbórea/arbustiva e vegetação herbácea para todo período. As menores médias encontradas foram sobre as classes água, solo exposto e área urbana e, apresentaram também diante dos seus resultados para o IAF mesmo comportamento do NDVI e SAVI, como esperado, os maiores valores foram sobre áreas com vegetação, seja ela herbácea ou arbórea/arbustiva e os menores valores observaram-se sobre a área urbana, solo exposto e água. Cunha et al. (2012) também observaram mesmo

comportamento do NDVI para o IAF diante da cobertura vegetal, onde perceberam aumento de IAF dos anos analisados, conforme o aumento da declividade.

Diante deste contexto, o sensoriamento remoto é uma técnica altamente viável, através do uso de imagens orbitais e dados complementares de superfície, para obter os índices de vegetação propostos (NDVI, SAVI e IAF), de maneira rápida e eficaz, com nível de precisão aceitável em escala local e regional, deste modo, podem ser observados a sua validação nesse aspecto em diversos estudos no Brasil e no mundo, vindo à apresentar um grande auxílio nas previsões meteorológicas e hidrológicas, principalmente, na agricultura (OLIVEIRA et al., 2010). Todavia, para esta pesquisa, os índices de vegetação de modo geral denotaram informações importantes, para que possam subsidiar políticas públicas a inibir e mitigar as alterações no uso da terra, visto que, o estado do Ceará, pelo qual o Município em estudo está inserido encontra-se com 10% do seu território total degradado, ou seja, infértil (FUNCEME, 2006).

3.4.3 Temperatura da superfície

A temperatura da superfície é um dos parâmetros fundamentais para o controle dos processos físicos, químicos e biológicos que permeiam a interface entre a superfície terrestre e a atmosfera (ZHANG et al., 2009). Araújo e Di Pace (2010) ressaltam que a mesma é relevante nos processos físicos à superfície terrestre em escala regional e global, podendo ser utilizada como indicador de degradação terrestre e de mudança climática, devido a sua grande relação no balanço de energia, na evaporação e transpiração da vegetação e também em processos de desertificação.

Vários estudos relacionados à temperatura da superfície são observados no campo de atuação acadêmica, por meio de técnicas de sensoriamento remoto, quando se trata de bandas termais, como por exemplo, a banda 6 do sensor TM do *Landsat* 5 e a banda 10 do sensor TIRS do *Landsat* 8, com diversos algoritmos, como o SEBAL e METRIC (BASTIAANSSEN et al., 1998a; SILVA et al., 2005a; ALLEN et al., 2007ab; RODRIGUES et al., 2009; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; BEZERRA et al., 2014; SOUZA et al., 2016).

Silva et al. (2005a) encontraram as maiores temperaturas em solo exposto e as menores no lago, no semiárido, confirmando a partir de tais resultados, observações consistentes do balanço radiativo realizadas à superfície. Rodrigues et al. (2009) concluíram em estudo na região semiárida, que os maiores valores de temperatura encontrados podem ser explicados pela

maior ou menor quantidade de energia em forma de calor sensível, em decorrência da baixa proporção da vegetação sobre a área na data de 25/10/2000, período seco para região. Todavia, em 24/07/2001, no período de transição com o período chuvoso para o seco, quando ainda há carga de umidade no ar e no solo observaram os menores valores de temperatura da superfície.

Em estudo realizado por Cunha et al. (2012) a espacialização da temperatura foi observada de modo geral similar a distribuição da vegetação existente. Entretanto, os autores identificaram que na relação dos dados de precipitação com a temperatura constatou-se que nos dois anos com mais chuvas antecedentes as temperaturas de superfície foram mais baixas. Esse mesmo comportamento foi observado na pesquisa de Bezerra et al. (2014), que ainda observaram relação da temperatura da superfície com a radiação solar global incidente, temperatura do ar e também, principalmente, ao regime de precipitação.

Gusmão et al. (2013), diante de pesquisa com imagens orbitais no ano de 2005 na Ilha do Bananal, localizada no Brasil Central no estado do Tocantins observaram que nos corpos hídricos e com vegetação nativa as temperaturas foram as menores, já nas áreas de solo exposto observaram os maiores valores.

Souza et al. (2016) observaram as mudanças do uso e ocupação no solo em diferentes classes, com imagens orbitais do sensor TM, para o Município de João Pessoa – PB e observaram os maiores valores de temperatura da superfície sobre área urbana e solo exposto e, de acordo com a variação encontrada identificaram um aumento da área urbana em praticamente todas as porções do Município.

A temperatura da superfície é determinante no resultado final do saldo de radiação, o seu cômputo se faz determinar a radiação de onda longa emitida pela mesma, principalmente, por seguinte, na determinação da evapotranspiração (SILVA et al., 2005a; OLIVEIRA, 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA, 2013; BEZERRA et al., 2014). Porém, existe um problema constantemente apresentado no uso do sensoriamento remoto em aplicações ambientais, tais como, nas aplicações agrícolas, que é a baixa resolução espacial da banda termal em relação às bandas do visível e do infravermelho próximo. Está diferença na maioria das vezes prejudica a identificação dos alvos de interesse na superfície, principalmente, se estes possuem áreas de dimensões menores ou iguais a dimensão do pixel da banda termal (ARAÚJO et al., 2012; BASTIAANSSEN et al., 1998ab).

3.5 Evapotranspiração

A evapotranspiração é definida pela soma da evaporação pela superfície do solo e transpiração pelas plantas (solos vegetados), em que esses processos ocorrem separados (RIGHETTO, 1998; IRMAK et al., 2011). De acordo com Giacomoni (2005) é o processo físico em que a água presente no solo, lagos, plantas, bem como nos cursos d'água, reservatórios e nas superfícies vegetativas, passa do estado líquido para o gasoso. Tratando-se da evaporação, existem fatores principais que a mesma depende e, para tanto, a influência, como por exemplo: radiação solar, disponibilidade de água, velocidade do vento e o grau de saturação do ar circundante, entre outros. No que diz respeito à transpiração, é a perda da água das células vivas dos tecidos vegetais através dos poros de respiração das plantas, esses chamados de estômatos. Porém, a transpiração apesar de ser um processo físico, é a única componente sob controle fisiológico da planta na evapotranspiração (GIACOMONI, 2005).

Na medição dos parâmetros meteorológicos, a evapotranspiração passa a ser uma das maiores preocupações devido à grande influência da perda de água da superfície terrestre no desenvolvimento das culturas, principalmente onde o déficit de água se define, como é o caso das regiões áridas e semiáridas, pela baixa pluviosidade e escassez de reservas de água (MOURA et al., 2013) que, diante desse aspecto a irrigação passa a exercer papel fundamental na complementação de água demandada por cada cultura. Segundo Silva et al. (2005a), quando relaciona-se as atividades dos recursos hídricos a evapotranspiração têm ampla importância, assim como, em estudos de climatologia e meteorologia, ressaltados por Borges e Mendiondo (2007).

Segundo Allen et al. (1998) a evapotranspiração pode ser influenciada diante do tipo de solo, vegetação e de determinadas atividades agrícolas, incluindo os parâmetros climáticos relacionados as componentes do balanço de energia à superfície, como o saldo de radiação, umidade relativa, temperatura do ar e a velocidade vento.

De acordo com Pereira et al. (2002) as características do processo de evapotranspiração, seja potencial (ET_P) e real (ET_R) podem vir a ser bem definidas em análise, muito devidamente, vai depender das condições da vegetação, bem como, do tamanho da área vegetada e do suprimento de água pelo solo. A ET_P é o total de água transferido para a atmosfera, pelos processos de evaporação e transpiração de uma superfície extensa, coberta por vegetação e sem limitação de disponibilidade de água (KOBIYAMA, 2009). A ET_R, segundo Tucci (2007) é a quantidade de água que é transferida para a atmosfera, também pelos processos de evaporação e transpiração diante das características existentes da atmosfera e da disponibilidade de água no

solo, que de acordo com Kobiyama (2009) de forma conceitual, a evapotranspiração real não pode exceder a evapotranspiração potencial.

Existem vários métodos de determinação da evapotranspiração real, classificados como diretos (lisímetros de pesagem, de drenagem ou medidas de umidade do solo) e indiretos (balanço hidríco, Thornthwaite, a equação de Jensen e Haise, etc.), são métodos de medições pontuais e locais (TUCCI, 2007), ao contrário da estimativa por sensoriamento remoto que se observam as especificidades de vários alvos em larga escala.

Os métodos indiretos baseiam-se através de dados de estações meteorológicos, onde é avaliado por fórmulas empíricas, como o método do balanço de energia, da razão de Bowen, e o das correlações turbulentas (PEREIRA et al., 1997). Esses métodos são capazes de gerar medidas com boa precisão e apresentam alta confiabilidade, mas ao mesmo tempo apresentam limitações quando pretende-se determinar a evapotranspiração para grandes áreas, devido atenderem apenas para locais específicos e homogêneos, assim podem existir variações quanto aos diversos fatores existentes em uma dada área, esses que serão determinantes na evapotranspiração (ALLEN et al., 2002).

Neves et al. (2007) ressaltam que os métodos para medição da evapotranspiração geralmente possuem custos elevados e necessitam de pessoas capacitadas no assunto, para que sejam eficientes em suas estimativas, demandando tempo e utilização de equipamentos onerosos (BEZERRA, 2013).

Diante desses aspectos, muitas vezes dificultosos, o sensoriamento remoto constitui de uma medida importante e adequada para se estimar a evapotranspiração em escala local e regional (BEZERRA, 2013), além de dispensar a necessidade de dados hidrológicos, que são difíceis de serem obtidos. As técnicas de sensoriamento remoto podem ser aplicadas em diferentes ecossistemas, demonstrando variações dentro de uma área de superfície heterogênea (BASTIAANSSEN, 2000; SILVA et al., 2005a; BEZERRA, 2013). Diversos autores já estudaram a evapotranspiração por meio das técnicas de sensoriamento remoto, excepcionalmente em estudos que envolvem a região Nordeste do Brasil. Nesse aspecto, utilizaram-se de vários plataformas e sensores orbitais, conforme os pesquisadores (OLIVEIRA, 2012; SILVA et al., 2012; BEZERRA, 2013; LIMA et al., 2014; MACHADO et al., 2014; PACHECO et al., 2014).

Oliveira (2012) utilizou o algoritmo SEBAL aplicado a doze imagens do satélite MODIS, para estimativa dos balanços de radiação e energia, bem como, a evapotranspiração real diária (ET_r) em escala regional, na bacia hidrográfica do rio Tapacurá no estado de Pernambuco. Observou que a metodologia proposta foi aplicável e eficiente para estudos da distribuição

espacial da ET_r, onde o modelo SEBAL de forma prática e econômica gera subsídios à adequada gestão dos recursos hídricos da região.

Silva et al. (2012) estudaram e mapearam a evapotranspiração real (ET_r) no sentido de determinar o volume de água utilizado no projeto de irrigação de São Gonçalo – PB, no semiárido brasileiro, com auxílio do sensoriamento remoto. Concluíram que o mapeamento da ET_r delimitou claramente as áreas irrigadas de sequeiro, bem como as diferenças existentes no interior do perímetro irrigado do projeto investigado, onde nas áreas irrigadas, a ET_r representou 85% do saldo de radiação e, nas de sequeiro, apenas 12,5%.

Bezerra (2013) avaliou a dinâmica espaço temporal dos componentes do balanço de energia à superfície e as evapotranspirações reais horária e diária, por meio de técnicas e produtos de sensoriamento remoto com seis imagens do TM no período de 2007 a 2010, utilizando o algoritmo SEBAL. Com isso, concluiu que o modelo SEBAL foi eficiente no mapeamento da distribuição espacial dos parâmetros biofísicos e evapotranspiração real diária em área semiárida de Caatinga, para todas as cenas estudadas os maiores valores de ET foram observados nas áreas de cobertura vegetal de Caatinga densa.

Machado et al. (2014) estimaram e compararam o comportamento das componentes do balanço de energia, utilizando o algoritmo SEBAL para diferentes tipos de uso e cobertura do solo, a partir de três imagens orbitais do sensor TM-*Landsat* 5 para analisarem o sul do estado de Pernambuco no semiárido brasileiro nos anos de 2006, 2010 e 2011. Os pesquisadores concluíram que as estimativas da evapotranspiração real obtidas pelo algoritmo SEBAL apresentaram uma boa concordância com a evapotranspiração da cultura obtida pelo modelo físico padrão de Penman-Monteith em área de cana-de-açúcar.

Pacheco et al. (2014) analisaram o comportamento espaço-temporal do balanço de energia e da evapotranspiração real diária na área de preservação ambiental da Ilha de Santa Rita, Alagoas, tomando como subsídio as possíveis alterações no uso e cobertura do solo. Utilizaram na pesquisa três imagens orbitais do sensor TM-*Landsat* 5 e dados complementares de uma estação meteorológica com a utilização do algoritmo SEBAL. Constataram diferenças evidentes entre as classes em zona rural e área urbana. E concluíram que essa abordagem utilizada foi muito adequada para uma exploração real de dados de satélite, útil para estimar o número de parâmetros na contínua relação solo-planta-atmosfera.

Os satélites são tecnologias capazes de fornecer parâmetros representativos, com características radiométricas da superfície, como albedo e índices de vegetação consistentes globalmente, de maneira prática, rápida e economicamente viável (LI & LYONS, 1999). Portanto, as imagens de sensoriamento remoto, com inúmeras resoluções espacial e temporal,

são soluções ideais para a determinação da distribuição espaço-temporal da evapotranspiração e, principalmente, para à gestão sustentável dos recursos hídricos (BEZERRA, 2013).

Penman nos anos de 1948 e 1956 estabeleceu um modelo para a estimativa da evapotranspiração, a partir de parâmetros comumente medidos nas estações meteorológicas, que associam os efeitos do balanço de energia e energia advectiva, o mesmo fundamentou-se na realidade física de que a energia requerida para a evaporação de uma superfície livre de água provém da radiação. Visto que, a FAO (*Food and Agriculture Organization*) das Nações Unidas divulgou o modelo de Penman-Monteith FAO-56 como método padrão para obtenção dos valores diários de evapotranspiração de referência, este é conhecido universalmente e utilizado por diversos pesquisadores, o mesmo foi descrito por Monteith (1965) e adaptado por Allen et al. (1998).

Allen et al. (1998) introduziram desta forma, o modelo de Penman-Monteith FAO-56 para determinação da ET_o, para estudar o poder evaporativo da atmosfera, independentemente do tipo de cultura, desenvolvimento e práticas de manejo. Os próprios autores salientam que para determinação deste, usa-se de poucos dados climáticos, desde que sejam estimados os dados faltosos. E também na falta de dados em determinada localidade de estudo recomenda-se a utilização de dados observados dentro da mesma região homogênea, de preferência o mais próximo possível.

Para esta pesquisa além da estimativa de alguns parâmetros biofísicos e da evapotranspiração real diária estimou-se também, a evapotranspiração de referência utilizando o método de Penman-Monteith FAO-56, para o período diário, por meio da equação descrita por Allen et al. (1998). De acordo com os pesquisadores Gocic e Trajkovic (2010) a determinação da evapotranspiração de referência (ET_o) é relevante para vários setores, como da irrigação, produção agrícola, entre outros, de modo geral é importante na gestão dos recursos hídricos. Ressalta-se que para estudos dessa magnitude, deve-se ter a preocupação com os dados climáticos observados em estação meteorológica e saber quais desses estão disponíveis, pelos quais, os mesmos muitas das vezes estão incompletos, devido aos equipamentos não estarem funcionando corretamente.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de estudo

A área de estudo foi o Município de Iguatu, inserido na mesorregião Centro-Sul do estado do Ceará, Região Nordeste do Brasil, localizado nas coordenadas geográficas e na respectiva altitude (6º 21’ 34’’ S e 39º 17’ 55’’ W, 217,8 m), estando à aproximadamente 384 km da capital do Estado do Ceará, Fortaleza (IPECE, 2015). De acordo com o censo demográfico de 2015 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), o Município possui 101.386 habitantes. Com isso, Iguatu está na lista dos 299 municípios mais populosos do Brasil e entre os nove mais populosos do Ceará. Possui o décimo PIB do Estado, com um Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) e Municipal (IDM) de 0,677 e 43,46, respectivamente. O seu IDH é também o décimo do Ceará (IBGE, 2010).

De acordo com a classificação de Köppen, a área de estudo está inserida na zona climática do tipo BSw’h’, clima quente e semiárido, caracterizado pela insuficiência de chuvas, com precipitação média anual de 806,5 mm e temperatura média mensal de 26 a 28ºC. O período chuvoso do Município é compreendido entre os meses de janeiro a abril, possuindo duas estações bem definidas durante todo o ano: chuvosa e seca, sendo que a estação seca pode configurar-se de 7 a 8 meses de duração, possuindo geralmente nesse período temperaturas elevadas ocorrendo forte evaporação.

Possui uma área absoluta de 1.029 km^2 com relevo formado por depressões sertanejas, onde a vegetação predominante é a Caatinga arbustiva densa e solos Aluviais, Litólicos, Podzólicos Vermelho-Amarelo e também Vertissolos (FUNCEME; IPECE, 2015).

A Figura 1 apresenta a área de estudo: Município de Iguatu – CE, imagem em cor natural de composição RGB – 432 do satélite *Landsat* 8 OLI do dia 24 de agosto de 2016, destacando-se os rios Jaguaribe (maior percurso abaixo) e Trussu (menor percurso, noroeste da imagem), a localização da cidade do município, estação meteorológica, áreas irrigadas e os reservatórios Trussu e Orós. O sistema de projeção cartográfica é UTM, DATUM: WGS 1984 de zona 24 S.

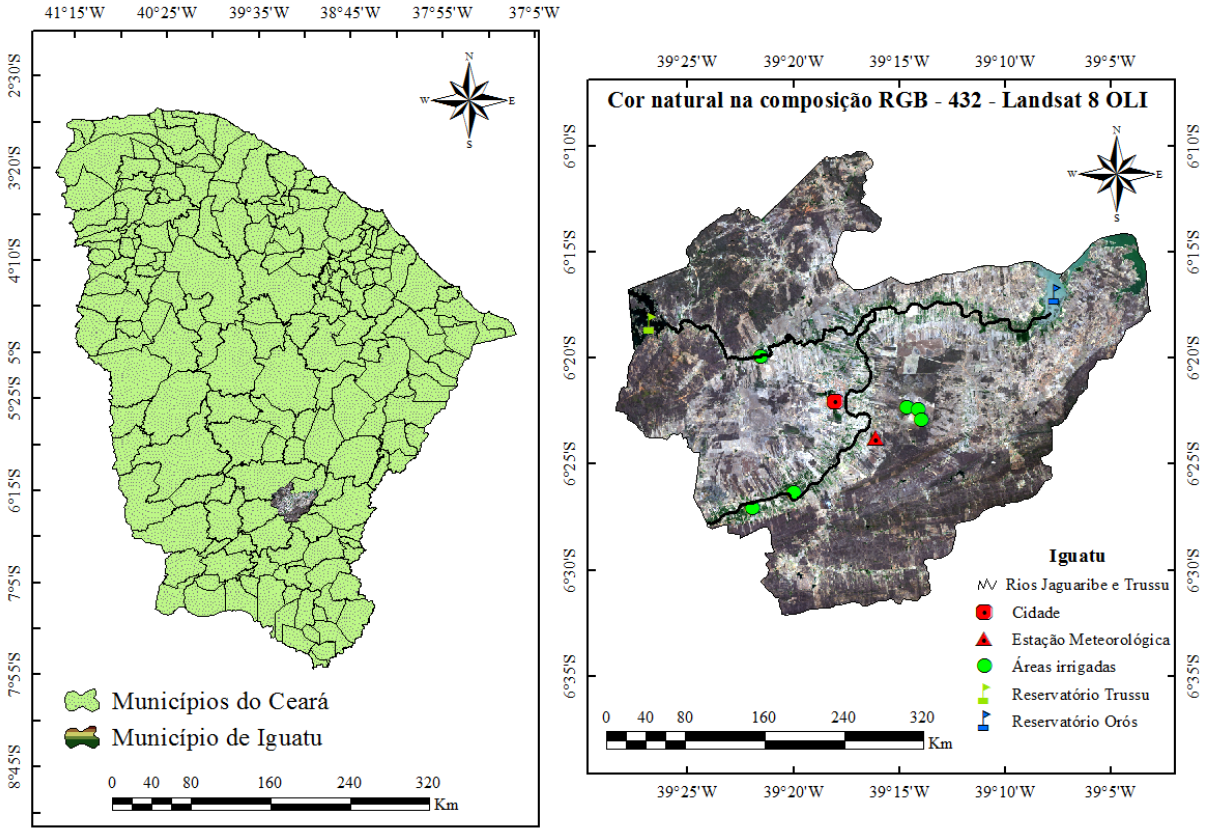

Figura 1 – Mapa espacial de localização da área de estudo: Iguatu – CE, imagem do satélite *Landsat* 8 OLI no dia 24 de agosto de 2015 em cor natural na composição RGB – 432.

4.2 Dados meteorológicos

Foram obtidos dados de uma estação meteorológica automática, como: temperatura média do ar instantânea (T_{ar}, ºC), máxima (T_X, ºC) e mínima (T_N, ºC); umidade relativa do ar instantânea (UR, %), máxima (UR_X, %) e mínima (UR_N, %); pressão atmosférica do ar instantânea, máxima e mínima (P_o, kPa); velocidade do vento a 10 metros de altura (u_{10m}, m s^{-1}); radiação solar global diária média ($R_{s\ 24h}$, em MJ m^{-2} e W m^{-2}) e precipitação (mm). A estação (Iguatu-A319; Código OMM: 81873) está situada no Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará – *Campus* Iguatu, nas coordenadas (6º 23’ 47’’ S e 39º 16’ 8’’ W, 233 m), pertencente ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), onde as coletas de dados são realizadas a cada hora, com disponibilidade de dados meteorológicos automáticos para região em estudo entre o período de 30/05/2007 até o presente.

Os dados complementares de radiação solar de ondas curtas realizaram correções e calibrações diante das imagens adquiridas mediante o satélite *Landsat* 5 e 8 dos respectivos

sensores TM e OLI/TIRS. Os valores convertidos em radiância espectral e refletância monocromática, possibilitou determinar as componentes do balanço de energia à superfície, como o albedo, índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF, temperatura da superfície, o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo, bem como estimar a evapotranspiração real mediante o algoritmo SEBAL. Determinou-se também, a evapotranspiração potencial pelo modelo físico de Penman-Monteith, proposto pela FAO-56 (ALLEN et al., 1998).

Na Tabela 4 observa-se a variabilidade temporal da precipitação pluviométrica de acordo com os registros coletados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em que os maiores registros foram para os respectivos anos de 2008, 2009 e 2011, ambos atingindo precipitação de mais de 1000 mm, destacando-se o ano de 2008 com 1392,80 mm. O menor registro foi para o ano de 2015, com 500 mm. Contudo, cabe ressaltar que para os meses de janeiro e fevereiro do ano de 2013 e os meses de junho, julho e dezembro de 2015 os dados registraram falhas nas medições automáticas, com isso, não representam consistentemente os reais valores. Entretanto, diante das medições da estação convencional também do INMET existente na área de estudo foram observados os valores das precipitações para os meses de janeiro e fevereiro de 2013, com 78,6 e 54,2 mm, respectivamente. Para o ano de 2015 nos meses de junho, julho e dezembro, foram valores de 29,7, 29,8 e 30,5 mm, respectivamente.

Tabela 4 – Precipitação pluviométrica mensal da estação meteorológica automática do INMET no Município de Iguatu – CE para os anos estudados na pesquisa

Meses	Precipitação dos anos estudados (mm)					
	2008	**2009**	**2011**	**2013**	**2014**	**2015**
Janeiro	181,4	159,4	220,0	0,0	60,0	24,6
Fevereiro	230,0	186,8	263,8	2,0	144,0	142,2
Março	456,8	115,2	103,6	72,0	256,8	144,8
Maio	369,4	380,8	424,0	123,8	219,4	72,0
Abril	119,0	128,6	125,4	233,0	66,0	113,0
Junho	1,4	14,4	10,6	88,8	25,6	3,4
Julho	11,2	34,4	72,4	52,4	25,0	2,4
Agosto	21,0	56,4	10,6	6,4	0,0	0,6
Setembro	0,0	3,2	0,0	1,2	8,2	0,0
Outubro	0,6	0,0	81,2	39,6	44,0	0,0
Novembro	0,0	0,0	14,8	3,2	12,6	0,0
Dezembro	2,2	0,0	9,2	27,4	5,6	23,2
Total (mm)	1392,8	1079,2	1335,6	649,8	867,2	526,2

Observou-se também a precipitação pluviométrica acumulada nos 20 dias antecedentes ao imageamento dos sensores TM e OLI/TIRS, visto que, os eventos chuvosos antecedentes podem causar uma resposta rápida diante das componentes do balanço de radiação e energia, principalmente, se tratando do bioma Caatinga. De acordo com os referentes dados da estação meteorológica automática do INMET, registraram-se as seguintes precipitações, conforme a Tabelas 5.

Tabela 5 – Precipitação pluviométrica acumulada na estação meteorológica do Município de Iguatu – CE, nos 20 dias antecedentes ao imageamento dos sensores TM e OLI/TIRS

Datas do imageamento	**Precipitações pluviométricas (mm)**
21/09/2008	0,0
20/06/2009	14,2
29/08/2011	9,8
03/09/2013	6,4
22/09/2014	8,2
24/08/2015	0,0

4.3 Dados orbitais

O estudo foi realizado a partir de imagens do satélite *Landsat* 5 de sensor TM (*Thematic Mapper*) e do *Landsat* 8 de sensores OLI/TIRS (*Operational Land Imager/Thermal Infrared Sensor*), as quais foram adquiridas junto ao site americano *United States Geologial Survey* – USGS (http://earthexplorer.usgs.gov/) e o download das imagens foi possível a partir da realização de um cadastro. Quando adquiridas as mesmas já se encontram ortorretificadas, ou seja, imagens cujas coordenadas dos seus milhares de pixels passaram por processo de correção e se aproximam bastante das coordenadas reais da superfície.

As imagens mediante os sensores orbitais do *Landsat* 5 TM é composta por 7 bandas espectrais entre os comprimentos de onda 0,452-12,42 μm, cujos valores variam de 0 a 256 (8 bits), tendo uma resolução espacial de 30 m nas bandas de 1 a 5 e 7, e de 120 m na banda termal 6. O *Landsat* 8 OLI/TIRS é composto por 11 bandas multiespectrais entre os comprimentos de onda 0,43-12,51 μm. Possuem resolução espectral de 12 bits, mas são disponibilizadas em 16 bits nos arquivos GeoTIFFs (arquivo compactado) e TXT (metadados), significando dessa forma, a intensidade de cada pixel entre 0 a 65.535, o que permite assegurar um maior grau de detalhamento das informações a serem geradas. O sistema de projeção cartográfica é UTM (*Universal Transverse Mercator*), DATUM: WGS 1984 na zona 24, pela qual está inserida a área de estudo.

Contudo, diante dos objetivos geral e específicos da pesquisa, foram utilizadas as bandas de 1 a 7 do sensor TM e de 2 a 7 e a banda termal 10 dos sensores OLI/TIRS. O motivo da utilização das referentes bandas, foi motivo, das mesmas serem semelhantes e por propiciarem

à obtenção do albedo e da temperatura da superfície. Esses fatores biofísicos são extremamente importantes, podendo influenciar de forma significativa o balanço de radiação à superfície (SILVA et al., 2005a), consequentemente, através deste, o fluxo de calor no solo e, principalmente, a evapotranspiração.

As imagens de satélite implementadas no SEBAL que cobriram à área de estudo possuem órbita/ponto de 217/64. Foram adotados critérios de escolha, devido à grande disponibilidade destas, tais como:

1. Sob condição de céu claro, onde o critério de seleção foi a menor ou inexistente presença de nuvens possível, visto que, a sua presença pode superestimar ou subestimar valores na imagem, mesmo que seja em áreas pequenas;
2. Utilizou-se imagens pertencentes ao mesmo período do ano, especificamente, para o período seco.

As imagens em estudo foram processadas a partir do software ERDAS imagine na versão 9.1, Leica Geosystems. As cartas temáticas dos parâmetros biofísicos: albedo da superfície, NDVI, SAVI, IAF, temperatura da superfície, saldo de radiação instantâneo e diário à superfície e a evapotranspiração real diária foram todas processadas pelo software ArcGis 10.2.2. Inicialmente no ERDAS, foram realizados processos como: empilhamento das bandas, reamostragem (em que reprojetou-se as cenas estudadas para Sul, atribuindo a zona da área de estudo), em seguida, fez-se o recorte das imagens empilhadas, seguindo com o processamento das imagens, com a utilização da ferramenta Model Maker, em que realizou-se as operações matemáticas para cada etapa atribuída a pesquisa, ferramenta indispensável para o processamento das imagens e obtenção dos balanços de radiação e energia. Na Tabela 6 pode-se observar os dados de entrada no instante da passagem do satélite utilizado na pesquisa, como o dia sequencial do ano (DAS), horário local da passagem (h:min.), ângulo de elevação do Sol (E, graus), temperatura instantânea do ar (T_{ar}, °C), umidade relativa instantânea do ar (UR, %) e a pressão atmosférica instantânea do ar (P_o, kPa).

Tabela 6 – Dados de entrada e variáveis no instante da passagem do satélite na estação meteorológica automática empregados no estudo

Satélite LANDSAT	**Data da Imagem**	**DSA**	**Horário (h:min.)**	**E (graus)**	**T_{ar} (ºC)**	**UR (%)**	**P_o (kPa)**
5 TM	21/09/2008	265	09:32	59,62	30,2	35	98,99
5 TM	20/06/2009	171	09:36	47,89	26,8	62	98,98
5 TM	29/08/2011	241	09:36	55,74	29,8	37	99,08
8 OLI/TIRS	03/09/2013	246	09:49	59,98	30,3	40	98,92
8 OLI/TIRS	22/09/2014	265	09:47	63,48	31,9	44	98,85
8 OLI/TIRS	24/08/2015	236	09:47	57,08	30,3	36	98,90

4.4 Emprego do algoritmo SEBAL e suas etapas

Para a estimativa das diferentes componentes do balanço de energia à superfície utilizou-se o algoritmo SEBAL, desenvolvido por Bastiaanssen et al. (1998a), posteriormente aprimorado por Allen et al. (2002).

A metodologia empregada seguiu-se basicamente Bastiaanssen et al. (1998ab), Allen et al. (2002), Silva et al. (2005a), Oliveira (2012) e Bezerra (2013), a qual consistem nas etapas mostradas na Figura 2, bem como foram realizados os cômputos das demais, nas descrições seguintes, conforme as equações.

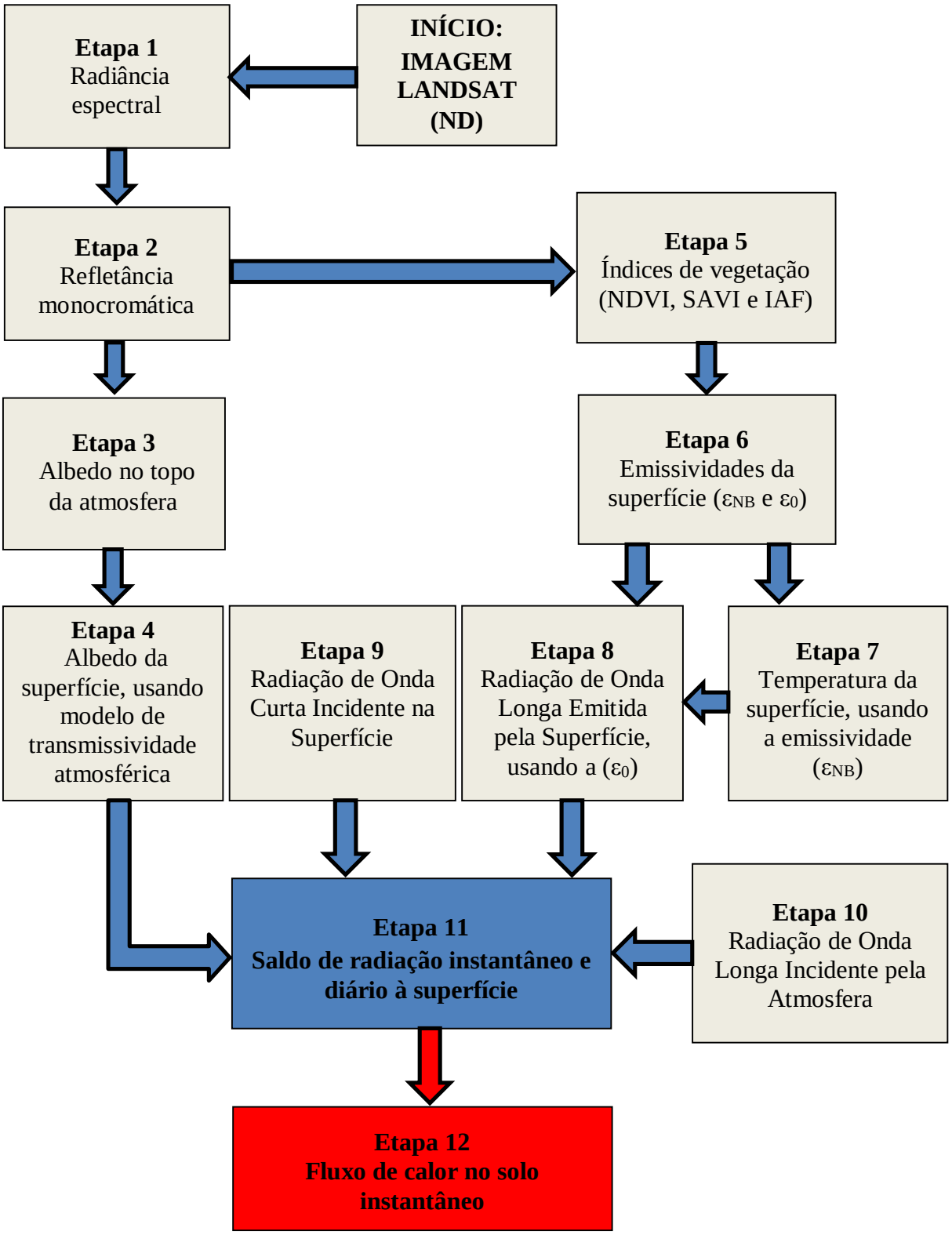

Figura 2 – Fluxograma do processamento dos parâmetros biofísicos para determinação do saldo de radiação instantâneo e diário à superfície (R_n e $R_{n\ 24h}$, W m^{-2}) e do fluxo de calor no solo instantâneo (G, W m^{-2}).

4.4.1 Radiância espectral (Etapa 1)

As radiâncias representam a energia solar refletida por cada pixel por unidade de área, de tempo, ângulo sólido e de comprimento de onda, medida ao nível do satélite *Landsat* 5 de sensor TM para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, e do *Landsat* 8 OLI para as bandas 2, 3, 4, 5, 6 e 7. Em estudos realizados, trabalhando com imagens *Landsat* 5 e 7, conforme os autores (BASTIAANSSEN et al., 1998a; ALLEN et al., 2002; 2007a; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011), utilizaram para o processo de conversão do nível de cinza em radiância espectral, as radiâncias mínima e máxima ($L_{mín}$ e $L_{máx}$, respectivamente). Para este estudo diante do sensor *TM* do *Landsat* 5, o processo de conversão foi de acordo com os coeficientes de calibração (radiância mínima – $\mathbf{L_{mín}}$ e máxima – $\mathbf{L_{máx}}$, para o período: após abril de 2007) e irradiâncias solar espectrais de cada banda ($k_{b\ Land\ 5}$) no Topo da Atmosfera (TOA) determinados e propostos por Chander e Markham (2003) e Chander et al. (2009), conforme pode ser observado na Tabela 7, que ainda apresenta a descrição das bandas do Mapeador Temático e os seus respectivos comprimento de ondas (μm).

Tabela 7 – Coeficientes de calibração do Mapeador Temático (TM) do *Landsat* 5

Bandas	**Comprimento de ondas (μm)**	**Coeficientes de calibração do *Landsat* 5 TM ($Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$)**		**Irradiância solar espectral ($k_{b\ Land\ 5}$) no Topo da Atmosfera – TOA ($W\ m^{-2}\ \mu m^{-1}$)**
		$L_{mín}$	**$L_{máx}$**	
1 (azul)	0,45 – 0,52	-1,52	169	1957
2 (verde)	0,52 – 0,60	-2,84	333	1826
3 (vermelho)	0,63 – 0,69	-1,17	264	1554
4 (IV-próximo)	0,76 – 0,90	-1,51	221	1036
5 (IV-médio)	1,55 – 1,75	-0,37	30,2	215
6 (IV-termal)	10,40 – 12,50	1,2378	15,303	-
7 (IV-médio)	2,08 – 2,35	-0,15	16,5	80,67

4.4.1.1 *Landsat* 5 TM (radiância)

Para cômputo da radiância espectral em cada banda do *Landsat* 5 TM, de acordo com Chander et al. (2009) utilizou-se a Equação 1.

$$L_{b\ Land\ 5} = L_{mín\ b} + \left(\frac{L_{máx\ b} - L_{mín\ b}}{255}\right).(ND_b - 1) \quad (1)$$

em que, $L_{b\ Land\ 5}$ (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) é a radiância espectral de cada pixel em cada banda; b (subscrito) representa cada uma das bandas do *Landsat* 5 TM; $L_{mín\ b}$ e $L_{máx\ b}$ são as radiâncias espectrais mínima e máxima (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}), respectivamente (Tabela 7); ND é a intensidade do pixel (número digital – número inteiro de 0 a 256, estes encontrados a partir das imagens estudadas).

4.4.1.2 *Landsat* 8 OLI (radiância)

Diante do *Landsat* 8 OLI, determinou-se a radiância espectral ($L_{b\ Land\ 8}$) com base nos termos aditivo e multiplicativo, tanto para radiância espectral (Etapa 1) quanto para a refletância (Etapa 2, na Equação 4). Foi necessário converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda do sistema sensor *Landsat* 8 OLI em radiância espectral. Portanto, foram utilizados coeficientes radiométricos referentes à radiância, disponibilizados nos arquivos de metadados das imagens utilizadas na pesquisa. Para determinar a radiância espectral em cada banda foi utilizada a Equação 2 (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016).

$$L_{b\ Land\ 8} = Add_{rad\ b} + Mult_{rad\ b} . ND_b \quad (2)$$

em que, $Add_{rad\ b}$ é o termo aditivo e $Mult_{rad\ b}$ o multiplicativo, relativos à radiância, estes foram extraídos do metadados de cada imagem do OLI e ND_b é a intensidade de cada pixel e banda (valor entre 0 e 65365), que também foram observados a partir das imagens em estudo.

4.4.2 Refletância espectral monocromática (Etapa 2)

A refletância espectral monocromática representa o cômputo da refletância em cada banda, definida como a razão entre o fluxo da radiação solar refletida e o fluxo da radiação solar incidente em cada pixel, considerando as bandas refletivas (de 1 a 5 e 7) do *Landsat* 5 TM e (de 2 a 7) do *Landsat* 8 OLI.

4.4.2.1 *Landsat* 5 TM (refletância)

A refletância do mesmo pixel da imagem considerada na etapa anterior foi determinada em função do ângulo zenital solar (θ) e o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (d_r) para cada banda do satélite *Landsat* 5 TM, conforme a Equação 3 (CHANDER & MARKHAM, 2003; CHANDER et al., 2009) e do *Landsat* 8 OLI, Equação 4 (SILVA et al., 2016).

$$r_{b\ Land\ 5} = \frac{\pi \,.\, L_{b\ Land\ 5}}{k_{b\ Land\ 5} \,.\, \cos\theta \,.\, d_r} \qquad (3)$$

em que, $r_{b\ Land\ 5}$ (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) é a refletância espectral monocromática de cada pixel em cada banda (b); $k_{b\ Land\ 5}$ (W m^{-2} μm^{-1}) é a irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do *Landsat* 5 TM no Topo da Atmosfera – TOA (Tabela 7), conforme empregada e proposta por Chander e Markham (2003) e Chander et al. (2009); θ é o ângulo zenital solar, obtido a partir do ângulo de elevação do sol, no metadados das imagens e d_r os valores instantâneos do inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol em dado dia do ano.

4.4.2.2 *Landsat* 8 OLI (refletância)

Fez-se necessário novamente converter os valores quantizados e calibrados do nível de cinza de cada banda do OLI, dessa vez para à refletância. Assim, foram utilizados os coeficientes radiométricos referentes à refletância, disponibilizados nos metadados das imagens (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016). A refletância (OLI) foi determinada pela Equação 4.

$$r_{b\ Land\ 8} = \frac{(Add_{ref\ b} + Mult_{ref\ b} \,.\, ND_b)}{\cos\theta \;.\; d_r} \tag{4}$$

em que, $r_{b\ Land\ 8}$ (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) é a refletância monocromática de cada pixel em cada banda; $Add_{ref\ b}$ é o termo aditivo e $Mult_{ref\ b}$ o multiplicativo, relativos à refletância. Estes foram extraídos dos metadados de cada imagem utilizada e d_r obtido conforme a Equação 5 (IQBAL, 1983).

$$d_r = 1 + 0{,}033 \;.\; \cos\left(\frac{DSA \;.\; 2 \;.\; \pi}{365}\right) \tag{5}$$

em que, DSA é o dia sequencial do ano e o argumento da função cos está em radianos. O valor médio anual de d_r é igual a 1,00, variando entre 0,97 e 1,03, aproximadamente.

O cosseno do ângulo zenital solar (θ, adimensional) é obtido a partir do ângulo de elevação do Sol (E, graus), disponibilizado nos metadados das imagens, conforme Equação 6.

$$\cos\theta = \cos\left(\frac{\pi}{2} - E\right) = \text{sen}\ (E) \tag{6}$$

4.4.2.3 *Landsat* 8 OLI (cômputos dos pesos)

Determinou-se os coeficientes de pesos para cada banda das imagens, conforme metodologia (CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2016). Portanto, fez-se necessário antes, estimar a constante solar (W m^{-2} μm^{-1}) associada a cada uma das bandas refletivas do OLI e, para tanto, empregou-se a seguinte Equação 7.

$$k_{b\ Land\ 8} = \frac{\pi \;.\; L_{b\ Land\ 8}}{r_{b\ Land\ 8} \;.\; \cos\theta \;.\; d_r} \tag{7}$$

em que, $k_{b\ Land\ 8}$ (W m^{-2} μm^{-1}) é a irradiância solar espectral de cada uma das bandas refletivas do *Landsat* 8 OLI no Topo da Atmosfera (TOA). Em seguida, foram calculados os pesos ($p_{b\ Land\ 8,}$ adimensional) para cada banda do OLI, onde o valor do $p_{b\ Land\ 8}$ de cada banda espectral, foram obtidos pela razão entre o $k_{b\ Land\ 8}$ daquela banda e o somatório de todos os $k_{b\ Land\ 8}$ do

Landsat 8 OLI (STARKS et al., 1991; CHANDER & MARKHAM, 2003; SILVA et al., 2005b; SILVA et al., 2016), conforme a Equação 8.

$$p_{b\ Land\ 8} = \frac{k_{b\ Land\ 8}}{\Sigma\ k_{b\ Land\ 8}} \quad (8)$$

Os pesos calculados foram empregados no cômputo do albedo planetário, etapa seguinte do estudo. Este processo assemelha-se ao que repentinamente tem sido feito no SEBAL e METRIC por diversos autores (BASTIAANSSEN et al., 1998a; SILVA et al., 2005b; ALLEN et al., 2007; CHANDER et al., 2009; OLIVEIRA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2015; SILVA et al., 2016; SOUZA et al., 2016) com imagens TM do *Landsat* 5.

4.4.3 Albedo planetário ou no topo da atmosfera (Etapa 3)

O albedo no topo da atmosfera (α_{toa}) representa a quantidade de radiação refletida de cada pixel sem correção atmosférica, que consiste em combinação linear da refletância espectral em cada uma das bandas refletivas ($r_{b\ Land\ 5}$ e $r_{b\ Land\ 8}$) de 1 a 5 e 7 do TM e da combinação das bandas de 2 a 7 do OLI, com os respectivos pesos do OLI ($p_{b\ Land\ 8}$) calculados na Etapa 2 (Equação 8).

4.4.3.1 *Landsat* 5 TM (albedo)

Mediante esses fatores, o albedo sem correção foi estimado de acordo com os autores (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005b; BEZERRA et al., 2014), conforme a Equação 9.

$$\alpha_{toa} = 0{,}293\ .\ r_1 + 0{,}274\ .\ r_2 + 0{,}233\ .\ r_3 + 0{,}157\ .\ r_4 + 0{,}033\ .\ r_5 + 0{,}011\ .\ r_7 \quad (9)$$

Nota-se que os pesos da equação acima, correspondem ao valor da irradiância solar monocromática ($k_{b\ Land\ 5}$) de cada banda (Tabela 7) pela somatória das irradiâncias de todas as bandas ($\Sigma\ k_{b\ Land\ 5}$), ou seja: peso da banda b = $k_{b\ Land\ 5}$ / $\Sigma\ k_{b\ Land\ 5}$ (SILVA et al., 2005b; BEZERRA et al., 2014).

4.4.3.2 *Landsat* 8 OLI (albedo)

O albedo sem correção foi estimado de modo semelhante ao feito por Silva et al. (2005b) diante do *Landsat* 5 TM, muito de acordo com o estudo de Silva et al. (2016), conforme a Equação 10.

$$\alpha_{toa} = p_2 \cdot r_2 + p_3 \cdot r_3 + p_4 \cdot r_4 + p_5 \cdot r_5 + p_6 \cdot r_6 + p_7 \cdot r_7 \quad (10)$$

em que, α_{toa} é o albedo planetário de cada pixel ou albedo sem correção atmosférica; p_2, p_3, p_4, p_5, p_6 e $p_{7\ Land\ 8,}$ respectivamente, são os pesos de cada uma das bandas e r_2, r_3, r_4, r_5, r_6 e $r_{7\ Land\ 8}$, respectivamente, são as refletâncias de cada uma das bandas utilizadas.

A partir da etapa seguinte os cômputos das componentes do balanço de energia, dos fluxos de calor no solo e sensível e a evapotranspiração, foram introduzidos com a mesma metodologia no algoritmo SEBAL, tanto para o TM quanto para o OLI/TIRS.

4.4.4 Albedo da superfície ou albedo corrigido para os efeitos atmosféricos (Etapa 4)

Considerando-se que a atmosfera terrestre produz interferência na radiação solar e na radiação refletida, o albedo calculado no topo da atmosfera carece de correções devidas aos processos de absorção e espalhamento.

O albedo é um dos principais componentes do balanço de energia, definido como a proporção do fluxo de energia refletida pela superfície em relação ao fluxo de energia incidente. Estimativas imprecisas podem induzir erros significativos nas componentes do balanço de energia e, principalmente, nas estimativas de evapotranspiração (TASUMI et al., 2008).

Portanto, o albedo corrigido da superfície do mesmo pixel foi computado de acordo com vários estudos (BASTIAANSSEN et al., 1998; ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; OLIVEIRA et al., 2012; SILVA et al., 2016), conforme a Equação 11.

$$\alpha_{sup} = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{atm}}{\tau_{sw}^2} \quad (11)$$

em que, α_{sup} é o albedo da superfície corrigido para os efeitos atmosféricos; α_{atm} é a refletância da própria atmosfera, que pode ser obtida a partir de um modelo de transferência radiativa, em

geral, varia entre 0,025 e 0,04 (ALLEN et al., 2002). Com isso, para o modelo SEBAL tem sido recomendado por pesquisadores o valor de 0,03, pelo qual esse valor foi adotado nesta pesquisa, tendo como base os estudos realizados dos diversos autores (BASTIAANSSEN, 2000; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SILVA et al., 2016) e τ_{sw} é a transmissividade atmosférica no domínio da radiação solar para dias de céu claro obtida de acordo com os autores (ASCE-ERWI, 2005; ALLEN et al., 2002; ALLEN et al., 2007a; OLIVEIRA et al., 2012; SILVA et al., 2016), conforme a Equação 12.

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \cdot \exp\left[\frac{-0,00146 \cdot P_o}{K_t \cdot \cos\theta} - 0,075\left(\frac{W}{\cos\theta}\right)^{0,4}\right] \quad (12)$$

em que, P_o (kPa) é a pressão atmosférica instantânea (medida na estação meteorológica automática da área em estudo); K_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera (K_t = 1,0 para céu claro e limpo e K_t = 0,5 para ar extremamente túrbido ou poluído, por ALLEN et al., 2002; 2007a), sendo que para este trabalho foi utilizado o K_t = 1,0, conforme pesquisas mais atuais dos autores (OLIVEIRA et al., 2012; SILVA et al., 2016); W (mm) é a água precipitável obtida em função da umidade relativa do ar instantânea (medida na estação meteorológica automática), conforme Equação 13 (GARRISON & ADLER 1990).

$$W = 0,14 \cdot e_a \cdot P_o + 2,1 \quad (13)$$

em que, e_a (kPa) é a pressão real de vapor d'água atmosférico, calculada mediante dados meteorológicas da estação automática localizada na área em estudo, conforme Equação 14.

$$e_a = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad (14)$$

em que, e_s (kPa) é a pressão de saturação do vapor d'água obtida por meio de dados da estação automática, Equação 15.

$$e_s = 0,6108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T_{ar}}{237,3 + T_{ar}}\right) \quad (15)$$

em que, T_{ar} (°C) é a temperatura do ar instantânea da estação meteorológica automática.

Caso ocorra uma eventual falta de dados de pressão atmosférica (P_o, kPa) obtêm-se a mesma de acordo com ASCE-EWRI (2005) e Allen et al. (2002), conforme Equação 16.

$$P_o = 101{,}3 \left(\frac{T_{ar} - 0{,}0065 \,.\, z}{T_{ar}} \right)^{5{,}26} \quad (16)$$

em que, T_{ar} é a temperatura do ar da estação meteorológica automática, em Kelvin e z é a altitude, em metros.

4.4.5 Índices de vegetação (Etapa 5)

Foram estimados os seguintes índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF para todos os pixels das imagens estudadas, referentes ao Município de Iguatu – CE.

4.4.5.1 NDVI

O NDVI é um indicador sensível da quantidade de vegetação verde e também da condição desta, em que seus valores variam de (–1) a (+1), em superfícies com alguma vegetação o NDVI varia de (0) a (1), já para a água e nuvens o NDVI geralmente é menor que zero.

O índice de vegetação da diferença normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI) foi obtido através da razão entre a diferença das refletâncias do infravermelho próximo ($r_{b\,IV}$) e do vermelho ($r_{b\,V}$), pela soma das mesmas, de acordo com os pesquisadores (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; RODRIGUES et al., 2009; ARRAES et al., 2012; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; BEZERRA et al., 2014; SOUZA, 2014), conforme Equação 17.

$$NDVI = \frac{r_{b\,IV} - r_{b\,V}}{r_{b\,IV} + r_{b\,V}} \quad (17)$$

em que, $r_{b\,IV}$ e $r_{b\,V}$, respectivamente, correspondem às bandas refletivas 4 e 3 do *Landsat* 5 TM e bandas 5 e 4 do *Landsat* 8 OLI.

4.4.5.2 SAVI

Posteriormente, obteve-se o índice de vegetação ajustado as condições do solo (*Soil Adjusted Vegetation Index* – SAVI), que busca amenizar os efeitos antecedentes do solo (HUETE, 1988). Em diversos estudos observou-se a sua determinação (ALLEN et al., 2002; OLIVEIRA, 2012; SOUZA, 2014), conforme Equação 18.

$$SAVI = \frac{(1 + L) \,.\, (r_{b\,IV} - r_{b\,V})}{(L + r_{b\,IV} + r_{b\,V})} \tag{18}$$

em que, L é a constante de ajuste ao solo, que depende do tipo de solo, o valor mais utilizado pelos pesquisadores é 0,5 (ALLEN et al., 2002; ACCIOLY et al., 2002; BOEGH et al., 2002). Embora, para esta pesquisa foi utilizado o valor de 0,1, devido à estudos mais recentes, conforme os autores (ALLEN et al., 2007a; SOUZA, 2014).

4.4.5.3 IAF

Através da obtenção do SAVI tornou-se possível também obter o Índice de Área Foliar (IAF, m^{-2} m^{-2}), definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área utilizada por essa vegetação. É um indicador da biomassa de cada pixel da imagem. Foi calculado de acordo com Allen et al. (2007a), descrita pela Equação 19.

$$IAF = - \frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91} \tag{19}$$

4.4.6 Emissividades da superfície (Etapa 6)

Para a emissividade da superfície, foi utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro, no sentido de obter à temperatura da superfície (Etapa 7). Como cada pixel não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir à emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal – ε_{NB} (10,4 – 12,5 μm). Por sua vez, para o cômputo da radiação de onda longa emitida por cada pixel, há de ser considerada a emissividade no domínio da banda larga – ε_0 (5 – 100 μm).

Segundo Allen et al. (2002), as emissividades de cada pixel (ε_{NB}) e (ε_0) podem ser obtidas e validadas, para NDVI > 0 e IAF < 3, segundo as Equações 20 e 21.

$$\varepsilon_{NB} = 0{,}97 + 0{,}0033 \; . \; IAF \tag{20}$$

$$\varepsilon_0 = 0{,}95 + 0{,}01 \; . \; IAF \tag{21}$$

Foram seguidas as seguintes condições: para pixels com valores de IAF $\geq$ 3, considera-se $\varepsilon_{NB} = \varepsilon_0 = 0{,}98$. Para NDVI < 0, $\varepsilon_{NB} = 0{,}99$ e $\varepsilon_0 = 0{,}985$, conforme Allen et al. (2002).

4.4.7 Temperatura da superfície (Etapa 7)

Depois de determinadas as emissividades, prosseguiu-se com a temperatura da superfície (T_s). Foi obtida utilizando a radiância espectral da banda termal (L_{b6}) do satélite *Landsat* 5 de sensor TM e a termal (L_{b10}) do *Landsat* 8 de sensor TIRS e a emissividade no domínio da banda termal (ε_{NB}, Equação 20). Desta forma, obteve-se a temperatura da superfície, em Kelvin (ALLEN et al., 2002; RODRIGUES et al., 2009; SILVA et al., 2011; CUNHA et al., 2012; OLIVEIRA et al., 2012; BEZERRA et al., 2014; SOUZA et al., 2016), a partir da Equação 22.

$$T_s = \frac{K_2}{\left(\frac{\varepsilon_{NB} \; . \; K_1}{L_b} + 1\right)} \tag{22}$$

em que, K_1 e K_2 (W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) são constantes de calibração das bandas termais do *Landsat* 5 TM (banda termal 6, L_{b6}, K_1 = 607,76 e K_2 = 1260,56 W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}) e do *Landsat* 8 TIRS (banda termal 10, L_{b10}, K_1 = 774,89 e K_2 = 1321,08 W m^{-2} sr^{-1} μm^{-1}), extraídos dos metadados das imagens processadas.

4.4.8 Radiação de onda longa emitida pela superfície (Etapa 8)

Para o cômputo da radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{ol\ emit\uparrow}$, W m^{-2}) por cada pixel, considerou-se a emissividade no domínio da banda larga (ε_0), foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman, conforme Allen et al. (2002), Equação 23.

$$R_{ol\ emit\uparrow} = \varepsilon_0 \,.\, \sigma \,.\, T_s^{\,4} \qquad (23)$$

em que, ε_0 é a emissividade de cada pixel (Etapa 6); σ é a constante de Stefan-Boltzman (σ = $5{,}67 \times 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}) e T_s é a temperatura da superfície, em Kelvin (obtida na Etapa 7).

4.4.9 Radiação de onda curta incidente na superfície (Etapa 9)

A radiação de onda curta incidente na superfície ($R_{sol\ inc\downarrow}$, W m^{-2}) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, para condições de céu claro (ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011) é dada pela Equação 24.

$$R_{sol\ inc\downarrow} = S \,.\, \cos\theta \,.\, d_r \,.\, \tau_{sw} \qquad (24)$$

em que, S é a constante solar (1367 W m^{-2}).

4.4.10 Radiação de onda longa incidente pela atmosfera (Etapa 10)

A radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície ($R_{ol\ atm}$, W m^{-2}) na área de estudo foi calculada pela lei de Stefan-Boltzmann, descrita na Equação 25, em função da emissividade atmosférica do ar – ε_a (BASTIAANSSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; BASTIAANSSEN et al., 2005).

$$R_{ol\ atm\downarrow} = \varepsilon_a \,.\, \sigma \,.\, T_{ar}^{\,4} \qquad (25)$$

em que, σ é a constante de Stefan-Boltzman; T_{ar} é a temperatura do ar instantânea na estação meteorológica automática, em Kelvin ($K = 273,15 + T_{ar}$) e ε_a é a emissividade atmosférica do ar (Equação 26), calculada com base na transmissividade atmosférica instantânea (τ_{sw}).

$$\varepsilon_a = 0,85 \,.\, (-\ln \,.\, \tau_{sw})^{0,09} \quad (26)$$

4.4.11 Saldo de radiação instantâneo à superfície (Etapa 11)

O Saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2}) foi estimado conforme metodologia dos seguintes autores (BASTIAANSSEN, 1995; ALLEN et al., 2002; SILVA et al., 2005a; SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2012; GUSMÃO et al., 2013; OLIVEIRA et al., 2015), Equação 27.

$$R_n = R_{sol\ inc\downarrow} \,.\, (1 - \alpha_{sup}) - R_{ol\ emit\uparrow} + R_{ol\ atm\downarrow} - (1 - \varepsilon_0) \;.\; R_{ol\ atm\downarrow} \quad (27)$$

em que, $R_{sol\ inc\downarrow}$ é a radiação de onda curta incidente; α_{sup} é o albedo corrigido de cada pixel; $R_{ol\ atm\downarrow}$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera na direção de cada pixel; $R_{ol\ emit\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida por cada pixel e ε_0 é a emissividade de cada pixel.

Para tanto, estimou-se também, o saldo de radiação diário à superfície ($R_{n\ 24h}$, W m^{-2}), mediante modelo calibrado para condições verificadas no semiárido brasileiro (SILVA et al., 2011; SILVA et al., 2012), Equação 28.

$$R_{n\ 24h} = R_{s\ 24h\downarrow} \,.\, (1 - \alpha_{sup}) - 123 \,.\, \tau_{sw\ 24h\downarrow} \quad (28)$$

em que, $R_{s\ 24h}$ (W m^{-2}) é a radiação solar média diária, que foi medida na estação meteorológica automática (área de estudo); $\tau_{sw\ 24h\downarrow}$ é a transmissividade atmosférica média diária. Para converter o saldo diário em MJ m^{-2}, conforme já usado em várias aplicações por diversos pesquisadores, multiplica-se o $R_{n\ 24h}$ pelo fator 0,0864.

Com as estimativas das componentes do balanço de energia e, finalmente, com à obtenção do saldo de radiação, a partir de agora determinou-se os fluxos de calor no solo e sensível das

imagens estudadas. Contudo, para fim do processo diante do algoritmo SEBAL, estimou-se a evapotranspiração real diária.

4.4.12 Fluxo de calor no solo instantâneo (Etapa 12)

O fluxo de calor no solo instantâneo (G, W m^{-2}) foi obtido segundo a Equação (29) empírica, desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa valores próximos ao meio-dia solar.

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha_{sup}} . \left(0{,}0038 . \alpha_{sup} + 0{,}0074 . \alpha_{sup}^2\right).(1 - 0{,}98 . NDVI^4) \right] . R_n \qquad (29)$$

Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água, aonde for NDVI < 0 poderá utilizar-se da seguinte expressão: $G = 0{,}5 . R_n$, conforme Allen et al. (2002).

4.4.13 Fluxo de calor sensível instantâneo (Etapa 13)

O fluxo de calor sensível instantâneo (H, W m^{-2}) é considerado como a etapa cerne do SEBAL. O H foi estimado com base na velocidade do vento e na temperatura da superfície, usando uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis da superfície (BASTIAANSSEN et al., 1998a; ALLEN et al., 2002; ARRAES et al., 2012; OLIVEIRA, 2012; BEZERRA, 2013), conforme Equação 30.

$$H = \rho . c_p . \frac{(a + b . T_s)}{r_{ah}} \qquad (30)$$

em que, ρ é a massa especifica do ar (kg m^{-3}); c_p é o calor específico do ar à pressão constante (1004 J kg^{-1} K^{-1}); a e b são constantes de calibração da diferença da temperatura (T_1-T_2, °C) entre duas alturas (Z_1 e Z_2, m) e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}).

Na Figura 3 está representado como procedeu-se o cômputo de H, que se inicia com dados meteorológicos da estação automática inserida na própria área de estudo, tais como: a velocidade do vento (m s^{-1}) ao nível de z (m) e a altura média da vegetação (m) circundante no local da medição da velocidade do vento.

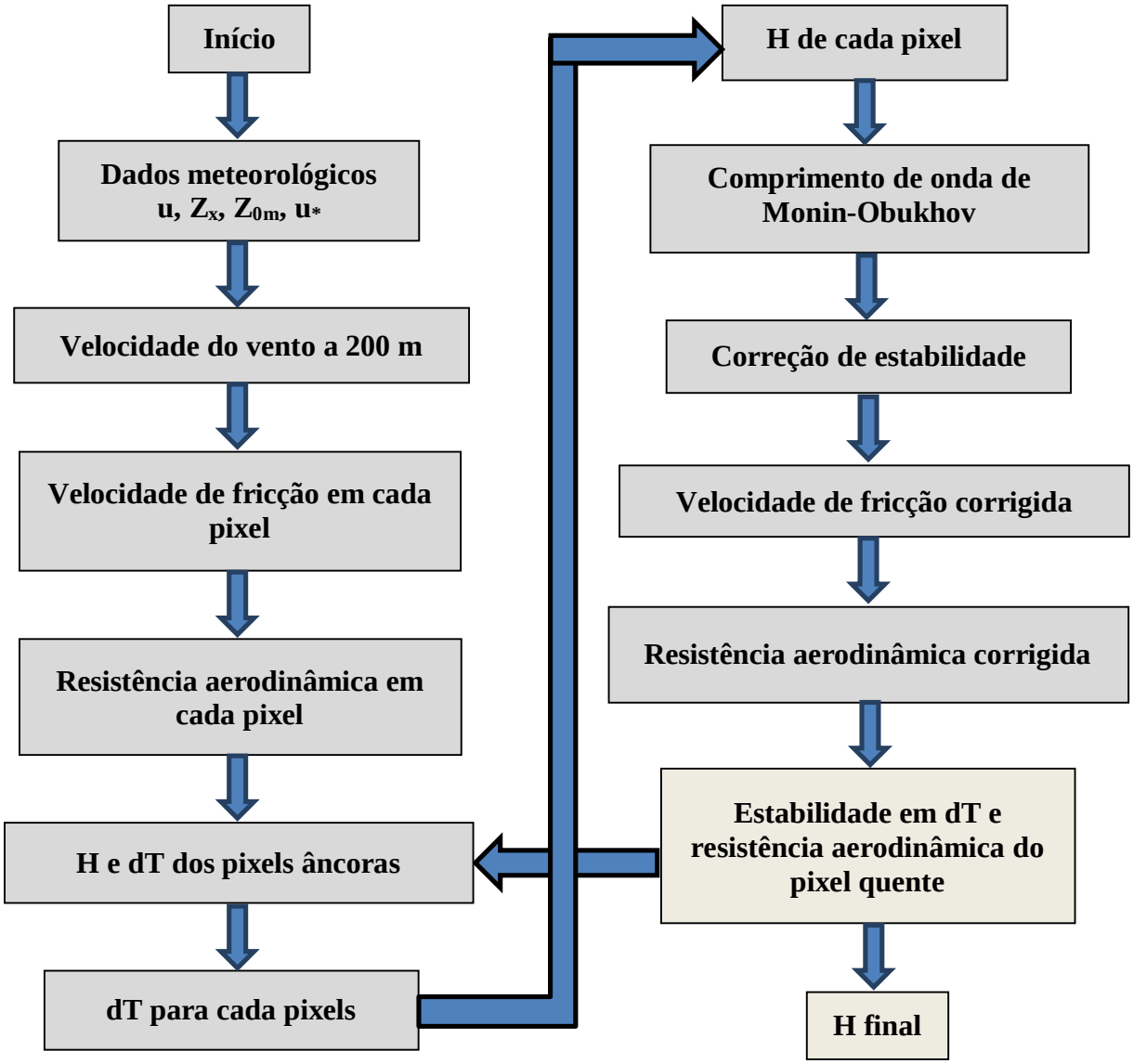

Figura 3 – Fluxograma do processo iterativo de obtenção do fluxo de calor sensível instantâneo (H, W m^{-2}).

Na obtenção de H com o SEBAL, incialmente foi necessário ter o conhecimento de dois pixels para ambas imagens, chamados de pixels âncoras (pixels frio e quente), para se determinar a variação de temperatura (dT) e a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}) em todos os pixels da área de estudo. Esta que é computada inicialmente admitindo-se a atmosfera em condição de estabilidade neutra, de acordo com a Equação 31.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{Z_1}{Z_2}\right)}{u_* \,.\, k} \tag{31}$$

em que, Z_1 e Z_2 são as alturas acima da superfície, em metros, estudos mais recentes têm sido utilizados Z_1 = 0,1 m e Z_2 = 2,0 m. Desta forma, admitiu-se os mesmos valores para este estudo. u_* é a velocidade de fricção (m s^{-1}) e k é a constante de Von Karman (0,41), devido esta ser a mais utilizada diante dos estudos relacionados.

Nesta etapa foram reunidas as informações sobre a velocidade do vento u_x (m s^{-1}) e a altura média da vegetação h (m), que envolve a estação meteorológica automática. Considera-se um raio igual à metade da resolução espacial do *Landsat* 5 TM ou do *Landsat* 8 OLI/TIRS e a altura de obtenção da velocidade do vento. Dessa forma, obteve-se o coeficiente de rugosidade local (Z_{0m}) em função da altura média da vegetação na estação, segundo Brutsaert (1982), Equação 32.

$$Z_{0m} = 0{,}12 \,.\, h \tag{32}$$

em que, h foi encontrado mediante a estação meteorológica. Para outro caso, pode-se considerar, por exemplo, uma Z_x = 0,20 m, obtém-se z_{0m} = 0,024 m. No entanto, é importante a identificação do valor de h na estação, porém, a partir de vários estudos, foi estabelecido o valor de 0,15. Sendo que, com um mapa de ocupação do solo, poder-se-á determinar Z_{0m} mais consistentemente.

A velocidade de fricção (u_*, m s^{-1}) foi computada usando o perfil logaritmo do vento, para condição de estabilidade neutra, conforme Equação 33.

$$u_* = \frac{k \,.\, u_x}{\ln\left(\frac{Z_x}{Z_{0m}}\right)} \tag{33}$$

em que, u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura Z_x (2,0 m, por exemplo).

Em seguida, considerando-se ainda a atmosfera em equilíbrio neutro, estimou-se a velocidade do vendo ao nível de Z_x = 200 m [u_{200} (m s^{-1})], chamada de "*blending height*" (altura

de mistura), admitindo-se que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis, desta forma, a velocidade do vento ao nível de 200 m é espacialmente constante, dada pela Equação 34.

$$u_{200}=\frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)}{k} \quad (34)$$

Considerando-se à hipótese de que u_{200} é constante em toda a cena estudada, obteve-se à velocidade de fricção (u_*, m s^{-1}), para cada pixel das imagens, conforme Equação 35.

$$u_* = \frac{k \,.\, u_{200}}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right)} \quad (35)$$

em que, Z_{0m} (m) foi obtido pixel a pixel em função do SAVI (Etapa 5) e também utilizando a velocidade do vento a 200 m (u_{200}) e Z_x = 200, segundo Bastiaanssen (2000), Equação 36.

$$Z_{0m} = \exp\left(-5{,}809 + 5{,}62 \,.\, SAVI\right) \quad (36)$$

Na existência de água ou presença de nuvens nas imagens, admite-se Z_{0m} = 0,005. Entretanto, não foi necessário atribuir esse valor.

Considera-se que existe uma relação linear entre a diferença de temperatura da superfície (T_s) e a temperatura do ar (T_{ar}) denominada dT. Esta relação é a principal hipótese do SEBAL, que permitiu a determinação de dT mediante um processo de calibração interna para condições extremas de temperatura e umidade, portanto, foram escolhidos dois pixels âncoras, chamados de pixel FRIO e QUENTE.

O cômputo da diferença de temperatura próxima à superfície (dT, ºC) para cada pixel é observado na Equação 37.

$$dT = a + b \,.\, T_{ar} \quad (37)$$

em que, os coeficientes (a) e (b) foram obtidos a partir dos pixels âncoras (FRIO e QUENTE).

O pixel FRIO foi escolhido em alguns pontos situados no reservatório Óros (região nordeste da área de estudo), considerando que o fluxo de calor sensível é nulo ($H_{frio} = 0$), assim conclui-se que dT = 0. Com isso, observa-se a Equação 38.

$$a + b \,.\, T_s = 0 \tag{38}$$

Por sua vez, o pixel QUENTE foi escolhido numa área com grande exposição de solo, ou seja, com pouca vegetação e um baixo conteúdo de umidade. Assume-se que o fluxo de calor latente no pixel quente é nulo ($LE_{quente} = 0$), portanto, o fluxo de calor sensível no pixel quente (H_{quente}, W m^{-2}) é dado pela Equação 39.

$$H_{quente} = R_n - G \, \frac{\rho \,.\, c_p \, (a + b \,.\, T_s)}{r_{ah}} \tag{39}$$

em que, T_s, R_n, G e r_{ah} foram obtidos exatamente nas coordenadas do pixel quente das imagens processadas.

Com base nas informações coletadas nos pixels frio e quente, obtiveram-se os coeficientes da equação linear envolvendo dT e a temperatura da superfície. Com base nessas informações e valores coletados nos pixels frio e quente das imagens obteve-se os coeficientes da equação linear que envolve dT e a temperatura da superfície (OLIVEIRA, 2012), de acordo com as Equações 40 e 41.

$$a + b \,.\, T_{s\ pixel\ frio} = 0 \tag{40}$$

$$a + b \,.\, T_{s\ pixel\ quente} = \frac{(R_n - G)_{pixel\ quente} \,.\, r_{ah\ pixel\ quente}}{\rho \,.\, c_p} \tag{41}$$

Estas equações acima resultaram em um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilitou o cálculo de (a) e (b) observados nas Equações 42 e 43 (OLIVEIRA, 2012). Logo, obteve-se o fluxo de calor sensível (H, Equação 30) para todos os pixels das imagens estudadas, conforme já apresentado anteriormente.

$$b = \frac{(R_n - G) \cdot r_{ah}}{\rho \cdot c_p \cdot (T_{s\ pixel\ quente} - T_{s\ pixel\ frio})} \quad (42)$$

$$a = - b \cdot T_{s\ pixel\ frio} \quad (43)$$

em que, R_n, G e r_{ah}, respectivamente, correspondem aos valores coletados no pixel quente do saldo de radiação instantâneo (W m^{-2}), fluxo de calor no solo instantâneo (W m^{-2}) e resistência aerodinâmica ao fluxo de calor sensível (s m^{-1}); $T_{s\ pixel\ quente}$ é a temperatura da superfície no pixel quente (ºC) e $T_{s\ pixel\ frio}$ é a temperatura da superfície no pixel frio (ºC).

Entretanto, os valores obtidos inicialmente, não representam adequadamente o H de cada pixel e servem, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo. Nas etapas seguintes considerou-se, efetivamente, a condição de estabilidade de cada pixel. Desta forma, devido os efeitos turbulentos afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica foi aplicada a teoria da similaridade de Monin-Obukhov, sendo considerada no cômputo do fluxo de calor sensível em todos os pixels da área de estudo.

O comprimento de Monin-Obukhov (L_{monin}, m) foi utilizado para identificar as condições de estabilidade da atmosfera, seu cômputo foi em função dos fluxos de calor e de momentum, dado pela Equação 44.

$$L_{monin} = - \frac{\rho \cdot c_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (44)$$

em que, g é o módulo do campo gravitacional terrestre (9,81 m s^{-2}); H é o fluxo de calor sensível (W m^{-2}), obtido inicialmente considerando a condição de neutralidade e ρ é a massa específica do ar (kg m^{-3}), que foi calculada conforme Equação 45.

$$\rho = 3{,}486 \cdot \frac{P_o}{T_s \cdot (1 - 0{,}378 \cdot \frac{e_a}{P_o})} \quad (45)$$

em que, e_a é a pressão real de vapor d'água atmosférico (kPa), de acordo com Allen et al. (1998).

Os valores de L_{monin} definem as condições de estabilidade da seguinte forma: se $L_{monin} < 0$, a atmosfera é considerada instável; se $L_{monin} > 0$, a atmosfera é considerada estável e se $L_{monin} = 0$, a atmosfera é considerada neutra.

Dependendo das condições atmosféricas, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum (ψ_m) e de calor (ψ_h) devem ser considerados. Para isto, utilizou-se das formulações de Paulson (1970) e Webb (1970), Equações 46 a 54.

1. Para a condição de instabilidade (se for $L_{monin} < 0$):

$$\Psi_{m(100m)} = 2 \,.\, \ln\left(\frac{1 + x_{(200m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1 + x^2_{(200m)}}{2}\right) - 2\text{arctg}\left(x_{(200m)}\right) + 0{,}5 \,.\, \pi \qquad (46)$$

$$\Psi_{h(2\,m)} = 2 \,.\, \ln\left(\frac{1 + x^2_{(2m)}}{2}\right) \qquad (47)$$

$$\Psi_{h(0{,}1\,m)} = 2 \,.\, \ln\left(\frac{1 + x^2_{(0{,}1m)}}{2}\right) \qquad (48)$$

em que,

$$x_{(200\,m)} = \left(1 - 16\frac{2}{L_{monin}}\right)^{0{,}25} \qquad (49)$$

$$x_{(0{,}1\,m)} = \left(1 - 16\frac{200}{L_{monin}}\right)^{0{,}25} \qquad (50)$$

$$x_{(0{,}1\,m)} = \left(1 - 16\frac{0{,}1}{L_{monin}}\right)^{0{,}25} \qquad (51)$$

2. Para a condição de estabilidade (se for $L_{monin} > 0$):

$$\Psi_{m(200\,m)} = -5 \,.\, \left(\frac{200}{L_{monin}}\right) \qquad (52)$$

$$\Psi_{m(2\ m)} = -5 \cdot \left(\frac{2}{L_{monin}}\right) \quad (53)$$

$$\Psi_{m(0,1\ m)} = -5 \cdot \left(\frac{0,1}{L_{monin}}\right) \quad (54)$$

3. Para a condição de neutralidade (se for $L_{monin} = 0$): $\Psi_m = 0$ e $\Psi_h = 0$.

O valor corrigido para a velocidade de fricção (u_*, m s^{-1}) é dado pela Equação 55.

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{0m}}\right) - \Psi_{m(200\ m)}} \quad (55)$$

em que, u_{200} é a velocidade do vento a 200 m (m s^{-1}); k é a constante de Von Karman (0,41); Z_{0m} é o coeficiente de rugosidade de cada pixel (m) e $\psi_{m\,(200\ m)}$ é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 200 m.

Assim quando obtido o u_* corrigido, também obteve-se o valor corrigido para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (r_{ah}, s m^{-1}) a partir da Equação 56.

$$r_{ah} = \frac{\ln \cdot \frac{Z_1}{Z_2} - \Psi_{h(Z_2)} + \Psi_{h(Z_1)}}{u_* \cdot k} \quad (56)$$

em que, Z_2 = 2,0 m, Z_1 = 0,1 m e $\psi_{h(Z2)}$ e $\psi_{h(Z1)}$ são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Quando corrigidos u_* e r_{ah} foi retornado ao cômputo da função da diferença de temperatura, repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente, em que obteve-se, consequentemente, a estabilidade nos valores sucessivos da diferença de temperatura (dT) e da resistência aerodinâmica (r_{ah}). Em geral, foram necessárias no máximo 10 iterações, onde os processos iterativos convergiram quando o erro relativo entre as resistências aerodinâmicas foram menores que 1%.

4.4.14 Fluxo de calor latente instantâneo (Etapa 14)

O fluxo de calor latente instantâneo (LE, W m^{-2}) compreende o fluxo de massa na atmosfera proveniente da evaporação da superfície do solo mais a evaporação da superfície das folhas de determinada área, ao mesmo tempo em que representa a taxa de calor cedido à água da superfície (solo e/ou planta) para que a mesma evapore.

Uma vez que, conhecidos o saldo de radiação instantâneo (R_n), os fluxos de calor no solo (G) e sensível (H) instantâneos, o LE foi calculado a partir da Equação 57.

$$LE = R_n - G - H \tag{57}$$

em que, todas as componentes do balanço de energia são instantâneas, ou seja, correspondem ao momento da passagem do satélite na área de estudo.

4.4.15 Evapotranspiração real diária (Etapa 15)

Com o algoritmo SEBAL, a evapotranspiração real diária ($ET_{r\ 24h}$, mm dia^{-1}) foi determinada com base na fração evaporativa instantânea ($FE_{inst.}$), definida pela razão entre LE e (R_n – G). Vários estudos confirmam que a FE_{inst} é aproximadamente igual a FE_{24h} (BASTIAANSSEN et al., 1998a; BEZERRA, 2013), Equação 58.

$$FE_{inst.} = \left(\frac{LE}{R_n - G}\right) \Rightarrow FE_{24h} = \frac{LE_{24h}}{R_{n\ 24h}} \tag{58}$$

Admitiu-se que $G_{24h} = 0$. Desta forma, o fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) foi dado pela Equação 59.

$$LE_{24h} = FE_{inst.} \cdot R_{n\ 24h} \tag{59}$$

em que, LE_{24h} (W m^{-2}) é o fluxo de calor latente diário e $R_{n\ 24h}$ (W m^{-2}) é o saldo de radiação diário.

E a conversão do fluxo de calor latente diário (LE_{24h}) em evapotranspiração real diária ($ET_{r\,24h}$) é dada pela Equação 60.

$$ET_{r\,24h} = \frac{86400\ .\ FE_{inst.}\ .\ R_{n\,24h}}{2450000} \tag{60}$$

em que, os valores 86400 e 2450000, correspondem a transformação do LE em mm dia^{-1}.

Contudo, foram observadas as estimativas propostas na pesquisa mediante o algoritmo SEBAL, como as componentes do balanço de energia, o saldo de radiação, os fluxos de calor no solo, sensível e latente e, principalmente a evapotranspiração.

4.5 Evapotranspiração de referência: modelo físico padrão da FAO-56

Foi determinada pelo modelo físico de Penman-Monteith da FAO-56, a evapotranspiração de referência diária ($ET_{o\ 24h}$, mm dia^{-1}) utilizando os dados coletados em estação meteorológica automática, conforme aplicação da Equação 61 (ALLEN et al., 1998; ASCE-EWRI, 2005; SILVA et al., 2012; BEZERRA, 2013; LIMA et al., 2014; MACHADO et al., 2014):

$$ET_{o\,24h} = \frac{0{,}408\ .\ \Delta\ (R_n - G) + \dfrac{900}{(T_{med} + 273)}\ .\ u_2\ .\ (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma\ (1 + 0{,}34\ .\ U_2)} \tag{61}$$

em que, 0,408 corresponde a $1/\lambda$, sendo λ o calor latente de evaporação da água, igual a 2,45 MJ kg^{-1} a 20 ºC; Δ (kPa $ºC^{-1}$) é a declividade da curva de pressão de vapor na saturação; R_n (MJ m^{-2} dia^{-1}) é a radiação líquida; G (MJ m^{-2} dia^{-1}) é o fluxo de calor no solo; γ (kPa $°C^{-1}$) é a constante psicrométrica; T_{med} (°C) é a temperatura média diária, encontrada a partir das temperaturas máxima e mínima do ar, medidas na estação; u_2 (m s^{-1}) é a velocidade do vento a 2 m de altura; e_s é a pressão de saturação do vapor d'água média diária (kPa, Equação 15); e_a é a pressão real de vapor d'água média diária (kPa, Equação 14) e ($e_s - e_a$) é o déficit de saturação do vapor.

4.6 Análise estatística

Os métodos apresentados na determinação dos parâmetros biofísicos e da estimativa da evapotranspiração foram analisados segundo estatística descritiva dos principais momentos estatísticos (mínimo, máximo, média, mediana, moda, desvio padrão e coeficiente de variação). Entre a evapotranspiração real diária estimada pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração de referência da FAO-56 foi observada as diferenças, conforme as Equações 62 e 63, respectivamente.

$$D = |P_i - O_i| \tag{62}$$

$$DM = \frac{1}{n} \Sigma_{i=1}^{n} |P_i - O_i| \tag{63}$$

em que, P_i é o valor da evapotranspiração estimada pelo SEBAL; O_i é o valor da evapotranspiração determinada pelo método físico de Penman-Monteith da FAO-56 e n é o número de observações.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise da variabilidade espaço-temporal dos parâmetros biofísicos

Com base nas referentes imagens estudadas e diante da determinação dos parâmetros biofísicos do balanço de energia à superfície, foi possível observar as alterações que ocorreram durante o período de 2008 a 2015, no Município de Iguatu – CE, semiárido brasileiro.

A Tabela 8 apresenta as variáveis instantâneas e os seus respectivos valores encontrados a partir das respectivas imagens do satélite *Landsat* 5 e 8 dos sensores TM e OLI/TIRS, respectivamente. Esses resultados foram essenciais aos cômputos dos parâmetros biofísicos.

Em um aspecto geral dos seguintes dados, observou-se, que o d_r variou de 0,97 para o mínimo (20/06/2009) a 0,99 para o máximo (iguais nos dias 21/09/2008 e 22/09/2014). O θ variou de 0,74 no dia 20/06/2009 (mínimo) a 0,89 na data 22/09/2014 (máximo), respectivamente. Os respectivos resultados de e_a não foram constantes e variaram de 1,50 kPa para o mínimo (21/09/2008) a 2,19 kPa para o máximo (20/06/2009). O e_s variou de 3,52 kPa na data 20/06/2009 (mínimo) a 4,72 kPa em 22/09/2014 (máximo). A W no dia 21/09/2008 foi de 23,59 mm (mínimo), variando até o valor de 32,37 mm do dia 20/06/2009 (máximo) e a τ_{sw} mostrou-se também não ser constante para todas as imagens, onde observou-se uma variação para o mínimo de 0,72 (no dia 20/06/2009) a 0,75, valor máximo (iguais nos dias 21/09/2008, 03/09/2013 e 24/08/2015).

Tabela 8 – Variáveis instantâneas essenciais aos cômputos dos parâmetros biofísicos envolvidos no balanço de energia

Satélite LANDSAT	**Datas das imagens**	**d_r (-)**	**θ (-)**	**e_a (kPa)**	**e_s (kPa)**	**W (mm)**	**τ_{sw} (-)**
5 TM	21/09/2008	0,99	0,86	1,50	4,29	22,89	0,75
5 TM	20/06/2009	0,97	0,74	2,19	3,52	32,37	0,72
5 TM	29/08/2011	0,98	0,83	1,55	4,19	23,60	0,74
8 OLI/TIRS	03/09/2013	0,98	0,87	1,72	4,31	25,98	0,75
8 OLI/TIRS	22/09/2014	0,99	0,89	2,08	4,72	30,85	0,74
8 OLI/TIRS	24/08/2015	0,98	0,84	1,55	4,31	23,59	0,75

5.2 Albedo da superfície

Na Figura 4 apresenta a carta temática do albedo da superfície (α_{sup}), ou seja, o albedo corrigido para os efeitos atmosféricos, obtido a partir do modelo da transmissividade atmosférica instantânea no domínio da radiação solar (Tabela 8) para dias de céu claro, para as referentes datas: 21/09/2008 (A), 20/06/2009 (B), 29/08/2011 (C), 03/09/2013 (D), 22/09/2014 (E) e 24/08/2015 (F). O albedo da superfície é a razão entre os fluxos de radiação solar refletido e incidente pela superfície terrestre. De acordo com Silva et al. (2005b) é importante diante da compreensão e identificação de alterações climáticas, degradação, desertificação, queimadas e impactos ambientais.

Em análise geral, observam-se diferentes tonalidades e cores para os pixels da carta temática a seguir, que representam os diferentes alvos no imageamento dos sensores TM e OLI/TIRS. Como esperado, nos pixels em tons azul escuro e na cor mais clara, encontraram-se os menores valores de albedo, que correspondem aos corpos hídricos, principalmente, os reservatórios Trussu (noroeste da imagem) e Orós (nordeste da imagem) na ordem de 0,01 a 0,13, que corroboram a pesquisas realizadas no semiárido brasileiro, como o estudo de Silva et al. (2005b) que estimaram albedo na ordem de 9 a 12% diante dos reservatórios, nos Municípios de Petrolina – PE e Juazeiro – BA. Silva et al. (2010) também encontraram para esta classe, valores de albedo próximo de zero. Giongo e Vettorazzi (2014) obtiveram valores de albedo nos corpos hídricos, entre 5 e 15%. Rodrigues et al. (2009), em alguns setores do rio Trussu, no estado do Ceará observaram que as águas mostraram valores de albedo inferiores a 4%, onde os autores ressaltam, que esses valores encontrados em vários setores do reservatório Trussu são indicativos de águas limpas com pouca carga de sedimentos em suspensão. Silva et al. (2016), a partir de imagens *Landsat* 8 OLI encontraram albedo nos corpos hídricos entre 3 e 8%.

Os pixels em tons mais próximos do vermelho e avermelhados corresponderam aos valores maiores de albedo, esses na ordem de 0,26 a 0,50, observados nas áreas impermeabilizadas e, também, nas áreas com pouca vegetação ou solo exposto. Silva et al. (2016) diagnosticaram para área urbana valores de albedo entre 28,3 e 31,2%. Nas áreas com a presença de vegetação, os valores situaram-se entre 0,12 a 0,23, que corroboram com os resultados encontrados por Cunha et al. 2012, na ordem de 0,12 a 0,21 e aos de Silva et al. (2010) que obtiveram albedo nas áreas de floresta ou solo úmido, que variou entre 5 e 25%.

As imagens estudadas não apresentam presença de nuvens, exceto para o dia de 20/06/2009, onde encontrou-se valores de pixels superestimados e subestimados em relação a

pequenas nuvens, os pixels estão situados mais ao nordeste da área de estudo no reservatório Orós, conforme pode ser observado na Figura 4B. Todavia, foram nuvens em pequenas proporções que não interferiram diretamente a imagem em estudo diante dos seus resultados. Nas nuvens, encontrou-se altos valores de albedo (α_{sup} > 70%) e nas sombras dessas, valores menores (α_{sup} < 7%). Indicativo semelhante a este estudo (α > 34% e α < 10%) foi observado por Oliveira et al. (2012). Rodrigues et al. (2009) também encontraram altos valores de albedo que se situaram entre 0,36 e 0,68, onde os alvos foram as nuvens.

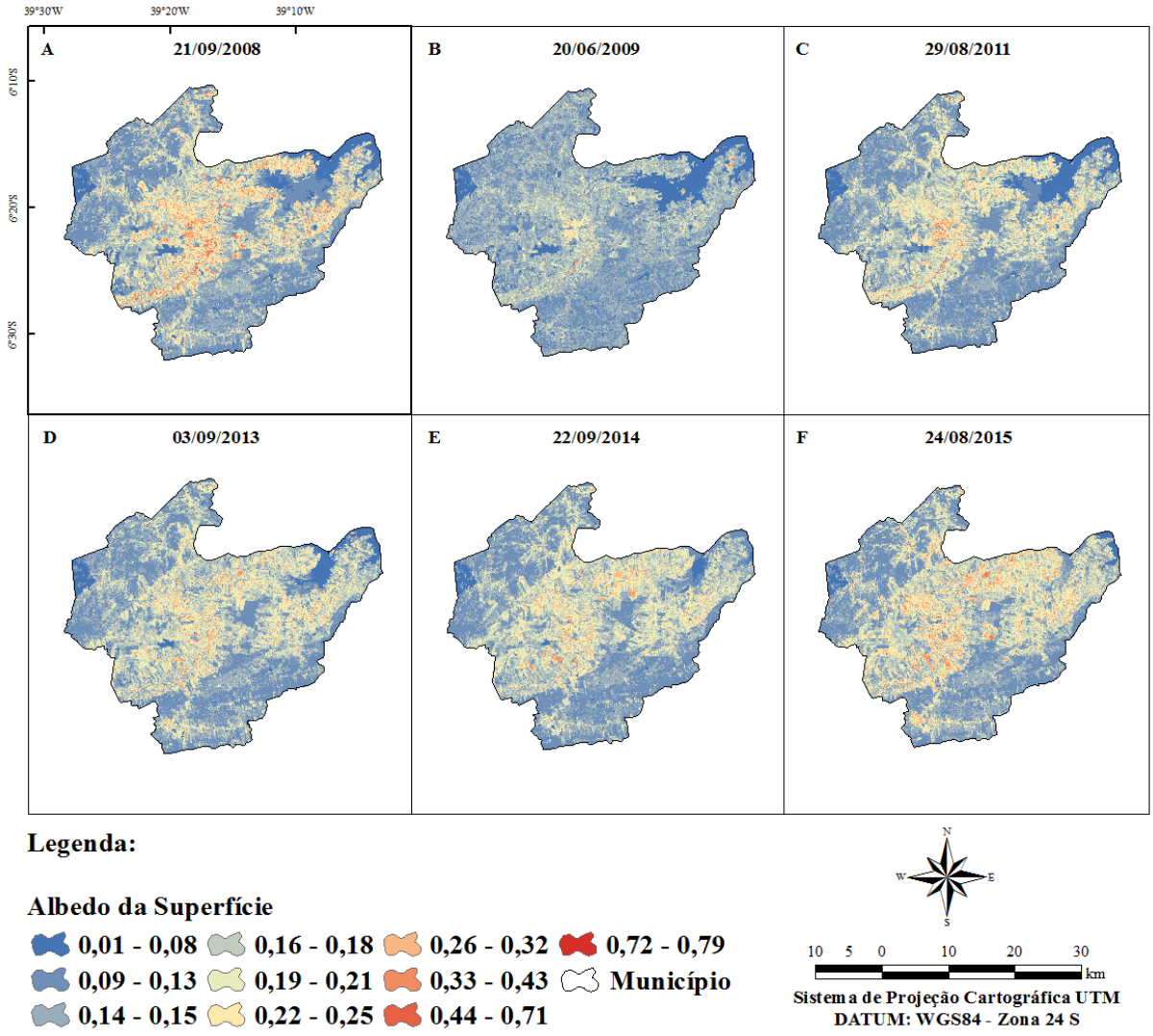

Figura 4 – Carta temática do albedo corrigido (α_{sup}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 9 estão representados os valores dos parâmetros estatísticos, mínimo (Mín.), máximo (Máx.), médio, mediano, moda, desvio padrão (DP) e coeficiente de variação (CV), obtidos na análise das cartas do albedo corrigido da superfície. São valores coerentes com a literatura que se utilizou de metodologia semelhante a este estudo.

Observou-se de modo geral, que o albedo mínimo e máximo variou de 0,01 a 0,79 para a imagem do dia 20/06/2009. Em que o valor mínimo teve relação com o período estudado, esse que foi de acordo com os dados pluviométricos do INMET (Tabela 4) um período úmido, onde foram observadas precipitações acima da média anual para a região, onde também atribui-se a data do imageamento, que coincide ainda, com o final do período chuvoso para a região, principalmente pelas chuvas no trimestre anterior, com isso, apresentando possível carga de umidade no solo e, que diante da precipitação antecedente também registrada (Tabela 5), proporcionaram o mantimento da massa vegetal. Os altos valores de albedo observados entre 0,50 até o valor máximo de 0,79 foram encontrados nas poucas nuvens existentes em 2009 (Figura 4B). Os valores entre 0,33 a 0,50 indicaram um crescimento das áreas de solo exposto diante da análise espaço-temporal, conforme observou-se nas cartas temáticas, bem como, principalmente, da área urbana do Município de Iguatu, que teve um crescimento representativo, além também, da própria agricultura irrigada por tamanha expansão, como a irrigação por pivô central, implantada no ano de 2015 (Figura 4F).

Os valores médios de α_{sup} obtidos mostram um crescimento no período estudado, onde variaram entre o mínimo de 0,14 para os dias 20/06/2009 e 29/08/2011 e máximo de 0,20 nos dias 22/09/2014 e 24/08/2015. Os resultados medianos foram para o mínimo de 0,13 no dia 29/08/2011 e para o máximo de 0,19 para os dias 03/09/2013, 22/09/2014 e 24/08/2015. Os valores da moda variaram entre o mínimo de 0,11 (29/08/2011) para o máximo de 0,16 (22/09/2014). Silva et al. (2005b) observaram valores médios de 20,5 e 21%, mínimos iguais a 6,8 e 7,4% e medianos de 19,9 e 20,1% no semiárido brasileiro para os anos de 2000 e 2001, respectivamente.

Os parâmetros estatísticos do DP e CV mostraram valores, variando de 0,04 a 0,05 e 0,25 a 0,28, respectivamente. Os mínimos valores de DP foram observados diante do sensor TM e os máximos no OLI. Para o CV, os mínimos foram no sensor OLI e os máximos no TM. O valor máximo de CV observado relacionou-se, principalmente com o período estudado, como por exemplo, para o dia 20/06/2009, por ainda está em transição com o período chuvoso da região, fato esse, também observado por Bezerra et al. (2014). Posto isso, observou-se diante das cartas temáticas dos respectivos dias 20/06/2009 e 29/08/2011 (Figura 4B e 4C) maior

variabilidade espacial em relação as demais, deste modo permitiu-se observar os distintos usos do solo.

O referente aumento médio deste parâmetro biofísico ao longo dos anos estudados, pode ser explicado pelo aumento dos usos e ocupações do solo, visto que, o Município encontra-se com um representativo crescimento agricultável, bem como, principalmente a expansão da área urbana nos últimos anos. Observou-se também na análise espaço-temporal, que os reservatórios existentes no Município, principalmente o Orós, baixaram muito o nível de água, conforme são observados nitidamente nas cartas (Figura 4), com isso, os valores de albedo tenderam a aumentar.

Diante desse contexto, atrela-se também aos três primeiros anos desta pesquisa (2008, 2009 e 2011), que se retratam como sendo anos chuvosos, sendo que para os últimos três (2013, 2014 e 2015), foram anos considerados como secos, exceto para o ano de 2014 que atingiu a média anual esperada para o Munícipio, porém não supriu a necessidade hídrica requerida, visto que, o período antecedente (2013) foi abaixo da média (Tabela 4). Ressalta-se, que por sua vez, as datas 03/09/2013 e 22/09/2014 registraram nos dias antecedentes ao imageamento, precipitações pluviométricas (Tabela 5), portanto os valores de albedo para esse caso, podem ter sofrido alterações, tendo assim, de certa forma uma diminuição, devido a rápida resposta da caatinga predominante na região. A Caatinga que é conhecida pelo seu alto poder de resiliência, que confirma-se pela formação da biomassa imediata em resposta aos eventos de chuva (RODRIGUES et al., 2009).

Tabela 9 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do albedo corrigido da superfície

Satélite LANDSAT	**Datas das Imagens**	**Albedo corrigido da superfície - α_{sup}**						
		Mín.	**Máx.**	**Médio**	**Mediano**	**Moda**	**DP**	**CV**
5 TM	21/09/2008	0,03	0,35	0,15	0,14	0,13	0,04	0,27
5 TM	20/06/2009	0,01	0,79	0,14	0,14	0,14	0,04	0,28
5 TM	29/08/2011	0,03	0,51	0,14	0,13	0,11	0,04	0,28
8 OLI/TIRS	03/09/2013	0,03	0,57	0,19	0,19	0,15	0,05	0,26
8 OLI/TIRS	22/09/2014	0,05	0,59	0,20	0,19	0,16	0,05	0,25
8 OLI/TIRS	24/08/2015	0,03	0,59	0,20	0,19	0,15	0,05	0,25

Diante desta análise espaço-temporal do albedo da superfície, o período estudado condiz muito com o aumento desse parâmetro, esse comportamento, é muito devidamente por se tratar da época seca para à região em estudo, com isso, pode-se observar significativamente elevados valores de albedo, decorrentes da possível diminuição das áreas vegetadas como já supracitados na pesquisa. Esses valores facilmente foram observados nas áreas com pouca ou nenhuma vegetação, ou seja, em áreas de solo exposto, também nas áreas urbanas e nas áreas de agricultura irrigada, quando já não havia mais o uso da irrigação. Um importante fator foi observado para as áreas de agricultura irrigada, em específico, onde nas áreas irrigadas observaram-se valores de albedo de 0,20 e sem o manejo quando já não se observa nenhuma vegetação foi de 0,33 a 0,39, tal análise se deu pela relação dos valores maiores e menores observados pixel a pixel na imagem de 2015 (Figura 4F), diante da irrigação por pivô.

Observou-se valores para um pixel específico, diante dos distintos usos e ocupações do solo no Município de Iguatu – CE, para área de caatinga o valor foi de 0,14, áreas irrigadas de 0,27, urbana de 0,31, para áreas impermeabilizadas os valores dependem muito da densidade das mesmas, como a própria cidade, na água o valor foi de 0,04 e, em área de solo exposto foi de 0,33, esses que são valores dependentes, principalmente do tipo de solo exposto da região.

Os valores encontrados para as áreas de solo exposto, de modo geral, diante desta pesquisa foram superiores a 0,30, onde observou-se casos mais extremos, foram encontrados valores de albedo maiores que 0,40, que concordaram aos de Silva et al. (2010) que constataram em áreas de solo exposto (área degradada), valores de albedo superiores a 0,30, variando entre 25 e 45%, onde assemelham-se com os Silva et al. (2005b) que encontraram valores elevados de albedo para esta classe na ordem de 31 a 33%. Oliveira et al. (2012) também observaram aumento gradativo do albedo, principalmente nas áreas urbanas, onde extrapolou de uma faixa de 14-18% (no ano de 1989) para 23-28% (no ano de 2005). Silva et al. (2011) diagnosticaram albedo mais elevado de 80% para os solos sem cobertura vegetal e entre 15 e 20% para as culturas irrigadas, no semiárido brasileiro.

Comportamento semelhante as médias de albedo observadas neste estudo, foram encontrados por Arraes et al. (2012), com tendência de aumento do albedo, principalmente para às áreas antrópicas, em geral, situou-se entre 11 e 19,5%, resultados que também corroboram com os de Oliveira et al. (2015) que encontraram valores de albedo, entre as classes de 13,2 a 21,4%. Em estudo diante de imagens *Landsat* 8 OLI no semiárido brasileiro, Silva et al. (2016) observaram os valores de albedo correspondentes a áreas agrícolas, onde apresentaram variação entre 15 e 20%. Esses valores são correspondentes a este estudo, principalmente quando se observam os valores do mesmo sistema de imageamento, representado pelo satélite *Landsat* 8

de sensor OLI. Os valores médios correspondentes ao sistema de imageamento do sensor TM desta pesquisa foram semelhantes aos resultados de Bezerra et al. (2014) que observaram valores médios de 0,12 a 0,15, exatamente igual ao valor médio encontrado para o dia 21/09/2008 deste estudo, em região semiárida. Porém, os valores de desvio padrão (0,01 a 0,02) e coeficiente de variação (0,08 a 0,13) dos mesmos autores citados acima, são inferiores aos encontrados neste estudo (Tabela 9). Os valores de CV encontrados não indicaram uma extrema homogeneidade no padrão de distribuição espacial desse parâmetro, isso de acordo com o Zwart et al. (2006), que deveriam ser abaixo de 0,09. Observou-se na Tabela 9 que os maiores valores de CV encontrados foram nos dias 20/06/2009 e 29/08/2011, que inicialmente configurou-se pelo período de transição da estação chuvosa para seca e também pelas chuvas observadas no trimestre anterior, respectivamente e, deste modo, os menores valores de CV foram observados diante dos dias 22/09/2014 e 24/08/2015 que foram marcados pelo período de estiagem da região.

5.3 Índices de vegetação: NDVI, SAVI e IAF

As cartas temáticas das Figuras 5, 6 e 7 apresentam o comportamento da vegetação existente no Município de Iguatu – CE, diante da escala espaço-temporal observada. Os índices de vegetação mostram o comportamento espectral da vegetação em relação ao solo e a outros diferentes alvos da superfície (CUNHA et al., 2012).

Os índices mostraram-se como bons indicadores da vegetação circundante no Município, e permitiram analisar as áreas em processo crescente de degradação, estimando diagnósticos importantes e próximos da realidade, quanto ao estudo dos usos e ocupações do solo no semiárido.

5.3.1 NDVI

A Figura 5 apresenta a carta temática do índice de vegetação (NDVI) no Município de Iguatu – CE, para os seguintes dias 21/09/2008 (A), 20/06/2009 (B), 29/08/2011 (C), 03/09/2013 (D), 22/09/2014 (E) e 24/08/2015 (F).

Observa-se que o imageamento do dia 20/06/2009 (Figura 5B), em comparação aos demais, apresentou maior cobertura vegetal. Esse período coincide como a parte final da época

chuvosa do Município, onde se observou na Tabela 4 para o mês anterior (maio) a esse imageamento, uma precipitação de 128,6 mm, para tanto, ainda, foi observado para o mesmo dia, conforme a Tabela 5, precipitações pluviométricas acumuladas para os 20 dias antecedentes de 14,2 mm, inclusive para o mesmo dia de imageamento que foi de 8,8 mm.

Portanto, ressalta-se, que esse significativo aumento do NDVI, está relacionado com o aumento da precipitação, onde o NDVI reagiu de maneira semelhante. Todavia, a presença expressiva da vegetação (dossel foliar), em virtude da rápida resposta da Caatinga mediante as precipitações antecedentes, passa diretamente a influenciar o NDVI (RODRIGUES et al., 2009; ARRAES et al., 2012).

O mínimo valor médio, dentre os anos de imageamento analisados foi do dia 21/09/2008 (Figura 5A), indicando baixa cobertura vegetal desta análise espaço-temporal. Observou-se nitidamente os pixels sobre tonalidades mais claras, que representa um menor vigor da vegetação para esta época, principalmente por se tratar de um período seco para à região, e como já visto na Tabela 5 deste estudo, durante os 20 dias antecedentes ao imageamento, não apresentaram precipitações pluviométricas. A Tabela 4, observada anteriormente, mostrou também que no trimestre anterior as chuvas foram fracas para o Município, nesse período mais seco a vegetação formada por caatinga caracteriza-se pela queda das folhas e, com isso, o NDVI é afetado significativamente (RODRIGUES et al., 2009), fato esse, que foi evidenciado diante desta análise.

Conforme a carta temática do NDVI, para os respectivos anos estudados, observa-se de modo geral, que os maiores valores foram observados diante das tonalidades em azul escuro nos pixels, seguindo dos tons mais esverdeados, que expressam áreas com uma vegetação mais intensa e áreas cultivadas, situadas nas proximidades dos rios e reservatórios. O que também observou para alguns trechos a preservação da mata nas margens dos rios. Os menores valores são dos tons mais claros, de cores amarelas e, principalmente de tonalidades em vermelho, expressando valores negativos, que compreendem aos reservatórios existentes no Munícipio de Iguatu – CE.

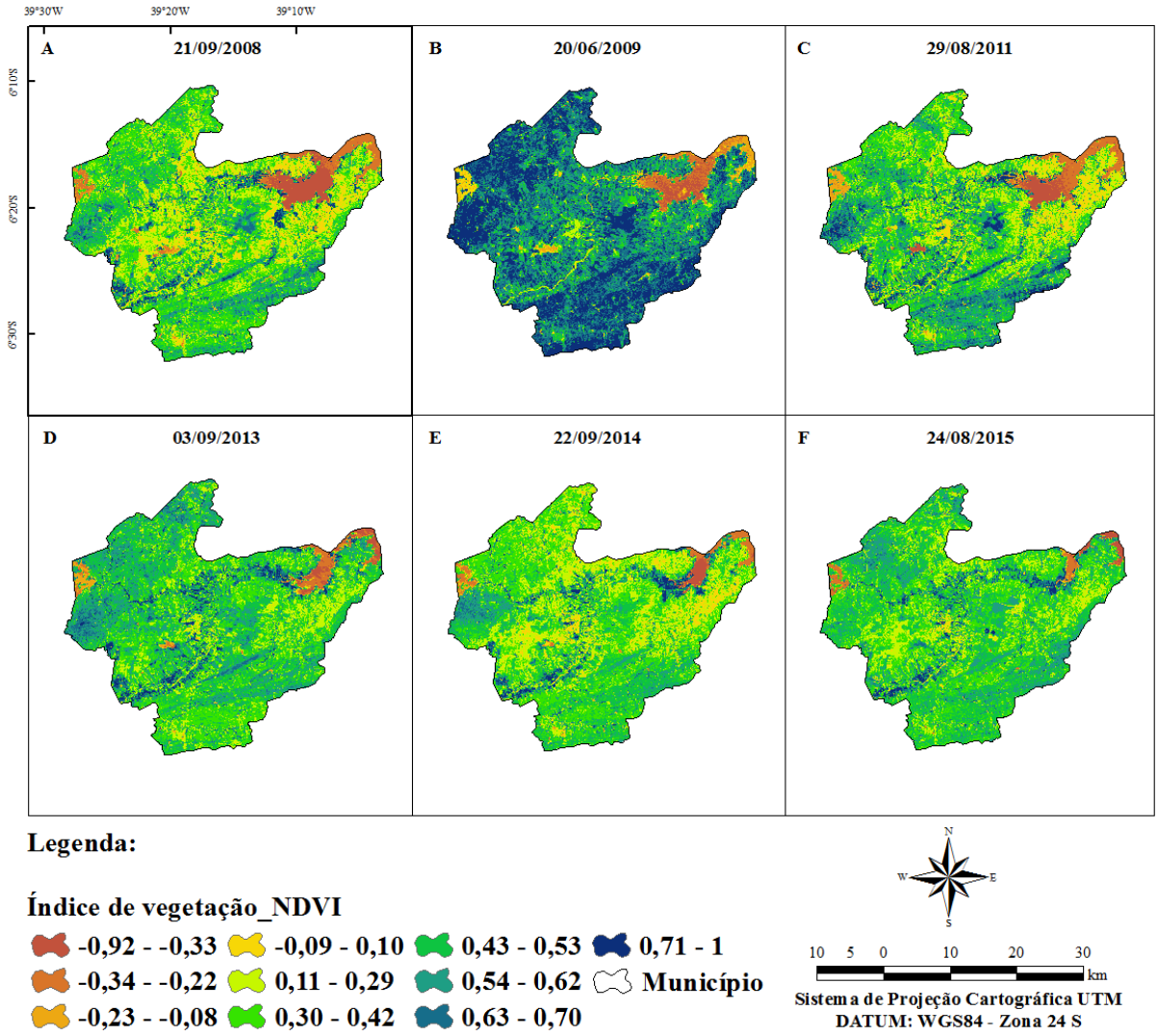

Figura 5 – Carta temática do índice de vegetação (NDVI) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 10 estão representados os valores dos parâmetros estatísticos, obtidos na análise das cartas do índice de vegetação NDVI. Em geral, os respectivos valores mínimos e máximos variaram de -0,92 nos dias 03/09/2013 e 24/08/2015 a valor de 1, para o dia 20/06/2009. Rodrigues et al. (2009) encontraram nos respectivos anos de 2000 e 2001, valores mínimos e máximos de -0,42 a 0,85, respectivamente. Bezerra et al. (2014) observaram valores mínimos e máximos de NDVI na ordem de 0,02 a 0,8, respectivamente.

Os menores valores foram observados nas áreas de solo exposto e urbana do Município, bem como nas demais áreas impermeabilizadas, como já esperado. Os maiores valores possivelmente revelam que a vegetação seja de maior porte. Os resultados próximos de 1 foram

observados nas áreas de Caatinga arbustiva densa da região (vegetação nativa) e nas áreas irrigadas.

Os valores médios de NDVI observados variaram entre o mínimo de 0,26 para o dia 21/09/2008 e máximo de 0,58 no dia 20/06/2009 e, concordando-se com os diagnosticados por Rodrigues et al. (2009) na mesma região deste estudo, nos respectivos anos de 2000 e 2001, com valores médios de NDVI na ordem de 0,28 e 0,49. Silva et al. (2005a) encontraram valores de NDVI para distintos alvos (área de caatinga, solo exposto, área irrigada, área cultivada com frutífera e área com vegetação irrigada) no semiárido brasileiro, sendo que para área com vegetação irrigada foi de 0,75 e 0,78. Bezerra et al. (2014) observaram valores médios na ordem de 0,25 a 0,66. Oliveira (2012) observou que os valores médios instantâneos de NDVI que variaram na ordem de 0,353 a 0,736, também respondeu proporcionalmente ao aumento da precipitação.

Diante das respectivas datas 21/09/2008 e 20/06/2009, os valores medianos variaram de 0,27 a 0,65. Os valores da moda foram de 0,30 para o mínimo, exceto para a data 03/09/2013 e 20/06/2009, esta última teve a moda máxima no valor de 0,72, corroborando com os resultados de Bezerra et al. (2014) que observaram respectivos valores medianos e de moda, na classe de 0,25 a 0,67 e 0,25 a 0,69.

Os resultados de desvio padrão variaram entre o mínimo valor de 0,11 no dia 22/09/2014, e o máximo de 0,23 em 20/06/2009. Os valores mínimos e máximos do coeficiente de variação foram de 0,37 em 22/09/2014 e 0,50 para os dias 21/09/2008 e 29/08/2011, respectivamente. Observou-se para as duas últimas datas, conforme a Tabela 10, maiores coeficientes de variação, com isso foi observado para as demais uma maior variabilidade espacial dentre o período estudado (Figura 5A e 5C). Em relação ao SAVI, o NDVI apresentou maior variabilidade se tratando das médias, por possuir os maiores valores de CV, representando nas cartas as maiores diferenças na vegetação como observou-se na Figura 5. Mostrando-se diante da análise espaço-temporal, áreas mais heterogêneas. Bezerra et al. (2014), diante da análise sobre parâmetros biofísicos (albedo da superfície, NDVI e temperatura de superfície) também encontraram os maiores valores de coeficiente de variação no NDVI, que variou de 0,10 a 0,21. Porém, foram valores de CV menores que os observados nesta pesquisa, tal diferença pode ser explicada pela extrema homogeneidade no padrão de distribuição espacial no estudo dos autores.

Tabela 10 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação NDVI

Satélite LANDSAT	Datas das Imagens	Índice de vegetação – NDVI						
		Mín.	Máx.	Médio	Mediano	Moda	DP	CV
5 TM	21/09/2008	-0,52	0,79	0,26	0,27	0,30	0,13	0,50
5 TM	20/06/2009	-0,72	1	0,58	0,65	0,72	0,23	0,39
5 TM	29/08/2011	-0,62	0,88	0,32	0,33	0,30	0,16	0,50
8 OLI/TIRS	03/09/2013	-0,92	0,86	0,33	0,33	0,31	0,15	0,45
8 OLI/TIRS	22/09/2014	-0,47	0,82	0,30	0,30	0,30	0,11	0,37
8 OLI/TIRS	24/08/2015	-0,92	0,86	0,31	0,30	0,30	0,12	0,39

Os corpos hídricos foram expressados principalmente pelos valores negativos, onde variaram entre -0,92 a próximo de zero. Os pesquisadores Silva et al. (2005a) observaram para classe de água, valores entre -0,30 e 0,33. Nas áreas de solo exposto durante a análise espaço-temporal desse estudo, apresentou-se resultados, principalmente na ordem de 0,10 a 0,15. Na área urbana foram valores entre 0,16 a 0,30. Mais especificamente, na observação de um pixel na área de estudo observou-se valores diante de distintos usos e ocupações do solo no Município, na caatinga foi de 0,32, nas áreas irrigadas foram entre 0,50 a 0,80, essa variação dar-se aos diferentes tipos de culturas e plantios e, em área de solo exposto foi de 0,2. Souza (2014) encontrou os menores valores na classe de solo exposto (0,1), seguido da área urbana (0,2 e 0,3) para o Município de João Pessoa na Paraíba. Gusmão et al. (2013) encontraram valores de NDVI nas áreas antropizadas, que variaram de 0,10 a 0,30.

Silva et al. (2005a), em áreas de solo exposto, observaram resultados na ordem respectiva de 0,16 e 0,17 para os anos de 2000 e 2001 e, em área cultivada com frutífera, para os dois anos encontrou-se o valor de 0,71, já em área de caatinga, foi de 0,15 e 0,16. Arraes et al. (2012), em parte, na mesma região, para distintos usos e ocupações do solo encontraram valores de NDVI entre 0,25 a 0,75 na vegetação nativa e valores próximos a 0,6 em área irrigada. Cunha et al. (2012), estudando à análise multitemporal de variáveis biofísicas observaram nas áreas de maior altitude, a permanência da vegetação, com valores de NDVI maiores que 0,2, sendo que obtiveram uma maior presença de valores entre 0,3 e 0,4.

5.3.2 SAVI

A Figura 6 apresenta a carta temática do índice de vegetação (SAVI) no Município de Iguatu – CE, para os referentes dias estudados. Este índice teve boa representação do dossel vegetativo das áreas, visto que, assemelham-se aos observados no NDVI, porém de forma mais clara. O SAVI apresentou uma menor variabilidade espacial dentre os demais índices, visto que observou-se os menores valores de desvio padrão e coeficiente de variação (Tabela 11). Portanto, retratou-se cartas temáticas mais homogeneizadas em relação aos demais índices.

Observa-se no detalhe da Figura 6B (20/06/2009) para o SAVI, que a coloração forte, em azul escuro para este caso, representa os maiores valores para esse parâmetro. Observado também no NDVI. Contudo, para as demais imagens observou também, essas tonalidades diante das áreas irrigadas nas margens dos rios Jaguaribe e Trussu. Destaca-se, ainda, a imagem do dia 24/08/2015 (Figura 6F) que se observa a irrigação por pivô central na região. A imagem do dia 21/09/2008 (Figura 6A) apresentou os menores valores, conforme observa-se na carta temática, diante de tonalidades mais claras. Souza (2014) encontrou as maiores médias do SAVI, sobre vegetação arbórea/arbustiva e vegetação herbácea. As menores foram encontradas sobre a classe dos corpos hídricos, como esperado.

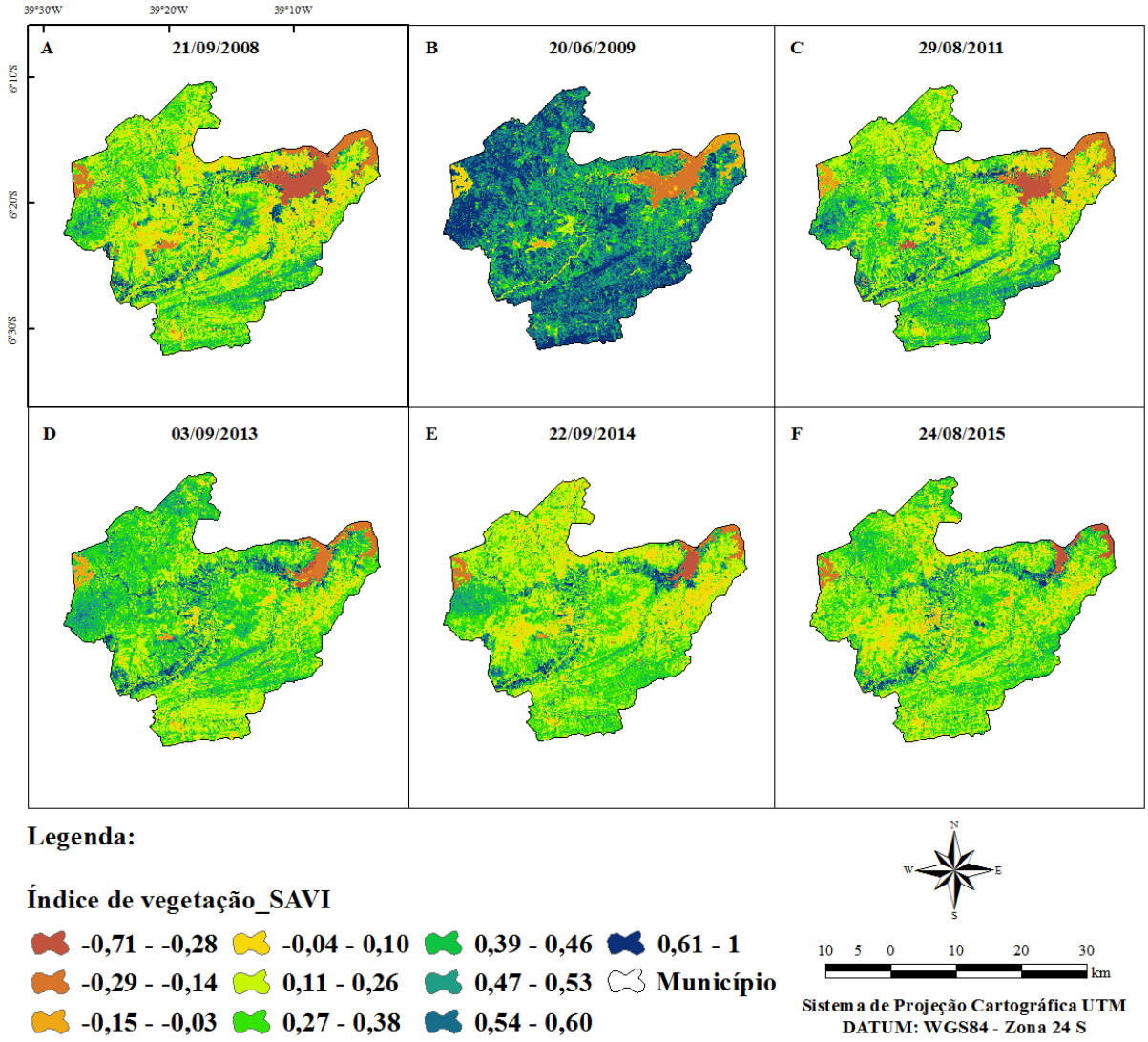

Figura 6 – Carta temática do índice de vegetação (SAVI) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 11 estão representados os valores dos parâmetros estatísticos do índice de vegetação SAVI durante o período estudado. Em geral, os respectivos valores mínimos e máximos variaram de -0,28 para o dia 22/09/2014 a 0,87 no dia 29/08/2011. Tal valor mínimo foi encontrado nos corpos hídricos, o máximo valor foi observado próximo as margens dos rios Jaguaribe e Trussu, diante das áreas irrigadas e bem vegetadas, ou mesmo para mata ciliar fechada.

Os valores médios de SAVI variaram entre o mínimo de 0,22 para o dia 21/09/2008 e máximo de 0,50 no dia 20/06/2009. Mesma resposta encontrada no NDVI diante dos mesmos dias de imageamento. Portanto, os índices mostraram-se correspondentes diante das análises observadas. Os valores medianos variaram para o mínimo no valor de 0,22 no dia 21/09/2008

a 0,28 para máximo no dia 03/09/2013. Oliveira (2012) determinaram valores de SAVI entre 0,283 a 0,628.

Os valores de moda foram também de 0,22 (21/09/2008) para o mínimo e máximo de 0,59 no dia 20/06/2009. Os valores de desvio padrão variaram para o mínimo no valor de 0,09 nos dias 22/09/2014 e 24/08/2015 ao máximo de 0,18 para o dia 20/06/2009. Os respectivos valores mínimo e máximo de coeficiente de variação foi de 0,35 (iguais nas datas 22/09/2014 e 24/08/2015) e de 0,46 para o dia 29/08/2011, esse que apresentou maior variabilidade espacial dentre as demais cartas temáticas (Figura 6C), junto a data de imageamento 21/09/2008 (Figura 6A). Assim, as mesmas foram de acordo com as cartas temáticas mais heterogêneas na identificação dos diferentes alvos da região, ao contrário das demais, apesar da pouca diferença, porém foram mais homogêneas entre si (20/06/2009, 22/09/2014, 24/08/2015, Figuras 6B, 6E e 6F, respectivamente), comprovados pelo CV da tabela a seguir.

Tabela 11 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação SAVI

Satélite	**Datas das**	**Índice de vegetação – SAVI**						
LANDSAT	**Imagens**	**Mín.**	**Máx.**	**Médio**	**Mediano**	**Moda**	**DP**	**CV**
5 TM	21/09/2008	-0,29	0,73	0,22	0,22	0,22	0,10	0,45
5 TM	20/06/2009	-0,71	0,84	0,50	0,55	0,59	0,18	0,36
5 TM	29/08/2011	-0,32	0,87	0,26	0,26	0,24	0,12	0,46
8 OLI/TIRS	03/09/2013	-0,48	0,81	0,28	0,28	0,26	0,11	0,39
8 OLI/TIRS	22/09/2014	-0,28	0,79	0,26	0,25	0,25	0,09	0,35
8 OLI/TIRS	24/08/2015	-0,39	0,83	0,26	0,26	0,25	0,09	0,35

Oliveira (2012) observou da mesma forma que o NDVI, altos valores de SAVI, que estão também, diretamente associados ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal, onde o SAVI respondeu de maneira semelhante à precipitação, assim como observado por Souza (2014), em análise das mudanças do uso e ocupação do solo, no Município de João Pessoa – PB.

Observou-se de modo geral, que o SAVI indicou assim como o NDVI a dinâmica espaço-temporal para os distintos usos e ocupações do solo (superfícies heterogêneas), e que diante de tal correção do solo, o SAVI mostrou uma condição mais clara do dossel vegetativo da região.

5.3.3 IAF

Na Figura 7 apresenta a carta temática do índice de vegetação (IAF, m^{-2} m^{-2}) no Município de Iguatu – CE. Assim como nos anteriores, este índice teve boa representação dos valores observados e também comportamento semelhante aos outros índices e, assim como os anteriores, teve também relação com a precipitação, à medida que aconteceram os eventos de chuvas.

Os maiores valores de IAF apresentam-se diante das tonalidades do verde ao azul escuro, justamente nas áreas bem vegetadas e irrigadas do Município, próximo às margens dos rios Jaguaribe e Trussu. Destaca-se a carta da Figura 7B (20/06/2009), onde observa-se as tonalidades mais fortes quando comparadas as demais, com maior presença do vigor vegetação, essa que foi influenciada pela precipitação antecedente ao imageamento, comprovada pela maior média dentre as demais (Tabela 12).

Os menores valores são observados nos pixels mais claros, do amarelo ao verde claro, esses que retratam os corpos hídricos da localidade, áreas de solo exposto ou pouca cobertura vegetal, urbana e áreas impermeabilizadas. Souza (2014) observou os maiores valores de IAF sobre áreas com vegetação, seja ela herbácea ou arbórea/arbustiva.

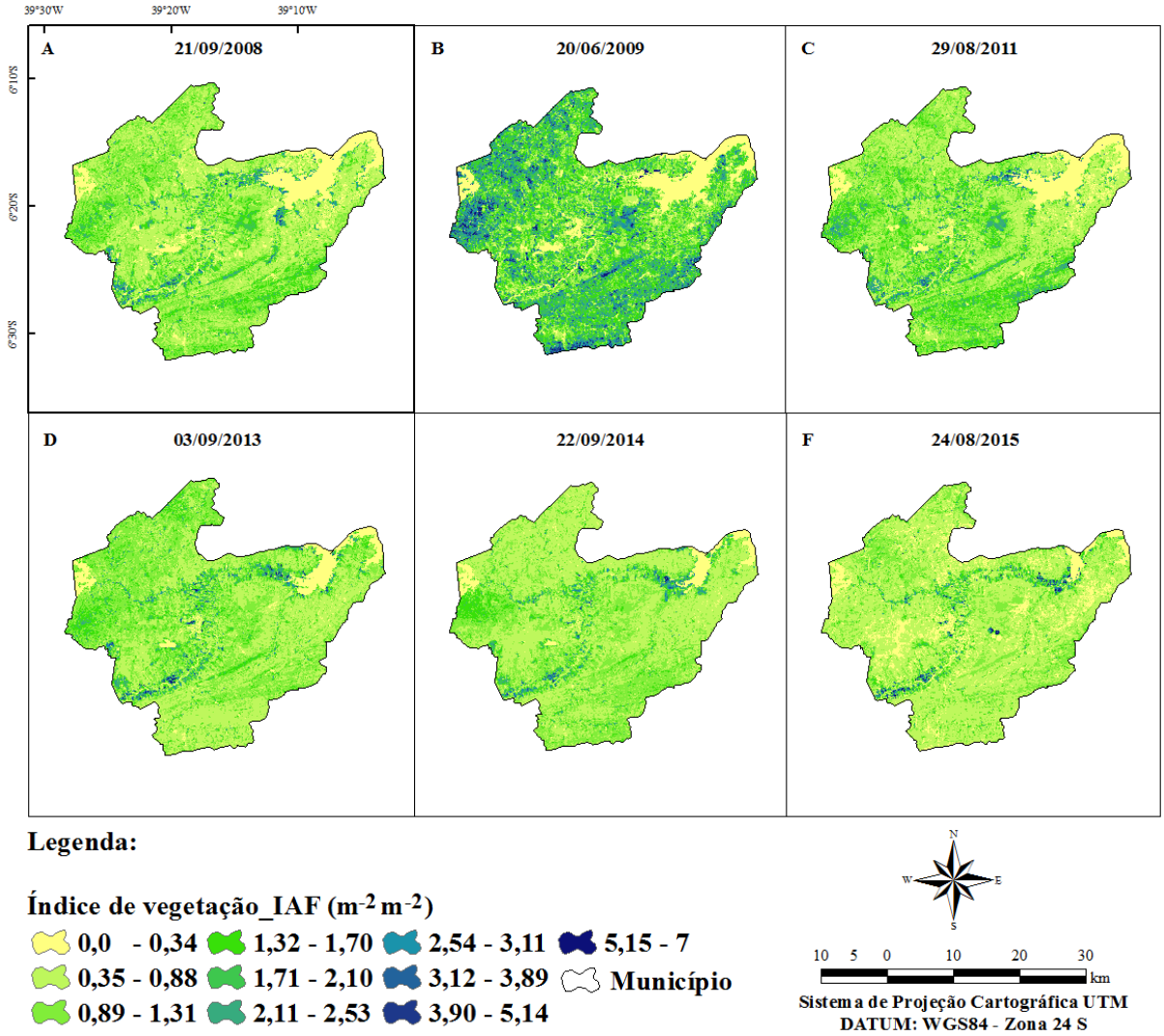

Figura 7 – Carta temática do índice de vegetação (IAF, m^{-2} m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 12 observam-se os parâmetros estatísticos de IAF, onde os valores mínimos foram iguais a 0,0 m^{-2} m^{-2} para todas as datas de imageamento. O valor máximo variou para o mínimo de 2,52 m^{-2} m^{-2} no dia 03/09/2013 a 6,84 m^{-2} m^{-2} para o máximo na data 21/09/2008. Esses valores foram observados assim como nos demais índices (NDVI e SAVI) próximos as margens dos rios Jaguaribe e Trussu, nas áreas com irrigação e áreas com uma vegetação mais densa e fechada. Os valores médios observados foram para mínimo de 0,29 m^{-2} m^{-2} no dia 21/09/2008 e máximo de 1,66 m^{-2} m^{-2} na data 20/06/2009. Oliveira (2012) observou resultados médios instantâneos de IAF entre 0,40 a 2,47 m^{-2} m^{-2}. Souza (2014) em análise para os distintos usos e ocupações do solo observaram valores que variaram entre 0,1 a 1,7 m^{-2} m^{-2}.

Os valores medianos variaram para o mínimo de 0,24 m^{-2} m^{-2} no dia 21/09/2008 e máximo de 1,60 m^{-2} m^{-2} na data 20/06/2009. Os menores valores de moda foram para o mínimo de 0,22 m^{-2} m^{-2} (20/06/2009), em que o valor máximo foi de 0,50 m^{-2} m^{-2} no dia 20/06/2009. Os valores de desvio padrão e coeficiente de variação mostraram-se maiores que os demais índices já observados e, variaram para o mínimo no valor de DP de 0,23 na data 21/09/2008 e máximo de 0,99 em 20/06/2009. Souza (2014) encontrou desvio padrão variando entre 0,2 a 0,8. Os respectivos valores mínimo e máximo de CV para este estudo foi no valor de 0,59 para o dia 20/06/2009 e de 0,87 para o dia 24/08/2015 (Figura 7F), essa que observou-se maior variabilidade espacial dentre os demais anos, apresentando-se mais heterogênea, distinguindo os diferentes alvos da região.

Tabela 12 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise das cartas do índice de vegetação IAF (m^{-2} m^{-2})

Satélite LANDSAT	**Datas das Imagens**	**Índice de vegetação – IAF (m^{-2} m^{-2})**						
		Mín.	**Máx.**	**Médio**	**Mediano**	**Moda**	**DP**	**CV**
5 TM	21/09/2008	0,0	6,84	0,29	0,24	0,22	0,23	0,79
5 TM	20/06/2009	0,0	6,44	1,66	1,60	0,50	0,99	0,59
5 TM	29/08/2011	0,0	6,58	0,41	0,34	0,25	0,28	0,68
8 OLI/TIRS	03/09/2013	0,0	2,52	0,47	0,41	0,34	0,35	0,74
8 OLI/TIRS	22/09/2014	0,0	2,92	0,39	0,34	0,31	0,26	0,66
8 OLI/TIRS	24/08/2015	0,0	4,88	0,40	0,34	0,31	0,35	0,87

Oliveira (2012) também observou da mesma forma que os índices: NDVI e SAVI, o IAF está diretamente associado ao maior vigor e densidade da cobertura vegetal, onde ao mesmo tempo respondeu de maneira semelhante a precipitação. Mesmo comportamento foi observado por Souza (2014) analisando as alterações de diferentes usos e ocupações do solo.

De acordo com os respectivos resultados dos índices de vegetação (NDVI, SAVI e IAF) permitiu-se observar alterações dos usos e ocupações do solo no Município de Iguatu – CE, acrescentando-se diante da análise espaço-temporal, que as estimativas de ambos índices foram relevantes e interpretativos de maneira semelhante para a vegetação do Município, visto que observou-se baixos valores nos períodos de estiagem, mostrando-se deste modo, o efeito negativo trazido pela seca na região, tal fato permitiu identificar mais concisamente possivéis áreas em processo de degradação, ou já degradadas, com o possível aumento do solo exposto

da região. Entretanto, para alguns pequenos trechos observou-se indicativo de áreas preservadas (mata ciliar), esses situados próximos as margens dos rios (Jaguaribe e Orós).

5.4 Temperatura da superfície

Na Figura 8 está representada a carta temática da temperatura da superfície (T_s, °C) no Município de Iguatu – CE, para os referentes dias de imageamento. Esse parâmetro biofísico foi obtido diante das bandas termais L_{b6} e L_{b10} dos respectivos sensores TM (*Landsat* 5) e TIRS (*Landsat* 8). Na Tabela 13 observam-se os valores das constantes de calibração das bandas (K_1 e K_2) e a emissividade de cada pixel no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}). No que diz respeito à emissividade observou-se que a mesma foi constante para quase todos os dias no valor de 0,97, em que, apenas o dia de imageamento 20/06/2009 teve valor de 0,98.

Tabela 13 – Emissividades de cada pixel no domínio espectral da banda termal (ε_{NB}), necessários ao cômputo da temperatura da superfície (T_s, ºC)

Satélite	Datas das imagens	ε_{NB}
5 TM	21/09/2008	0,97
5 TM	20/06/2009	0,98
5 TM	29/08/2011	0,97
8 OLI/TIRS	03/09/2013	0,97
8 OLI/TIRS	22/09/2014	0,97
8 OLI/TIRS	24/08/2015	0,97

Na Figura 8 encontram-se os menores valores de temperatura da superfície nos corpos hídricos da área em estudo, estes representados pelas tonalidades mais claras na faixa do amarelo. Conforme, melhor observa-se em destaque, o dia 20/06/2009 (Figura 8B), que apresentou tonalidades mais claras dentre os demais mostrando-se de modo geral concentrar as menores temperaturas, fato esse, explicado pelo final do período chuvoso, bem como, por ter ocorrido precipitações antecedentes ao imageamento. Cunha et al. (2012) observaram as mesmas condições diante desses fatores, que também, foram observados por Bezerra et al. (2014), estes que ressaltam em seu estudo, que além do regime de precipitação, a espacialização desse parâmetro (T_s) ocorre de maneira similar à distribuição da cobertura vegetal, estando ainda relacionada à sazonalidade dos parâmetros meteorológicos de radiação solar global incidente e temperatura do ar.

As maiores temperaturas estão representadas pelos tons mais escuros, de um vermelho intenso. Essas temperaturas foram observadas nos dias em que mais se distanciaram do período chuvoso, justamente para os dias de imageamento na época seca para região em estudo. Souza et al. (2016) encontraram os menores valores na água e na vegetação arbórea/arbustiva em todas as cenas analisadas entre os anos de 1991 e 2010, já os maiores valores, os autores observaram nas classes, de área urbana (31,4 ºC), solo exposto (31,1 ºC) e vegetação herbácea (30 ºC). De acordo com os autores, o maior desvio padrão foi diante da classe solo exposto e os menores para a classe de vegetação arbórea/arbustiva.

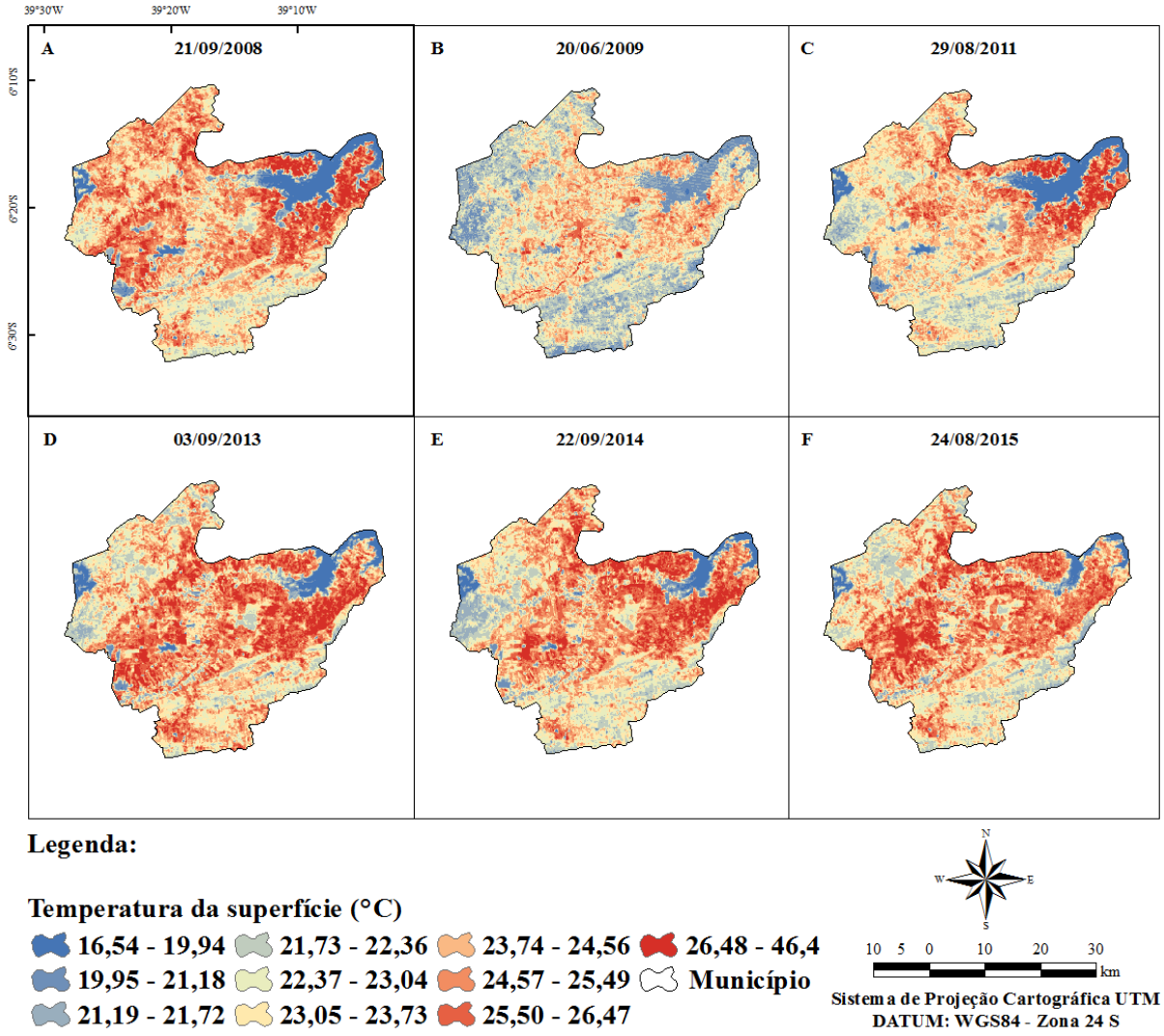

Figura 8 – Carta temática da temperatura da superfície (T_s, °C) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 14 estão representados os valores dos parâmetros estatísticos, obtidos na análise das cartas da temperatura da superfície (T_s, °C). Observou-se de modo geral, que a T_s mínima e máxima variaram de 15,15 °C para o mínimo da imagem do dia 20/06/2009 e para o máximo de 46,39 °C no dia 22/09/2014. Tal temperatura mínima pode ser explicada pelas pequenas nuvens observadas para este dia. Bezerra et al. (2014) observaram da mesma forma, valores entre 15,82 e 39,60 °C.

Os valores médios de T_s obtidos configurou-se grande aumento, em que o valor mínimo foi de 22,75 °C para o dia 20/06/2009 ao máximo de 36,19 °C no dia 24/08/2015. Os altos valores justificam-se, principalmente, pela seca que atinge a região semiárida nos últimos anos, com estiagens constantes e também pela própria expansão das áreas impermeabilizadas do Município. Assim, também para as respectivas datas 20/06/2009 e 24/08/2015 procedeu-se aos valores medianos, para o mínimo de 22,52 °C e para o máximo de 36,36 °C (Tabela 14). Oliveira et al. (2012), também encontraram brusca mudança de classe da T_s entre os dias 10/7/1989 e 29/7/2007, nos valores de 18-23 ºC e 23-30 ºC, respectivamente e, ainda, uma T_s maior que 30 ºC para esse último dia observadas nos centros urbanos das cidades de Pombos e Vitória de Santo Antão, Pernambuco. Os valores médios observados pelos autores nas datas de 10/7/1989, 06/07/2005 e 29/8/2007 foram de 20,49, 19,14 e 24,39 °C, respectivamente.

Os valores da moda variaram entre o mínimo de 21,49 °C (20/06/2009) para o máximo de 36,72 °C (24/08/2015). Bezerra et al. (2014) encontraram respectivos valores medianos e de moda entre 18,14 °C (valor mínimo) a 31,83 °C (valor máximo) e de 17,98 °C (valor mínimo) a 31,43 °C (valor máximo). Esses autores observaram também, valores médios entre 18,34 °C para o mínimo a 31,88 °C para o máximo, esses que foram valores inferiores aos encontrados neste estudo.

Os parâmetros estatísticos de DP variaram para o mínimo no valor de 1,28 no dia 20/06/2009 a 3,17 para o máximo no dia 21/09/2008. Os valores de CV para o mínimo foi de 0,06 no dia 20/06/2009 ao máximo de 0,09 no dia 21/09/2008. Em que também, o dia de imageamento 29/08/2011 teve valor máximo igual. Observou-se para a temperatura da superfície, os menores valores de CV junto ao saldo de radiação diário e instantâneo, indicando de acordo com Zwart et al. (2006), extrema homogeneidade no padrão de distribuição espacial. Bezerra et al. (2014) também encontraram variações menores na temperatura da superfície, em estudo diante de outros parâmetros como albedo e NDVI. Assim como esses autores, os maiores valores de CV nesta pesquisa, também foram encontrados no período mais seco, principalmente nos dias de 21/09/2008 e 29/08/2011. Essas respectivas datas apresentam maior variabilidade espacial dentre as demais, como observadas nas cartas temáticas (Figura 8A e 8C).

Tabela 14 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise estatística das cartas da temperatura da superfície (T_s, ºC)

Satélite LANDSAT	Datas das imagens	Temperatura da superfície – T_s (ºC)						
		Mín.	Máx.	Médio	Mediano	Moda	DP	CV
5 TM	21/09/2008	18,83	41,22	32,06	32,3	33,09	3,17	0,09
5 TM	20/06/2009	15,15	29,01	22,75	22,52	21,49	1,28	0,06
5 TM	29/08/2011	19,28	40,04	30,59	30,55	30,55	2,88	0,09
8 OLI/TIRS	03/09/2013	22,80	43,73	36,00	36,29	36,61	3,05	0,08
8 OLI/TIRS	22/09/2014	23,74	46,39	35,79	35,86	34,71	2,97	0,08
8 OLI/TIRS	24/08/2015	21,86	45,05	36,19	36,36	36,72	2,71	0,07

Silva et al. (2005a) encontraram valores de T_s para distintos alvos, nos anos de 2000 e 2001, em área com vegetação irrigada foi de 23,1 e 24,7 °C, respectivamente. Nesse aspecto, para esse estudo, as mesmas áreas obtiveram valores superiores, especificamente nas irrigações por pivô central. Os autores também encontraram, para áreas de solo exposto, respectivos resultados de 37,5 e 39,9 °C. Esses que apresentaram consonância com este estudo, entretanto, em alguns casos, para este observou-se temperaturas mais elevadas diante desse tipo de análise, sendo valores acima de 41 °C observados geralmente nas áreas desprovidas da região.

Conforme, ainda, os autores citados acima, diante de análise nos corpos hídricos encontraram valores na ordem de 20,8 e 23,0 °C, em área de caatinga, de 33,3 e 35,7 °C, respectivamente, esses que concordaram plenamente com o referente trabalho em análise da vegetação de caatinga. Observou-se que os níveis dos reservatórios (Trussu e Orós) diminuíram significativamente, de acordo com a análise espaço-temporal. Desde do ano de 2012 que a seca assola o semiárido brasileiro, assim, efetivamente os corpos d'água tem ficado mais rasos e menores, o que faz com que os solos da região fiquem mais expostos, deste modo as temperaturas serão mais elevadas. Observa-se visualmente nas Figuras 8D, 8E e 8F, a diminuição do nível do espelho d'água dos reservatórios. Gusmão et al. (2013) obtiveram temperaturas médias menores que 21 °C em corpos d'água e, ainda observaram esse mesmo comportamento para locais com presença da vegetação nativa de maior porte ao longo de todos os dias estudados.

A data 20/06/2009 deste estudo representa o período de transição da época chuvosa para a seca, possivelmente os reservatórios encontravam-se com maior espelho d'água (Figura 8B), dentre outros aspectos. As demais datas deste estudo foram superiores aos resultados de Silva et al. (2005a). Rodrigues et al. (2009) em estudo diante de duas imagens orbitais dos anos 2000

e 2001 no Ceará observaram valores menores no ano de 2000, quando ocorreu ao período antecedente precipitação.

Na observação de um pixel específico, os valores diante dos distintos usos e ocupações do solo no Município foram para área de caatinga de 32,12 °C, áreas irrigadas de 29,37 °C, urbana de 36,16 °C, na água de 25,55 °C e em área de solo exposto foi de 41,74°C. Verificou-se diante das análises alterações dos padrões da temperatura da superfície, que corresponderam às alterações observadas nos padrões de albedo da superfície, comportamento esse observado por Oliveira et al. (2012).

5.5 Saldo de radiação instantâneo à superfície

A determinação do saldo de radiação está intimamente relacionada com o comportamento dos parâmetros anteriormente analisados, principalmente o albedo e temperatura da superfície, bem como, das variáveis médias instantâneas encontradas e descritas na Tabela 15, estas necessárias às estimativas do saldo de radiação instantâneo e diário à superfície.

Observou-se que a emissividade no domínio da banda larga (ε_0, adimensional) entre o mínimo de 0,95 (nos dias 21/09/2008, 22/09/2014 e 24/08/2015) e o máximo de 0,97 no dia 20/06/2009. A radiação de onda longa emitida pela superfície ($R_{ol\ emit\uparrow}$) variou de 420,9 W m^{-2} e o mínimo no dia 20/06/2009 a 495,9 W m^{-2} e o máximo na data 24/08/2015. A radiação de onda longa incidente pela atmosfera na direção da superfície ($R_{ol\ atm\uparrow}$) variou entre 353,3 Wm^{-2} e o mínimo em 20/06/2009 a 374,3 W m^{-2} no dia 22/09/2014 e o máximo, para essas mesmas datas os respectivos valores de mínimo e máximo da radiação de onda curta incidente instantânea na superfície ($R_{s\ inc\downarrow}$) variaram entre 704,1 a 900,5 W m^{-2}. A data 22/09/2014 apresentou o valor mínimo de 176,1 W m^{-2} para a radiação solar global diária ($R_{s\ 24h}$) e o seu valor máximo foi 308,1 W m^{-2} no imageamento 21/09/2008 e a transmissividade atmosférica média diária ($\tau_{sw\ 24h\downarrow}$) variou para o mínimo no valor de 0,35 no dia 22/09/2014 a 0,66 em 21/09/2008 para o máximo.

O saldo de radiação é essencial no sistema solo-planta-atmosfera, constitui-se de um elemento principal no cômputo do balanço de energia e da evapotranspiração da vegetação nativa e das áreas irrigadas, utilizada em diversas aplicações, diante do monitoramento climático, previsão do tempo e em meteorologia agrícola (SILVA et al., 2005a).

Tabela 15 – Variáveis médias instantâneas necessárias aos cômputos do saldo de radiação instantâneo (R_n, W m^{-2}) e diário ($R_{n\ 24h}$, W m^{-2}) à superfície

Satélite LANDSAT	**Datas das Imagens**	**Variáveis médias instantâneas para cômputo do R_n e $R_{n\ 24h}$**					
		ε_0	$R_{ol\ emit\uparrow}$	$R_{ol\ atm\uparrow}$	$R_{s\ inc\downarrow}$	$R_{s\ 24h}$	$\tau_{sw\ 24h\downarrow}$
5 TM	21/09/2008	0,95	470,2	364,6	881,8	308,1	0,66
5 TM	20/06/2009	0,97	420,9	353,3	704,1	222,4	0,53
5 TM	29/08/2011	0,96	461,7	363,6	827,1	286,4	0,62
8 OLI/TIRS	03/09/2013	0,96	495,4	365,9	868,1	182,5	0,36
8 OLI/TIRS	22/09/2014	0,95	493,6	374,3	900,5	176,1	0,35
8 OLI/TIRS	24/08/2015	0,95	495,9	365,7	838,6	181,1	0,37

As cartas temáticas do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2}) estão representados na Figura 9. Encontrou-se os menores valores diante das cores mais claras, pelos quais, esses foram observados os maiores valores de albedo e temperatura da superfície. Os maiores valores de R_n estão situados nas cores mais escuras como, o vermelho intenso, que foram observados, principalmente nos reservatórios Trussu e Orós.

Em geral, os valores de R_n de maior magnitude foram observados também nas áreas bem vegetadas (vegetação nativa densa), são áreas resultantes de menor reflexão por parte das ondas curtas, que por sua vez, ocorre menor emissão das longas. Encontrou-se os baixos valores nas áreas de maior atividade antrópica, bem como nas áreas impermeabilizadas e de solo exposto, evidenciando de forma clara, que são regiões com perda de energia solar, tanto por emissão quanto por reflexão.

Nesse contexto, os fatos acima corroboram aos resultados observados pelos autores Silva et al. (2005a) e Oliveira et al. (2015). Esses que também concordam aos de Arraes et al. (2012), que identificaram as maiores médias do R_n na área de vegetação nativa densa e as menores médias foram observadas na área antrópica, conforme os autores existe menos energia disponível a ser repartida no processo da evapotranspiração, aquecimento do ar e aquecimento do solo.

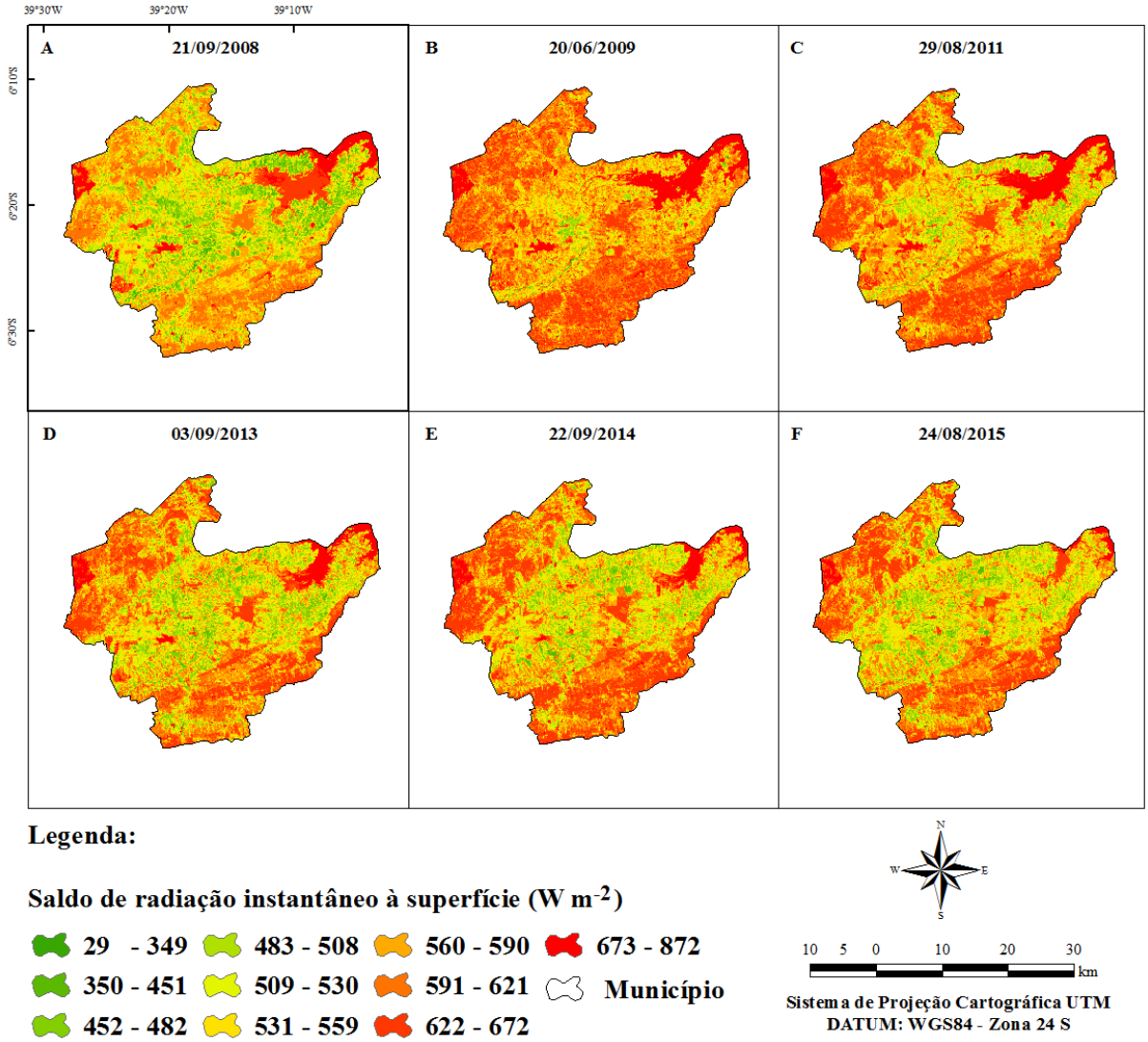

Figura 9 – Carta temática do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Na Tabela 16 estão representados os valores dos parâmetros estatísticos, obtidos na análise das cartas do saldo de radiação instantâneo (W m^{-2}). O R_n mínimo e máximo variaram de 26,19 W m^{-2} para o mínimo no dia 03/09/2013 e para o máximo de 871,72 W m^{-2} no dia 29/08/2011. Lima et al. (2012) estimaram valores entre 419,13 W m^{-2} para o mínimo e 797,35 W m^{-2} para o máximo. Os valores médios de R_n observados neste estudo foram para o mínimo de 524,09 W m^{-2} na data 24/08/2015 e máximo de 621,38 W m^{-2} no dia 21/09/2008. Respectivamente, nas mesmas datas, os valores medianos, para o mínimo foi de 525,72 W m^{-2} e para o máximo de 623,48 W m^{-2}. Oliveira et al. (2015) diagnosticaram valores médios de R_n maiores, na faixa de 523,6 a 656,8 W m^{-2}.

O valor da moda variou de 534,14 W m^{-2} (mínimo) no dia 20/06/2009 a 644,73 W m^{-2} (máximo) no dia 21/09/2008. Os valores de DP variaram de 30,11 W m^{-2} para o mínimo 20/06/2009 e para o máximo no valor de 60,33 W m^{-2} no dia 03/09/2013. O CV foi de 0,06 para o mínimo no dia 20/06/2009 e de 0,11 para o máximo, iguais nos dias 03/09/2013 e 24/08/2015 (Figuras 9D e 9F), essas cartas expressaram melhor os alvos existentes na região, porém os valores dentre as demais estão muito próximos apresentando pouca variabilidade espacial, onde destaca-se a carta do dia 20/06/2009 (Figura 9B), essa mais homogeneizadas, possivelmente configuradas pelos eventos chuvosos antecedentes.

Tabela 16 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise estatística das cartas do saldo de radiação instantâneo à superfície (R_n, W m^{-2})

Satélite LANDSAT	Datas das Imagens	Saldo de radiação instantâneo à superfície – R_n (W m^{-2})						
		Mín.	Máx.	Médio	Mediano	Moda	DP	CV
5 TM	21/09/2008	232,64	776,42	621,38	623,48	644,73	51,15	0,08
5 TM	20/06/2009	193,34	623,12	526,72	525,75	534,14	30,11	0,06
5 TM	29/08/2011	49,15	871,72	605,98	608,24	627,52	48,27	0,08
8 OLI/TIRS	03/09/2013	26,19	753,97	553,29	554,97	591,93	60,33	0,11
8 OLI/TIRS	22/09/2014	49,78	771,48	582,14	588,24	627,71	57,22	0,10
8 OLI/TIRS	24/08/2015	26,43	724,91	524,09	525,72	572,11	57,70	0,11

Observou-se valores de saldo de radiação instantâneo para um pixel específico na área de estudo, sobre diferentes usos e ocupações do solo, como por exemplo nas áreas bem vegetadas (Caatinga arbustiva densa) no valor de 608,12 W m^{-2}, irrigadas de 413,16 W m^{-2}, urbana de 272,80 W m^{-2}, água de 720,90 W m^{-2} e sobre área de solo exposto no valor de 335,73 W m^{-2}. Silva et al. (2011) determinaram o R_n instantâneo para o ano de 2008, no valor de 748,8 a 812,9 W m^{-2} na água e sobre áreas irrigadas foi na ordem de 637,2 a 697,3 W m^{-2}, solo exposto foi entre 471,4 a 518,4 W m^{-2}.

O período de imageamento dos dias 20/06/2009, 03/09/2013, 22/09/2014 e 24/08/2015 diante das médias de R_n observadas (Tabela 16) corroboram aos de Gusmão et al. (2012) que obtiveram na determinação do saldo radiativo, valores instantâneos entre 525,4 a 586,8 W m^{-2}. Esses pesquisadores comparam as estimativas pelo SEBAL com medições diretas do saldo de radiação instantâneo que foram entre os valores de 551,6 a 587,2 W m^{-2}. Essas medições em comparação aos valores médios estimados neste estudo e observados na tabela anterior ficaram

próximos apresentando-se concordantes. Esses resultados, assemelham-se também aos de Lima et al. (2012) que observaram valores médios do R_n entre 509,41 a 643,33 W m^{-2}.

5.5.1 Saldo de radiação diário à superfície

O saldo de radiação diário ($R_{n\ 24h}$) diante dos dias de imageamento estudados para o período de 2008 a 2015 demonstrou comportamento padrão consistente com o R_n instantâneo. Os maiores valores de R_n diário foram expressados, assim como na R_n nos corpos hídricos e nas áreas com vegetação densa do Município de Iguatu – CE. Os menores resultados para esse parâmetro foram principalmente nas áreas de solo exposto existentes na localidade, onde os menores valores prevaleceram também diante da área urbana e das demais áreas impermeabilizadas (Figura 10).

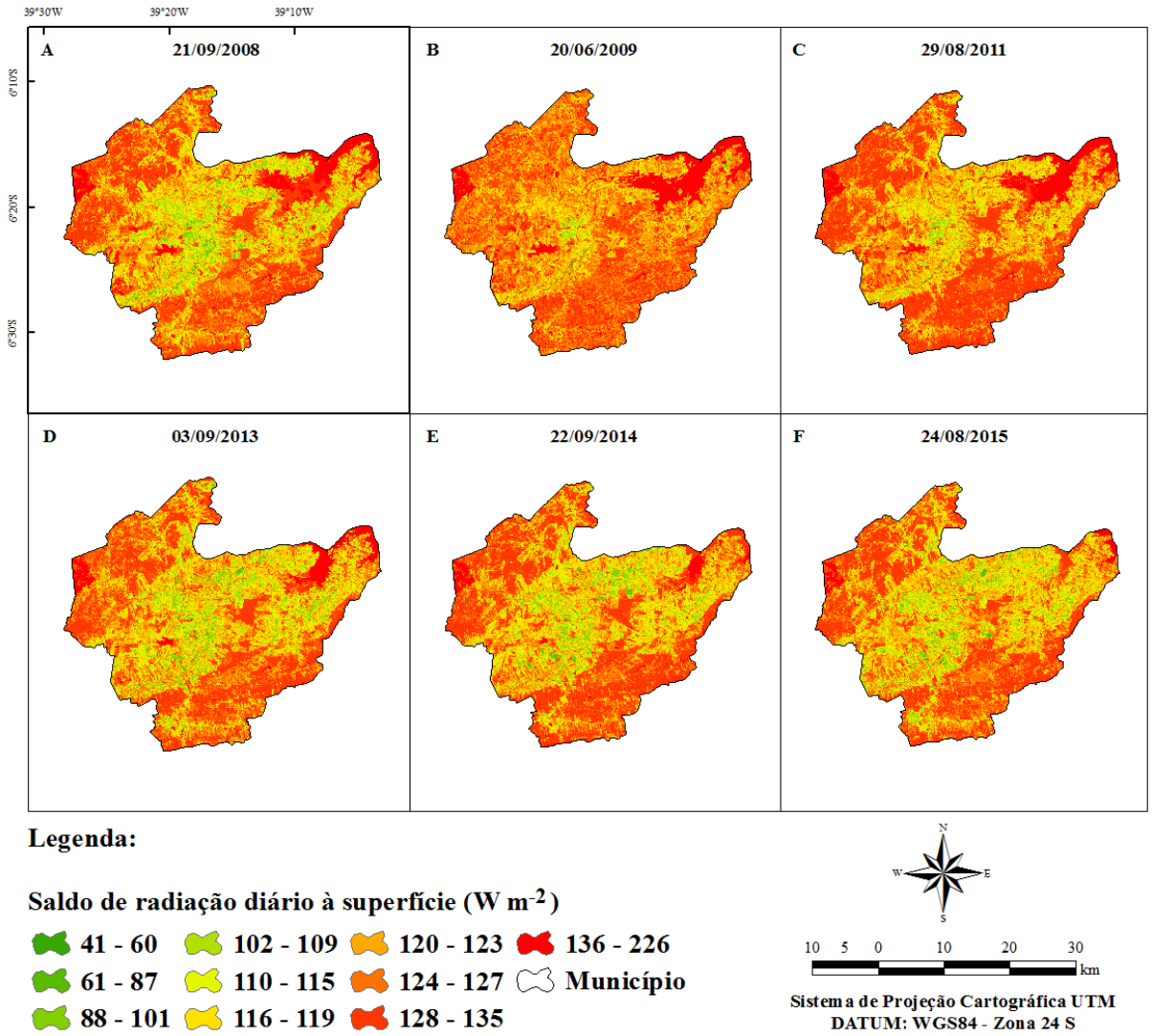

Figura 10 – Carta temática do saldo de radiação diário à superfície ($R_{n\ 24hs}$, W m^{-2}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011

(C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

Observa-se na Tabela 17 os valores dos parâmetros estatísticos, obtidos na análise das cartas do saldo diário ($R_{n\ 24h}$, W m^{-2}). Em que, o $R_{n\ 24h}$ variaram de 41,33 W m^{-2} para mínimo no dia 03/09/2013 ao máximo de 225,25 W m^{-2} no dia 29/08/2011. Os valores médios de $R_{n\ 24h}$ deste estudo foram para o mínimo de 97,09 W m^{-2} na data 22/09/2014 ao máximo de 178,48 W m^{-2} no dia 21/09/2008. Lima et al. (2012) que determinaram também, o saldo de radiação diário médio e obtiveram valores na ordem de 95,99 a 168,07 W m^{-2}. Oliveira et al. (2015), diante da estimativa do saldo de radiação diário observaram valores de 95,4 a 157,5 W m^{-2}, com média de 125,4 W m^{-2}. Esses valores foram comparados por esses autores com medições diretas do $R_{n\ 24h}$ que variou de 104,3 a 156,0 W m^{-2}, medições essas semelhantes as estimadas neste estudo.

Os valores medianos, para o mínimo foi de 98,53 W m^{-2} (22/09/2014) e para o máximo de 180,62 W m^{-2} (21/09/2008). A moda variou para mínimo de 104,19 W m^{-2} para a data 22/09/2014, ao máximo de 186,08 W m^{-2} no dia 21/09/2008. O CV do saldo de radiação diário à superfície foi quem menos variou diante dos demais parâmetros. Em que, o CV variou para o mínimo no valor de 0,6 no dia 29/08/2011 ao máximo valor de 0,09, iguais nos dias 03/09/2013 e 24/08/2015 (Figuras 10D e 10F) onde apresentou-se mais homogeneizada dentre as demais e observou-se pouca variabilidade espacial, principalmente diante o R_n instantâneo, foram praticamente iguais.

Tabela 17 – Valores dos parâmetros estatísticos obtidos na análise estatística das cartas do saldo de radiação diário à superfície ($R_{n\ 24h}$, W m^{-2})

Satélite LANDSAT	**Datas das imagens**	**Saldo de radiação instantâneo à superfície – $R_{n\ 24h}$ (W m^{-2})**						
		Mín.	**Máx.**	**Médio**	**Mediano**	**Moda**	**DP**	**CV**
5 TM	21/09/2008	41,33	216,13	178,48	180,62	186,08	12,78	0,07
5 TM	20/06/2009	60,95	153,99	125,54	124,91	125,93	8,69	0,07
5 TM	29/08/2011	75,99	225,25	172,59	173,76	178,53	11,31	0,06
8 OLI/TIRS	03/09/2013	52,02	132,95	102,12	102,61	109,22	9,46	0,09
8 OLI/TIRS	22/09/2014	49,41	123,77	97,09	98,53	104,19	8,44	0,08
8 OLI/TIRS	24/08/2015	49,50	130,75	99,60	100,72	108,37	9,63	0,09

Observou-se para um pixel específico, em análise sobre diferentes usos e ocupações do solo, valores de saldo de radiação diário, onde nas áreas de caatinga arbustiva densa o valor foi de 110,88 W m^{-2}, em áreas irrigadas de 80,97 W m^{-2}, área urbana de 67,44 W m^{-2}, água foi de 128,75 W m^{-2} e solo exposto de 74,06 W m^{-2}. Silva et al. (2011) encontraram o saldo de radiação diário para o ano de 2008, no valor de 173,38 a 196,64 W m^{-2} na água, sobre áreas irrigadas foi entre 146,87 a 164,70 W m^{-2}, em área de solo exposto foi na ordem de 146,87 a 164,69 W m^{-2}. Como observado os corpos hídricos e a vegetação densa têm saldo maior, entretanto a imagem do dia 20/06/2009 (Figura 10B) que registrou precipitações antecedentes e encontra-se no período de transição da época chuvosa e seca, não possui os maiores valores, posto isso, o saldo de radiação diário foi impactado pela menor radiação solar global diária e transmissividade média diária.

5.6 Evapotranspiração

A Tabela 18 representa os valores médios por imagem dos fluxos instantâneos de calor no solo (G, W m^{-2}), sensível (H, W m^{-2}) e latente (LE, W m^{-2}). O valor mínimo de G foi de 45,32 W m^{-2} para o dia 20/06/2009, explicado pelo aumento do NDVI. O seu máximo valor foi de 111,04 W m^{-2} na data 22/09/2014, quando o NDVI decresceu. Contudo, os maiores valores de G relacionou-se as áreas com maior exposição de solo. Os menores valores para esse parâmetro foram encontrados nos locais de vegetação densa e também com menores valores de T_s e albedo. Conforme observa-se no dia 20/06/2009, imagem pela qual teve ocorrência de chuvas antecedentes, que fez com que o G fosse representado pela menor média quando comparado aos demais anos estudados. Esses resultados concordam com os encontrados por Arraes et al. (2012) analisando o G para distintos usos do solo, onde encontraram os menores valores de G na área irrigada e os maiores na área antrópica. Silva et al. (2012) observaram valores de G, em geral, inferiores a 150 W m^{-2}, semelhantes a este trabalho.

Lima et al. (2014) observaram médias de G entre 76,26 a 134,06 W m^{-2} e de H entre 61,60 a 263,38 W m^{-2}. Neste estudo o valor mínimo de H foi de 140,97 W m^{-2} para o dia 20/06/2009 e de 219,35 W m^{-2} para o máximo em 24/08/2015.

Os valores LE variaram de 198,86 (W m^{-2}) para o mínimo no dia 24/08/2015 e de 328,30 (W m^{-2}) na data 03/09/2013. Seus maiores valores foram encontrados na mata nativa da região, seguindo dos corpos hídricos e da agricultura irrigada.

Tabela 18 – Médias dos fluxos instantâneos de calor no solo (G, W m^{-2}), sensível (H, W m^{-2}) e latente (LE, W m^{-2})

Satélite LANDSAT	Datas das imagens	G	H	LE
		W m^{-2}		
5 TM	21/09/2008	93,89	209,24	312,45
5 TM	20/06/2009	45,32	140,97	223,18
5 TM	29/08/2011	85,93	186,95	327,86
8 OLI/TIRS	03/09/2013	103,62	217,58	328,30
8 OLI/TIRS	22/09/2014	111,04	148,23	314,29
8 OLI/TIRS	24/08/2015	95,81	219,35	198,86

Observou-se variações da evapotranspiração real diária estimada pelo algoritmo SEBAL quanto a análise espaço-temporal. A Figura 11 apresenta a carta temática da $ET_{r\ 24h}$ (mm dia^{-1}). Os menores valores de $ET_{r\ 24h}$ foram observados nas áreas de maior atividade antrópica, bem como na área urbana, nas áreas impermeabilizadas e de solo exposto, esses resultados são representados pelas tonalidades em amarelo e vermelho. Os maiores valores foram encontrados principalmente nos reservatórios, ressalta-se que para superfície líquida acontece o processo da evaporação, seguido das áreas vegetadas como observados pelas colorações em azul escuro e claro. Pacheco et al. (2014) observaram que os valores mais elevados foram encontrados sobre os corpos de água, lagoas e oceano Atlântico, chegando a valores próximos de 6 mm dia^{-1}.

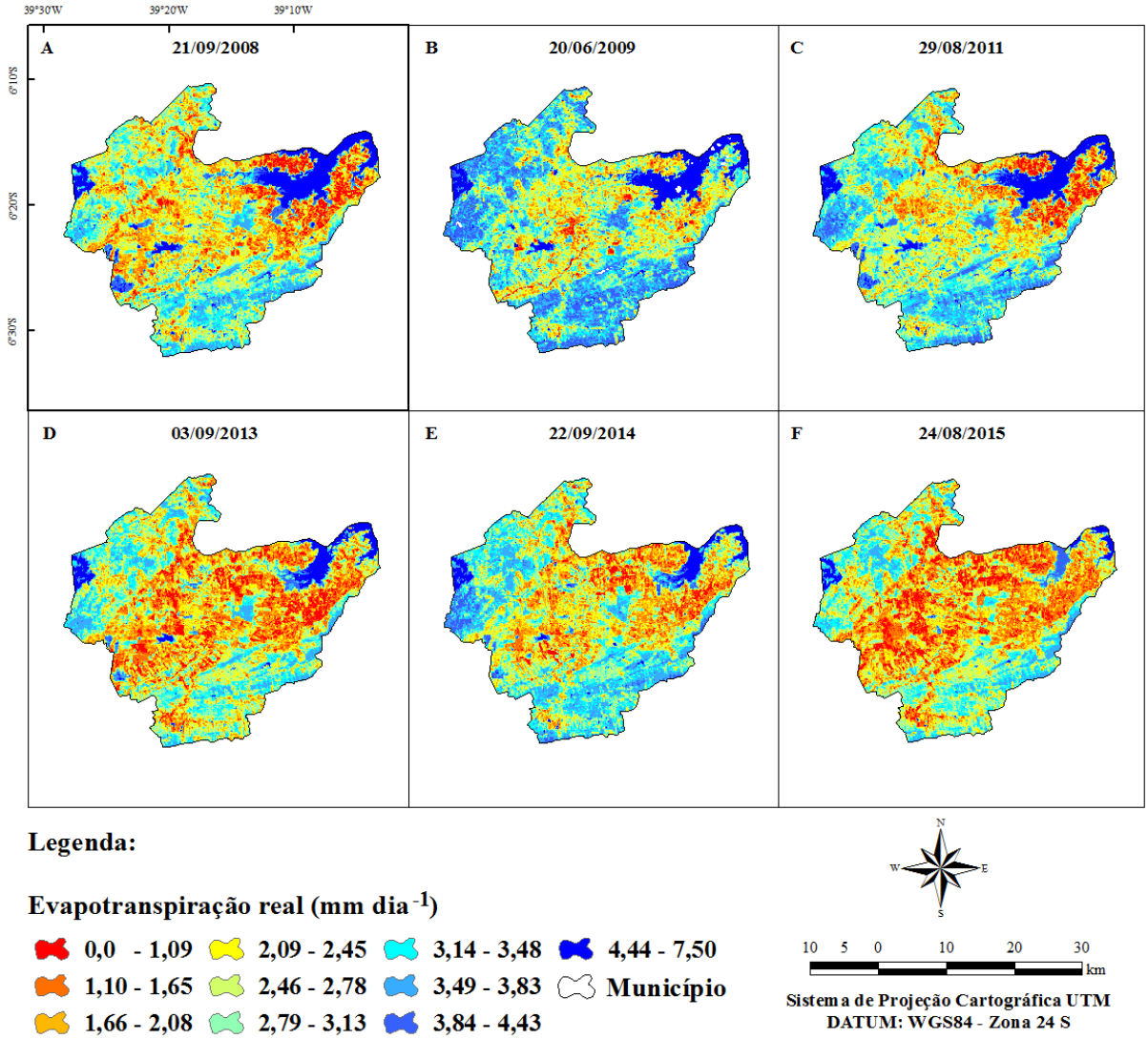

Figura 11 – Carta temática da evapotranspiração real diária ($ET_{r\ 24h}$, mm dia^{-1}) no Município de Iguatu – CE: 21 de setembro de 2008 (A); 20 de junho de 2009 (B); 29 de agosto de 2011 (C); 03 de setembro de 2013 (D); 22 de setembro de 2014 (E) e 24 de agosto de 2015 (F), na localização específica da estação meteorológica automática.

A Tabela 19 apresenta a relação da diferença dos valores de evapotranspiração real diária média ($ET_{r\ 24h}$, mm dia^{-1}) pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração de referência diária média ($ET_{o\ 24h}$, mm dia^{-1}) pelo modelo físico padrão da FAO-56. A $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) obteve valores variando de 1,62 mm dia^{-1} para o mínimo, no dia 24/08/2015 e para o máximo, com valor de 3,71 mm dia^{-1} na data 29/08/2011. A $ET_{o\ 24h}$ deste estudo obteve valores variando de 4,07 mm dia^{-1} no dia 20/06/2009 para o mínimo e valor de 6,89 na data 21/09/2008. Bezerra (2013) encontraram valores de $ET_{r\ 24h\ SEBAL}$ variando de 1,54 mm dia^{-1} para o mínimo e, de 4,37 mm dia^{-1} para o máximo e da $ET_{o\ 24h\ FAO\text{-}56}$ de 3,92 mm dia^{-1} para o mínimo e para o máximo no valor de 5,97 mm dia^{-1}, para região semiárida.

Diante da análise espaço-temporal observou-se os valores mínimos e máximos de $ET_{r\ 24h}$ que foram entre 0 e 7,49 mm dia^{-1}, respectivamente. Silva et al. (2012) observaram para a ET_{SEBAL}, os respectivos valores mínimo e máximo de 0,6 e 1,7 mm dia^{-1}. A estimativa da $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) foi relacionada com a $ET_{o\ 24h}$, sendo semelhante apenas no dia 20/06/2009, quando observaram valores respectivos de 3,11 e 4,07 mm dia^{-1}, com uma diferença de apenas 0,96 mm dia^{-1} ou 96 %. A média da diferença entre a $ET_{r\ 24h}$ pelo SEBAL e a $ET_{o\ 24h}$ da FAO-56 foi observada no valor de 2,76 mm dia^{-1} ou 275,83 %. Observando-se com isso, grandes diferenças dentre as mesmas, não podendo relacioná-las, devido a falte de ajustes nos seus devidos valores. Oliveira (2012) observou em estudo na bacia do rio Tapacurá – PE, para os dias 15/08/2010 e 10/03/2010 os respectivos ERM, nos valores de 10,36 e 6,56 %, semelhantes aos encontrados por Lima et al. (2014) nos dias de 06/08/2007 a 13/08/2007, com ERM de 9,01 e 6,88 %. Bezerra (2013) apresentaram erro relativo médio (ER) de 45,76 %, sendo o mínimo erro de 1,73 % no período de inverno e o máximo erro de 72,09 % em período de estiagem de chuvas. Os erros absolutos (EA) foram para o mínimo de 0,07 mm dia^{-1} e máximo de 3,98 mm $dia^{-1.}$

Lima et al. (2014) observaram que os valores de evapotranspiração real diária pelo SEBAL variaram para os meses de julho a agosto no ano de 2007, entre os valores de 2,82 a 2,99 mm dia^{-1}, com valor mínimo de zero e máximo de 6,92 mm dia^{-1}, no dia 16 de outubro de 2007.

Tabela 19 – Relação da diferença entre a evapotranspiração real diária média ($ET_{r\ 24h}$, mm dia^{-1}) pelo algoritmo SEBAL e a evapotranspiração de referência diária média ($ET_{o\ 24h}$, mm dia^{-1}) pelo modelo físico padrão da FAO-56 de Penman-Monteith

Satélite LANDSAT	**Datas das Imagens**	**$ET_{r\ 24h}$ (mm dia^{-1})**	**$ET_{o\ 24h}$ (mm dia^{-1})**	**Diferença (mm dia^{-1})**	**Diferença (%)**
5 TM	21/09/2008	3,69	6,89	3,20	320
5 TM	20/06/2009	3,11	4,07	0,96	96
5 TM	29/08/2011	3,71	6,29	2,58	258
8 OLI/TIRS	03/09/2013	1,77	5,14	3,37	337
8 OLI/TIRS	22/09/2014	2,28	4,94	2,66	266
8 OLI/TIRS	24/08/2015	1,62	5,40	3,78	378
Média				2,76	275,83

Silva et al. (2012) validaram o SEBAL nos pomares de coqueiro irrigados, onde a ET_{SEBAL} variou de 4,4 mm dia^{-1} para o mínimo e para o máximo no valor de 5,6 mm dia^{-1}, os valores de ET_{FAO} foram para o mínimo de 4,3 mm dia^{-1} e de 4,9 mm dia^{-1} para o máximo. Para condições de sequeiro observou-se pelos autores valores de ET_{SEBAL} que variou de 0,6 mm dia^{-1} para o mínimo e para o máximo no valor de 1,7 mm dia^{-1}.

Machado et al. (2014) compararam a ET_c estimada pelo método FAO-Penman-Monteith e a ET pelo SEBAL, observaram valores respectivos para três anos, de 26/08/2006, 06/09/2010 e 28/01/2011, com valores de ET SEBAL de 4,14, 4,13 e 5,13 mm dia^{-1} e da ET_c FAO 56 de 4,46, 4,19 e 4,63 mm dia^{-1}, respectivamente.

Diante disso, os três primeiros anos foram chuvosos para o Município, principalmente pelas precipitações antecedentes ao imageamento do dia 20/06/2009, esse que foi também o período de transição da época chuvoso e seca, onde teve maior disponibilidade hídrica, favorecendo a uma maior retirada de água, entretanto observou-se na tabela anterior uma diminuição dos valores de evapotranspiração real diária estimado pelo SEBAL, onde se deve aos períodos de estiagem, com baixas precipitações, visto que foi observado anteriormente, o aumento da temperatura da superfície diante desta análise espaço-temporal, que podem de certa forma, justificar a baixa cobertura vegetal no Município e o aumento das áreas de solo exposto.

6 CONCLUSÕES

As alterações do uso e ocupação do solo foram identificadas com o aumento do albedo e da temperatura da superfície e, diante da redução dos índices de vegetação. Os valores de albedo foram consistentes com a literatura observada, foram mais expressivos sobre solo exposto e inferiores nos corpos hídricos ao longo do período estudado. O albedo confirmou, diante do seu monitoramento, ser importante na interpretação dos estudos de alterações ambientais no semiárido, causadas principalmente por ações antrópicas.

Os índices de vegetação identificaram satisfatoriamente o comportamento da vegetação circundante no Município de Iguatu – CE, destacando-se como indicadores de áreas em processo de degradação no semiárido. Observou grande relação com o albedo, que diante dos seus menores valores, contudo os índices foram, de modo geral, mais expressivos, indicando mais claramente alterações sobre uso da terra na região. Os índices quando relacionados com as precipitações pluviométricas nos dias antecedentes ao imageamento foram mais expressivos em seus resultados, devido a rápida resposta da caatinga predominante na região analisada.

As alterações observadas nos padrões da temperatura da superfície na análise espaço-temporal corresponderam ao mesmo padrão encontrado no albedo. O aumento na T_s ao longo do período estudado são consequências da degradação ambiental no Município, motivados pelo intensivo uso e ocupação do solo, mas também devido à maior radiação solar em determinados meses, alterando o cenário vegetativo.

O saldo de radiação da superfície apresentou resultados consistentes aos observados em estudos no Brasil, principalmente na região semiárida, demonstrando sensibilidade aos diferentes usos do solo e, sendo eficaz na sua análise, diante da falta de dados de medições diretas. O R_n mostrou estar intimamente relacionado com a tendência dos demais parâmetros analisados, principalmente, o albedo e a temperatura da superfície. Os menores valores de albedo foram representados pelos maiores valores de R_n diante de todo período estudado.

A $ET_{r\ 24h}$ (SEBAL) não se ajustou a $ET_{o\ 24h}$, mostrando-se que ainda carece de estudo, principalmente para época de sequeiro, ou seja, está longe do potencial, não dando para compará-las.

A análise dos parâmetros no SEBAL permitiu de modo consistente, o monitoramento dos diferentes usos do solo da região, com relação às componentes do balanço de energia à superfície e, principalmente a evapotranspiração real diária, concluindo-se que nas áreas, quando observados altos valores de albedo; baixos valores de NDVI; altas temperaturas da

superfície e uma baixa evapotranspiração, são indícios de áreas em processo de degradação ou já degradadas.

Portanto, recomenda-se que ações mitigadoras devem ser tomadas para que o processo de degradação não se torne permanente, que não haja tantas perdas na seca, e assim recuperar o meio ambiente, evitando processos futuros de desertificação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACCIOLY, L. J. D. O.; PACHÊCO, A.; COSTA, T. C.; LOPES, O. F.; OLIVEIRA, M. A. Relações empíricas entre a estrutura da vegetação e dados do sensor TM/Landsat. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.6, n.3, p.492-498, 2002.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R.; BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land). **Advance Training and Users Manual–Idaho Implementation**, v.1, p.97, 2002.

ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.122, n.2, p.97-106, 1996.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and Drainage paper 56. **FAO, Rome**, v.300, n.9, p.D05109, 1998.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite-Based energy balance for mapping evapotraspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.380-394, july/aug., 2007a.

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; MORSE, A.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L.; BASTIAANSSEN, W.; ROBISON, C. W. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC) – Applications. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.133, n.4, p.395-406, 2007b.

ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; TASUMI, M. Surface energy balance algorithms for land: advance training and user's manual. Version 1.0. **Surface Energy Balance Algorithms for Land: Advance training and users manual**, version 1.0, 2002.

ALVES, A. V.; AZEVEDO, P. V.; SILVA, B. B. Balanço de energia e reflectância de um cultivo de melão**. Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.6, n.2, p.139-146, 1998.

ARAÚJO, A. L.; DOS SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; BEZERRA, B. G.; BORGES, V. P. Refinamento de imagens termais do Landsat 5–TM com base em classes de NDVI. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.4, p.484-490, 2012.

ARAUJO, T. L.; DI PACE, F. T. Valores instantâneos da temperatura da superfície terrestre na cidade de Maceió – AL utilizando imagens do satélite TM/Landsat 5. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.3, n.2, p.104-111, 2010.

ARRAES, F. D. D.; ANDRADE, E. M.; SILVA, B. B. Dinâmica do balanço de energia sobre o açude Orós e suas adjacências. **Revista Caatinga**, v.25, n.1, p.119-127, 2012.

ASCE-EWRI - American Society of Civil Engineers - Environmental and Water Resources Institute. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Report, ASCE, 2005.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; WANG, J.; MA, Y.; MORENO, J. F.; ROERINK, G. J.; VAN DER WAL, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.198-212. 1998a.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2. Validation. **Journal of Hydrology**, v.212-213, p.213-229, 1998b.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; NOORDMAN, E. J. M.; PELGRUM, H.; DAVIDS, G.; THORESON, B. P.; ALLEN, R. G. SEBAL model with remotely sensed data to improve water resources management under actual field conditions. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.131, n.1, p.85-93, 2005.

BASTIAANSSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain**. A remote sensing approach under clear skies Mediterraneam climates. Ph. D. Thesis, Wageningem Agricultural University, 273 p., 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL – Based Sensible and Latent Heat Fluxes in the Irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hidrology**, v.229, n.1, p.87-100, 2000.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; MOLDEN, D. J. MAKIN, I. W. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible aplications. **Agricultural Water Management**, v.46, n.2, p.137-155, 2000.

BASTIAANSSEN, W. G. M.; ZWART, S. J. SEBAL for detecting spatial variation of water productivity and scope for improvement in eight irrigated wheat systems. **Agricultural Water Management**, v.89, n.3, p.287-296, 2007.

BATISTA, W. R. M. **Balanço de radiação e evapotranspiração na bacia hidrográfica do Rio Jacaré – SE mediante imagens orbitais**. 80 f. Dissertação (Mestrado em Agroecossistemas) – Universidade Federal de Sergipe, 2011.

BEZERRA, B. G. **Obtenção da evapotranspiração diária no Cariri Cearense utilizando imagens Landsat 5-TM e o algoritmo SEBAL**. 135 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PE, 2006.

BEZERRA, J. M. **Estimativa da evapotranspiração real para área de caatinga utilizando SEBAL**. 77 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Tecnologia Rural, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Recife – PE, 2013.

BEZERRA, J. M.; MOURA, G. B. A.; SILVA, B. B.; LOPES, P. M. O.; SILVA, E. F. F. Parâmetros biofísicos obtidos por sensoriamento remoto em região semiárida do estado do Rio Grande do Norte, Brasil[1]**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.1, p.73-84, 2014.

BÍSCARO, G. A. **Meteorologia Agrícola Básica**. Ed. 1. UNIGRAF, 87 p., 2007.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the MODIS data under all sky conditions: Southern Great Plains case study. **Remote Sensing of Environment**, v.114, n.7, p.1522-1534, 2010.

BOEGH, E.; SOEGAARD, H.; THOMSEN, A. Evaluating evapotranspiration rates and surface conditions using Landsat TM to estimate atmospheric resistance and surface resistance. **Remote Sensing of Environment,** v.79, n.2, p.329-343, 2002.

BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. Comparação entre equações empíricas para estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.11, n.3, p.293-300, 2007.

BRUTSAERT, W. H. **Evaporation into the Atmosphere**. Reidel, Boston, Massachusetts, 212 p., 1982.

CHANDER, G.; MARKHAN, B. Revised Landsat 5 - TM radiometric calibration procedures and post calibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing**, v.41, n.11, p.2674-2677, 2003.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. L.; HELDER, D. L. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. **Remote Sensing of Environment**, v.113, n.5, p.893-903, 2009.

CUNHA, J. E. B. L.; RUFINO, I. A.; SILVA, B. B.; CHAVES, I. D. B. Dinâmica da cobertura vegetal para a Bacia de São João do Rio do Peixe, PB, utilizando-se sensoriamento remoto. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** v.16, n.5, p.539‑548, 2012.

DI PACE, F. T.; SILVA, B. D.; SILVA, V. D.; SILVA, S. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.4, p.385-392, 2008.

FUNCEME (2006). Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Satélite ajuda a conhecer o mapa do Ceará**. Fortaleza – CE. Disponível on-line em: < http://www.sct.ce.gov.br/noticia.asp?IdNews=59>. Acessado em 20 de janeiro de 2016.

FUNCEME. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. **Mapeamento dos espelhos d'água do Brasil**. Fortaleza – CE, 2015.

GAO, Y.; ZHANG, W. A simple empirical topographic correction method for ETM+ imagery. **International Journal of Remote Sensing**, v.30, n.9, p.2259-2275, 2009.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of precipitable water over the United State for aplication to the division of solar radiation into its direct and difuse coponents. **Solar Energy**, v.44, n.4, p.225-241, 1990.

GIACOMONI, H. M. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul**. 172 f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – UFRGS. Porto Alegre – RS, 2005.

GIONGO, P. R. **Estimativa do balanço de radiação com técnicas de sensoriamento remoto e dados de superfície**. 92 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco – UFRPE, Recife – PE, 2008.

GIONGO, P. R.; VETTORAZZI, C. A. Albedo da superfície por meio de imagens TM-Landsat 5 e modelo numérico do terreno. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.18, n.8, p.833-838, 2014.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Software for estimating reference evapotranspiration using limited weather data. **Computers and Electronics in Agriculture**, v.71, p.158-162, 2010.

GOMES, H. E. **Balanços de radiação e energia em áreas de cultivo de cana-de-açúcar e cerrado no estado de São Paulo mediante imagens orbitais**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, 2009.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVINCIO, J. D. Determinação do saldo radiativo na Ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.10, p.1107-1114, 2012.

GUSMÃO, A. C. V. L.; SILVA, B. B.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; GALVÍNCIO, J. D.; OLIVEIRA, L. M. M. Índice de vegetação e temperatura da superfície no ecótono Ilha do Bananal por sensoriamento remoto. **Revista de Geografia**, v.30, n.3, p.209-225, 2013.

HUETE, A. R. A soil adjusted vegetation index (SAVI). **Remote Sensing of Environment**, v.25, n.3, p.295-309, 1988.

IBGE (2010). Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível on-line em: <http://cod.ibge.gov.br/23BAX>. Acessado em 10 de janeiro de 2016.

IBGE (2015). Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível on-line em: < http://cod.ibge.gov.br/23BAX>. Acessado em 10 de janeiro de 2016.

IPECE. Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará. **Perfil básico municipal de 2015**, pdf, 2015.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. London: Academic Press., 1983, 390 p.

IRMAK, A. **Evapotranspiration** – Remote sensing and modeling. Published by In Tech, DOI: 10.5772/725, Croatia. Dec., 2011.

KIMURA, R.; BAI, L.; FAN, J.; TAKAYAMA, N.; HINOKIDANI, O. Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. **Journal of Arid Environments**, v.68, n.1, p.53-65, 2007.

KOBIYAMA, M. **Curso de capacitação em hidrologia e hidrometria para conservação de mananciais**. 1ª edição. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS/LabHidro, p.152-157, 2009.

KRAMBER, J. W. **Developing evapotranspiration Data for Idaho's Trasure Valley using the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL)**. Idaho: Idaho Departament of Water Resources, 34 p., 2002.

LI, F.; LYONS, T. J. Estimation of Regional Evapotranspiration through Remote Sensing. **Journal of Applied Meteorology**, v.38. n.11, p.1644-1654, 1999.

LIMA, E. P.; SEDIYAMA, G. C.; ANDRADE, R. G.; LOPES, V. D.; SILVA, B. B. Evapotranspiração real diária em sub-bacias do Paracatu, utilizando produtos do sensor Modis. **Revista Ceres**, v.61, n.1, p.017-027, jan./fev., 2014.

LIMA, E. P.; SEDIYAMA, G. C.; SILVA, B. B. D.; GLERIANI, J. M.; SOARES, V. P. Seasonality of net radiation in two sub-basins of Paracatu by the use of MODIS sensor products. **Engenharia Agrícola**, v.32, n.6, p.1184-1196, 2012.

LIOU, K. N. **Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere**: Theory, Observation and Modeling. London: Oxford University Press. 487 p., 1992.

LIRA, V. M.; SILVA, B. B.; NETO, J. D.; FARIAS, M. S. S.; BEZERRA, M. V. C.; FRANCO, E. S.; CENTENO, C. R. M. Análise espectral de índice de vegetação em área irrigada com cana-de-açúcar. **Engenharia Ambiental: Pesquisa e Tecnologia**, v.6, n.1, p.113-120, 2009.

LIU, H. Q.; HUETE, A. A. Feedback based modification of the NDVI to minimize canopy IEEE Transactions on Geosciences and background and atmosphere noise. **Remote Sensing**, v.3, n.2, p.457-465, 1995.

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, M. B.; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens digitais TM–Landsat 5 e o algoritmo SEBAL no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.29, n.1, p.55-67, 2014.

MEIRELES, M. **Estimativa da evaporação real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem landsat 5-TM na Bacia do Acaraú – CE**. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE. 89 f. 2007.

MENDONÇA, J. C. **Estimativa da evapotranspiração regional utilizando imagens digitais orbitais na região Norte Fluminense**. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) – Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 145 p., 2007.

MENDONÇA, J. C.; DE SOUSA, E. F.; BOUHID, R. G.; ANDRÉ, B. B. D. S.; FERREIRA, N. D. J. Estimativa do fluxo do calor sensível utilizando o algoritmo sebal e imagens modis para a região norte fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.1, p.85-94, 2012.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. In: **Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms**, v.19, (Ed. GE Fogg), p.205-234, 1965.

MOREIRA, E. P.; VALERIANO, M. M. Application and evaluation of topographic correction methods to improve land cover mapping using object-based classification. **International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation**, v.32, p.208-217, 2014.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologia de aplicação**. 2. ed. Viçosa – MG: UFV, 307 p., 2003.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação.** ed. 4. Viçosa: UFV, 422 p., 2011.

MOURA, A. R. C.; MONTENEGRO, S M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; AZEVEDO, J.; SILVA, B.; OLIVEIRA, L. M. M. Evapotranspiração de referência baseada em métodos empíricos em bacia experimental no estado de Pernambuco-Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.28, n.2, p.181-191, 2013.

NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). **Landsat program**. Disponível on-line em: <landsat.gsfc.nasa.gov>. Acessado em 10 de janeiro de 2016a.

NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). **Landsat Data Continuity Mission: Continuously Observing Your World**. Disponível on-line em: <http://ldcm.gsfc.nasa.gov/mission_details.html>. Acessado em 10 de janeiro de 2016b.

NEVES, B. V. B.; VERSIANI, B. R.; RODRIGUES, P. C. H. Geoprocessamento como ferramenta no estudo de correlação entre a dinâmica da cobertura vegetal e a evapotranspiração. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.12, n.4, p.87-102, 2007.

OLIVEIRA, L. M. M. **Estimativa da evapotranspiração real por sensoriamento remoto na Bacia do Rio Tapacurá-PE**. 136 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil – Universidade Federal de Pernambuco, Recife – PE. 2012.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ANTONINO, A. C. D.; SILVA, B. B.; MACHADO, C. C. C.; GALVÍNCIO, J. D. Análise quantitativa de parâmetros biofísicos de bacia hidrográfica obtidos por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, n.9, p.1209-1217, 2012.

OLIVEIRA, L. M. M.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SILVA, B. B.; MOURA, A. E. S. S. Balanço de radiação por sensoriamento remoto em bacia hidrográfica da zona da mata nordestina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.30, n.1, p.16-28, 2015.

OLIVEIRA, T. H.; MACHADO, C. C. C.; SANTOS, J. Índice de umidade (NDWI) e análise espaço-temporal do albedo da superfície da bacia hidrográfica do rio Moxotó – PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.3, n.2, p.55-69, 2010.

PACHECO, A. P.; CERQUEIRA, M. A.; SILVA, B. B.; NICÁCIO, R. M. Análise espaço-temporal da evapotranspiração na Área de Preservação Ambiental da Ilha de Santa Rita, Alagoas, Brasil. **Revista Árvore**, v.38, n.3, p.453-460, 2014.

PAULSON, C.A. The mathematical representation of wind Speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v.9, n.6, p.857-861, 1970.

PENMAN, H. L. Evaporation: na introdutory survey. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, v.4, n.1, p.9-29, 1956.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. In: **Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**. The Royal Society, v.193, n.1032, p.120-145, 1948.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba – RS: Liv. e Ed. Agropecuária, 478 p., 2002.

PEREIRA, A. R; VILLA NOVA, N. A; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(trans)piração**. Piracicaba: FEALQ, 183 p., 1997.

PEREIRA, B. A. S.; VENTUROLI, F.; CARVAHO, F. A. Florestas estacionais no Cerrado: uma visão geral. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v.41, n.3, p.446-455, 2011.

QUERINO, C. A. S.; MOURA, M. A. L.; LYRA, R. F. F.; MARIANO, G. L. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região Amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21, n.3a, p.42-49, 2006.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. 1ª edição. São Carlos. EESC/USP, p. 125, 1998.

ROBINOVE, C. J.; CHAVEZ, P. S.; GEHRING, D.; HOLMGREN, R. Arid Land Monitoring Using Landsat Albedo difference Images. **Remote Sensing of Environment**, v.11, p.133-156, 1981.

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

ROERINK, G. J.; BASTIAANSSEN, W. G. M.; CHAMBOULEYRON, J.; MENENTI, M. Relating crop water consumption to irrigation water supply to remote sensing. **Water Resources Management**, v.11, n.6, p.445-465, 1997.

SENTELHAS, P. C.; NASCIMENTO, A. L. C. Variação sazonal da relação entre o saldo de radiação e a irradiância solar global. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.1, p.71-77, 2003.

SILVA, A. P. N.; ALBUQUERQUE MOURA, G. B.; GIONGO, P. R.; SILVA, B. B. Albedo de superfície estimado a partir de imagens Landsat 5–TM no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia**, v.27, n.1, p.154-168, jan./mar., 2010.

SILVA, B. D.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. D.; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.47, n.9, p.1218-1226, 2012.

SILVA, B. B. D.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C.; OLIVEIRA, L. M.; MONTENEGRO, S. M.; BARBOSA JUNIOR, B. Procedures for calculation of the albedo with OLI-Landsat 8 images: Application to the Brazilian semi-arid. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.20, n.1, p.3-8, 2016.

SILVA, B. B.; BRAGA, A. C.; BRAGA, C. C. Balanço de radiação no perímetro irrigado São Gonçalo – PB mediante imagens orbitais. **Revista Caatinga**, v.24, n.3, p.145-152, 2011.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.243-252, 2005a.

SILVA, B. B.; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. Determinação do albedo de áreas irrigadas com base em imagens Landsat 5 TM. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.13, n.2, p.201-211. 2005b.

SOUZA, A. P. **Evoluções, frações e estimativas das irradiações global, direta e difusa em superfícies inclinadas**. 130 f. Dissertação – Universidade Estadual; Paulista, Faculdade de Ciências Agronômicas, Botucatu – SP, 2009.

SOUZA, J. F. **Análise das mudanças do uso e ocupação do solo, variabilidade da temperatura e do saldo de radiação em João Pessoa – PB**. 130 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Urbana e Ambiental) – Universidade Federal da Paraíba, 2014.

SOUZA, J. F.; SILVA, R. M.; SILVA, A. M. Influência do uso e ocupação do solo na temperatura da superfície: o estudo de caso de João Pessoa – PB. **Ambiente Construído**, v.16, n.1, p.21-37, jan./mar., 2016.

STARKS, P. J.; NORMAN, J. M.; BLAD, B. L.; WALTER-SHEA, E. A.; WALTHALL, C. L. Estimation of shortwave hemispherical reflectance albedo from bi-directionally reflected radiance data. **Remote Sensing of Environment**, v.38, n.2, p.123-134, 1991.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R. At-surface reflectance and albedo from satellite for operational calculation of land surface balance. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.13, n.2, p.51-63, 2008.

TIMMERMANS, W. J.; MEIJERINK, A. M. J. Remotely sensed actual evapotranspiration, implications for ground water in Botswana, **Journal of Applied Geohydrology**, v.1, n.3, p.222-233, 1999.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia**: Ciência e Aplicação. 4ª edição. Porto Alegre. Editora da UFGRS/ABRH, p.269-278. 2007.

UDA, P. K. E. **Avaliação da evapotranspiração real da bacia do alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL**. 163 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2012.

USGS (*United States Geological Survey*). **Landsat Missions Timeline**. Disponível on-line em: <http://landsat.usgs.gov/about_mission_history.php>. Acessado em 10 de janeiro de 2016a.

USGS (*United States Geological Survey*). **Using the USGS Landsat 5 Product**. Disponível on-line em: <http://landsat.usgs.gov//about_landsat5.php>. Acessado em 15 de janeiro de 2016c.

USGS (*United States Geological Survey*). **Using the USGS Landsat 8 Product**. Disponível on-line em: <http://landsat.usgs.gov//about_ldcm.php>. Acessado em 15 de janeiro de 2016b.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia. Recife: Versão digital 2, 2006. 463 p.

WEBB, E. K. Profile Relationships: The Log-linear Range and Extension to Strong Stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.96, n.407, p.67-90, 1970.

WELIGEPOLAGE, K. **Estimation of spatial and temporal distribuition of evaporatranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek**. 114 f. Dissertation – International Institute for Geo-information Science and Earth Observation. 2005.

ZHANG, Y.; ODEH, I.O.A.; HAN, C. Bi-temporal characterization of land surface temperature in relation to impervious surface area, NDVI and NDBI, using a subpixel image analysis. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v.11, n.4, p.256-264, 2009.