



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Francineide Amorim Costa Santos

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CO₂ E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE
CAATINGA EM RECUPERAÇÃO E DEGRADADA NO ESTADO DA PARAÍBA**

Campina Grande – PB

2015

FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CO₂ E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE
CAATINGA EM RECUPERAÇÃO E DEGRADADA NO ESTADO DA PARAÍBA**

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação
em Meteorologia da Universidade Federal de
Campina Grande em cumprimento às
exigências para a obtenção do grau de Doutora
em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos

Área de concentração: **Agrometeorologia e Micrometeorologia**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Campina Grande – PB

2015

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- S237e Santos, Francineide Amorim Costa.
Estimativa dos fluxos de CO₂ e evapotranspiração em áreas de caatinga em recuperação e degradada no estado da Paraíba / Francineide Amorim Costa Santos. – Campina Grande, 2015.
122 f. : il. color.
- Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2015.
"Orientação: Prof. Dr. Carlos Antonio Costa dos Santos".
Referências.
1. Saldo de Radiação. 2. Albedo. 3. Trocas Energéticas.
4. Produtividade Primária Bruta. 5. Água. 6. Dióxido de Carbono.
I. Santos, Carlos Antonio Costa dos. II. Título.


CDU 551.521(813.3)(043)


FRANCINEIDE AMORIM COSTA SANTOS

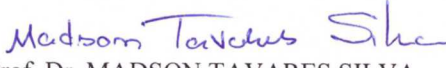
ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE CO₂ E EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREAS DE
CAATINGA EM RECUPERAÇÃO E DEGRADADA NO ESTADO DA PARAÍBA


TESE APROVADA EM 28/08/2015

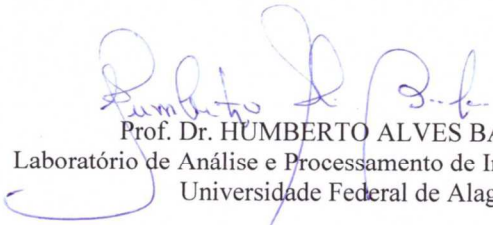
BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. BERGSON GUEDES BEZERRA
Centro de Ciências Exatas.
Universidade Federal do Rio Grande do Norte


Prof. Dr. HUMBERTO ALVES BARBOSA
Laboratório de Análise e Processamento de Imagens de Satélites
Universidade Federal de Alagoas

Para meus avós Abel (em memória), Zizo (em memória), Severina (em memória) e Terezinha, primeiros grandes incentivadores dos meus estudos, jamais esquecerei dos seus ensinamentos e do orgulho que sempre tiveram pelas minhas escolhas. Para meus pais, pelo incentivo e apoio durante todas os momentos desse processo, seja o apoio psicológico, seja a ajuda e cuidado com os meus filhos, para que eu dispusesse de mais tempo. Para o meu esposo Francinaldo, meu companheiro e suporte em todas as etapas do presente trabalho, sempre com muito amor paciência, cuidado e dedicação. E aos meus queridos filhos Felipe, alegria que já faz parte de nossas vidas há 11 anos e Eliz, que surgiu para enriquecer nossa felicidade durante esse processo, o que deu ainda mais entusiasmo e coragem para a sua conclusão.

Ao concluir esse trabalho, quero agradecer...

... a Deus, antes de tudo, por ser a fonte de inspiração e força para perseverar.

... a confiança e encorajamento a mim conferidos por Carlos Antonio Costa dos Santos, meu orientador, que sempre esteve disponível com muita paciência e estímulo durante a elaboração do presente trabalho, fatos de extrema relevância para a conclusão do mesmo.

... aos colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, por tantas discussões fecundas e estimulantes que enriqueceram o trabalho, como também pelo apoio e afeto demonstrados nos momentos cruciais que permearam o processo. Cada um, com certeza sabe da minha estima.

... aos professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG e aos funcionários do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, em especial a Divanete C. Rocha e Arilene de Almeida Lucena pela atenção e apoio.

... a CAPES, pela bolsa de Doutorado concedida.

... ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA), pelos dados das duas torres micro meteorológicas relativos ao ano de 2013.

... e a todos que direta ou indiretamente contribuíram com a realização do presente trabalho, minha sincera gratidão.

*Forte é quem grita sem ódio e sem medo a verdade
maior
Forte é quem nunca abandona a ternura nem mesmo
na dor
Forte é quem morre, mas não admite matar
É forte a semente que morre mas morre pra
ressuscitar.*

(Padre Zezinho)

RESUMO

Estudos sobre trocas energéticas entre ecossistemas e a atmosfera são de grande importância no entendimento do papel da vegetação sobre o microclima local, sendo ainda bastante escassos quando se trata da vegetação da Caatinga. O presente trabalho tem o objetivo de estudar as diferenças no comportamento de importantes variáveis como o albedo (α), saldo de radiação (R_n), evapotranspiração (ET) e fluxos de CO_2 (NEE e GPP) em área de Caatinga em recuperação (CREC) e degradada (CDEG) no estado da Paraíba. Em campo, os fluxos foram medidos pelo método da covariância de vórtices turbulentos (Eddy Covariance) para posterior comparação com as mesmas variáveis obtidas a partir de dados provenientes do sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo do satélite Terra. As estimativas mostraram maiores valores de albedo para a CDEG, e maiores valores de Saldo de radiação, para a CREC, evidenciando que nessa área deve existir uma maior disponibilidade de energia para realização dos processos físicos. O coeficiente de determinação (R^2) entre as estimativas e as observações de R_n diário foi de até 0,93. A ET estimada pela metodologia SEBAL apresentou maiores diferenças com relação aos valores observados, fato porém a ser considerado foi a ocorrência de chuvas próximas a quase todas as datas das imagens. O algoritmo MOD16A2, no entanto, apresentou valores de ET mais próximos das observações e maior concordância com o Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI). A CREC, em geral, apresentou maiores valores de ET em comparação com a CDEG. As trocas líquidas do ecossistema (NEE) com a atmosfera mostraram-se mais evidentes para a CREC, com a CDEG apresentando um aumento perceptível na absorção de CO_2 apenas na época chuvosa. A produtividade primária bruta (GPP) estimada a partir do MOD17A2, mesmo subestimando bastante os dados medidos, consegue diferenciar as duas áreas em estudo para todas as épocas do ano, ao passo que a metodologia aplicada em escala local, associando dados MODIS e medidas de campo (GPP_mod) aproximou-se mais das observações, porém a diferença entre as duas áreas em estudo tornou-se mais evidente no período com menor disponibilidade hídrica. Os valores de R^2 entre GPP_torre e GPP_MOD17 foram, respectivamente de 0,74 e 0,66 para CREC e CDEG. Já entre GPP_torre e GPP_mod os valores de R^2 foram menores, quais sejam: 0,35 e 0,51 para a CREC e CDEG, respectivamente.

Palavras-chave: MODIS. Saldo de radiação. Albedo. Trocas energéticas. Produtividade primária bruta. Água. Dióxido de carbono

Santos, F. A. C. **Estimativa dos Fluxos de CO_2 e Evapotranspiração em Áreas de Caatinga em Recuperação e Degradada no Estado da Paraíba.** Campina Grande, 2015. 122 f. Tese (Doutorado em meteorologia) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2015.

ABSTRACT

Studies on energy exchanges between ecosystems and the atmosphere are of great importance in understanding the role of vegetation on the local microclimate, still quite sparse when it comes to the vegetation of the Caatinga. This work aims to study the differences in the behavior of important variables as the albedo (α), net radiation (R_n), evapotranspiration (ET) and CO_2 fluxes (NEE and GPP) in Caatinga area in recovery (CREC) and degraded (CDEG) in the state of Paraíba. In the field, the flows were measured by the method of Eddy Covariance for later comparison with the same variables derived from data from the MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) aboard the Terra satellite. The estimates showed higher albedo values for the CDEG, and higher net radiation values for the CREC, showing that in this area there should be a greater availability of energy for realization of physical processes. The coefficient of determination (R^2) between the estimates and observations of daily R_n reached 0,93. The ET estimated by SEBAL methodology showed higher differences in relation to the observed values, but fact to be considered was the rainfall next to almost all dates of the images. The MOD16A2 algorithm, however, presented closer ET values of the observations and the agreement with the normalized difference vegetation index (NDVI). The CREC, in general, showed higher ET values in comparison with the CDEG. The Net ecosystem exchange (NEE) with the atmosphere were more evident to CREC, with the CDEG showing a noticeable increase in CO_2 absorption only in the rainy season. The gross primary production (GPP) estimated from the MOD17A2 even quite underestimating the measured data, can differentiate the two areas under study for all seasons, whereas the methodology applied at the local level, linking MODIS data and measures field (GPP_mod) moved closer to the observations, but the difference between the two areas under study became more evident in the shorter water availability. The R^2 values between GPP_torre and GPP_MOD17 were respectively 0,74 and 0,66 for CREC and CDEG. Already being GPP_torre and GPP_mod R^2 values were lower, as follows: 0,35 and 0,51 for the CREC and CDEG, respectively.

Keywords: MODIS. Net radiation. Albedo. Energy exchange. Gross primary production. Water. Carbon dioxide

Santos, F. A. C. Estimation of CO_2 flows and evapotranspiration in Caatinga Areas in Recovery and Degraded in the state of Paraíba. Campina Grande, 2015. 122 f. Tese (Doutorado em meteorologia) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Centro de Tecnologia e Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande. 2015.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Nova delimitação do Semiárido brasileiro. Fonte: Ministério da Integração Nacional (2005).	27
Figura 2: Representação do bioma Caatinga. Fonte: da autora (utilizando <i>shapefile</i> IBAMA, 2009).....	28
Figura 3: Mapa do bioma Caatinga, contendo a distribuição espacial das áreas com vegetação (verde), desmatamento acumulado até 2009 (marrom) e corpos d'água (azul). Fonte: BRASIL-MMA/IBAMA (2010)	29
Figura 4: Áreas susceptíveis a desertificação. Fonte: Adaptado de Brasil – MMA (2007)	30
Figura 5: Variação pluviométrica anual na área do bioma Caatinga. Fonte: Adaptado de VELOSO et al. (2002).....	32
Figura 6: Ecorregiões do Bioma Caatinga. Adaptado de Velloso et al. (2002)	35
Figura 7: Área de estudo, com destaque para a localização das torres micro meteorológicas na área de Caatinga em recuperação (CREC) e de Caatinga degradada (CDEG)	47
Figura 8: Visualização do <i>tile</i> selecionado utilizando o <i>software</i> MRT.....	48
Figura 9: Torres de fluxo instaladas na área do experimento, em destaque as áreas de Caatinga em recuperação e degradada.....	50
Figura 10: Organograma das etapas da obtenção do saldo radiação, utilizado para o presente estudo, adaptado às imagens MODIS.....	52
Figura 11: Organograma do processo iterativo para o cálculo de H	61
Figura 12: Diagrama esquemático da obtenção da GPP obtida a partir dos dados da torre e da GPP estimada por dados MODIS (Adaptado de Jiang et al.; 2013).....	66
Figura 13: Distribuição espacial da água precipitável, em mm, obtida de produto MOD05, para os dias de ordem 25, 65, 89, 169, 209, 233, 265, 337. O ponto marcado na figura representa o local onde está instalada a torre micro meteorológica da área em recuperação (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	69
Figura 14: Distribuição espacial do albedo da superfície obtidas através das metodologias Liang para os dias sequenciais 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233 e 265. Em destaque os pontos correspondentes às torres micro meteorológicas da área de Caatinga em recuperação - CREC e degradada - CDEG (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	74
Figura 15: Cartas do saldo de radiação instantâneo (Wm^{-2}) obtidas através das metodologias SALDO1 para os dias de ordem do ano (DOA) 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233, 265. Em destaque	

os pontos correspondentes às torres micrometeorológicas da área de Caatinga em recuperação - CREC e degradada – CDEG (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).....	80
Figura 16: Correlação entre o Saldo de radiação diário observado – Rn24h_o (Wm^{-2}), o Saldo de radiação diário estimado segundo Bastiaanssen (2000) – Rn24h_B e segundo Araújo (2010) – Rn24h_A.....	82
Figura 17: Distribuição espacial do Saldo de radiação diário estimado (Rn24h_B) em Wm^{-2} (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).....	83
Figura 18: Classificação da cobertura do solo segundo produto MCD12Q1- ano 2012 (Legenda traduzida pela autora), (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).....	84
Figura 19: Fluxo de calor solo observado (G_obs), estimado a partir do Rn1 (G_1) e a partir do Rn2 (G2), em Wm^{-2}	85
Figura 20: Fluxo de calor solo estimado a partir do Rn1 (G_1), em Wm^{-2} (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).....	86
Figura 21: Distribuição espacial do NDVI (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	88
Figura 22: Relação entre NDVI e Temperatura da superfície ($^{\circ}C$) para os instantes da passagem do MODIS	89
Figura 23: Fluxos de Calor sensível e latente observados e estimados em Wm^{-2}	90
Figura 24: Relação evapotranspiração ($mm\ dia^{-1}$) e NDVI.....	93
Figura 25: Distribuição espacial da evapotranspiração estimada ($mm\ dia^{-1}$), (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	95
Figura 26: Distribuição espacial da evapotranspiração MOD16A2 ($mm\ dia^{-1}$), (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	96
Figura 27: Fluxo médio de CO_2 (NEE), estimado a partir das torres de fluxo, na área de Caatinga em recuperação (a) e Caatinga Degradada (b).....	98
Figura 28: Precipitação total, em milímetros, para cada mês do ano de 2013 (Dados: estação meteorológica automática - AWS ET107, Campbell Scientific - fazenda experimental do INSA.)	99
Figura 29: Relação entre GPP_torre e GPP_MOD17 (a e b) e entre GPP_torre e GPP_mod (c e d).....	101
Figura 30: Variação espacial da GPP_mod, em $g\ C\ m^{-2}dia^{-1}$ (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).....	102
Figura 31: GPP MOD17A2, em $g\ C\ m^{-2}\ dia^{-1}$, para os dias de ordem: 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233 e 265 do ano de 2013 (Projeção: geográfica, <i>Datum</i> : WGS 84).	104

Figura 32: GPP MOD17A2, $g C m^2 dia^{-1}$, para os dias de ordem: 297, 329, 337 e 345 do ano de 2013 (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).....	105
Quadro 1: Descrição dos produtos MODIS utilizados	49
Quadro 2: Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (6), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008).....	53
Tabela 1: Valores de água precipitável, estimados a partir dos dados de superfície (observado) e através do produto MOD05 (estimado) e Erro relativo percentual (%), na área de Caatinga em recuperação.	68
Tabela 2: Temperatura do ar ($^{\circ}C$) observada (T_{obs}) e estimada (T_{MODIS}) a partir do produto MOD07_L2 para as duas áreas em estudo, com os respectivos erros relativos em porcentagem (EP); hora da passagem do satélite (horas) – Hora_pass.....	71
Tabela 3: Albedo da superfície observado e estimado pelas metodologias propostas e seus respectivos erros relativos percentuais – EP (%).....	72
Tabela 4: Radiação de onda curta incidente observada – $Rs_{\downarrow o}$ (Wm^{-2}), $Rs_{\downarrow 1}$ é a Rs_{\downarrow} calculada usando a transmissividade dada pela Equação 8, $Rs_{\downarrow 2}$ é a Rs_{\downarrow} estimada utilizando a transmissividade dada na Equação 9; $Rl_{\downarrow o}$ - radiação de onda longa incidente observada, $Rl_{\downarrow 1}$ é a Rl_{\downarrow} estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Bastiaanssen et al. (1998), e $Rl_{\downarrow 2}$ é a Rl_{\downarrow} estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Allen (2000), $Rl_{\uparrow o}$ é a radiação de onda longa emitida observada, Rl_{\uparrow} é a radiação de onda longa emitida da Equação 14, EP representa o erro relativo percentual (%).....	76
Tabela 5: Radiação de onda curta incidente observada – $Rs_{\downarrow o}$ (Wm^{-2}), $Rs_{\downarrow 1}$ é a Rs_{\downarrow} calculada usando a transmissividade dada pela Equação 8, $Rs_{\downarrow 2}$ é a Rs_{\downarrow} estimada utilizando a transmissividade dada na Equação 9; $Rl_{\downarrow o}$ - radiação de onda longa incidente observada, $Rl_{\downarrow 1}$ é a Rl_{\downarrow} estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Bastiaanssen et al. (1998), e $Rl_{\downarrow 2}$ é a Rl_{\downarrow} estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Allen (2000), $Rl_{\uparrow o}$ é a radiação de onda longa emitida observada, Rl_{\uparrow} é a radiação de onda longa emitida da Equação 14, EP representa o erro relativo percentual (%).....	77
Tabela 6: Saldo de radiação instantâneo estimado pelas metodologias propostas (Wm^{-2}) e respectivos erros relativos percentuais - EP (%)	78
Tabela 7: Saldo de radiação diário observado – Rn_o (Wm^{-2}); Saldo de radiação diário estimado segundo Bastiaanssen (2000) – Rn_B e segundo Araújo (2010) – Rn_A	81
Tabela 8: Evapotranspiração observada - <i>eddy covariance</i> (evapo_obs), estimada - método SEBAL (evapo_est) e extraída do MOD16A2 (evapo_MOD16), em $mm dia^{-1}$, com respectivos erros absolutos (EA), e Fração evaporativa (FE) para a área em recuperação (CREC).....	92

Tabela 9: Evapotranspiração observada - <i>eddy covariance</i> (evapo_obs), estimada - método SEBAL (evapo_est) e extraída do MOD16A2 (evapo_MOD16), em mm dia ⁻¹ , com respectivos erros absolutos (EA), e Fração evaporativa (FE) para a área degradada (CDEG)	92
Tabela 10: GPP observada (GPP_torre), GPP modelada (GPP_mod) e GPP do produto MOD17A2 (GPP_ MOD17), em unidades de g C m ⁻² dia ⁻¹ , para a área de Caatinga em recuperação – CREC e Caatinga degradada – CDEG e Erro absoluto (EA) em g C m ⁻² dia ⁻¹	100

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ASD - Áreas Susceptíveis à Desertificação
- AVHRR - *Advanced Very High Resolution Radiometer*
- BE - Balanço de energia
- BPLUT - *Biome Properties Look-Up Table*
- DEM - Modelo de elevação digital (em inglês)
- DOA - Dia de ordem do ano
- EMA – Erro médio absoluto
- Embrapa - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
- EMP – Erro médio percentual
- ENOS - El Niño Oscilação Sul
- EOS - Earth Observing System
- GPP - *Produtividade Primária Bruta*
- HDF - *Hierarchical Data Format*
- HEG - *HDF-EOS to GeoTIFF Conversion Tool*
- IBAMA - Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- IBIS - *Integrated Biosphere Simulator*
- INSA - Instituto Nacional do Semiárido
- IAF – índice de área foliar
- MCGAs - Modelos de circulação geral da atmosfera
- METRIC - *Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration*
- MMA – Ministério do Meio Ambiente
- MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*
- MRT - *MODIS Reprojection Tool*
- MRTSwath - *MODIS Reprojection Tool Swath*
- MT - MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES
- NASA – *National Aeronautics and Space Administration*
- IVDN - Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
- NEB - Nordeste brasileiro
- NEE - *Mudança Líquida do Ecossistema*
- NPP – *Produtividade Primária Líquida*

PAN-Brasil - Programa de ação nacional de combate à desertificação e mitigação dos efeitos da seca

PAR - Radiação fotossinteticamente ativa (em inglês)

PROBIO – Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da diversidade Biológica Brasileira

REQM – Raiz do erro quadrático médio

RUE - *Radiation use conversion efficiency*

SEBAL - *Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

SIG - Sistema de Informações Geográficas

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

TM - *Thematic Mapper*

VPD - *déficit de pressão de vapor*

LISTA DE SÍMBOLOS

CO₂ - Dióxido de carbono
ET - Evapotranspiração
R_n - Saldo de radiação instantâneo
H - Fluxo de calor sensível
G - Fluxo de calor no solo
LE - fluxo de calor latente
H₂O - vapor d'água
CH₄ - metano
N₂O - oxido nitroso
R_{S↓} – Radiação solar incidente
α – Albedo da superfície
ρ – Reflectância à superfície
W_b – Coeficiente de ponderação na Equação
R_{L↓} – Radiação de onda longa incidente
R_{L↑} – Radiação de onda longa emitida
σ – Constante de Stefan-Boltzmann
ε_a – Emissividade da atmosfera
ε₀ – Emissividade da superfície
T_a – Temperatura do ar
T_s – Temperatura da superfície
K – Kelvin
S₀ – Constante solar
θ_z – Ângulo zenital solar
d² – Quadrado da distância relativa Terra-Sol
τ_{sw} – Transmissividade atmosférica
z – Elevação do pixel
P – Pressão atmosférica
W – Água precipitável
K_t – Coeficiente de turbidez
e_a – Pressão de vapor próximo à superfície

τ_{sw24h} – Transmissividade média diária da atmosfera
 Rn_{24h} – Saldo de radiação diário
 $R_{s\downarrow 24h}$ – Radiação solar média diária
 $R_{s\downarrow TOA}$ – Radiação solar incidente no topo da atmosfera
 ρ - Massa específica do ar
 C_p - Calor específico do ar à pressão constante
 dT - diferença de temperatura entre dois níveis
 z_x - altura
 k - constante de von Karman
 u^* - velocidade de fricção do vento
 u_x - velocidade do vento
 z_{0m} - parâmetro de rugosidade inicial
 Λ - fração evaporativa
 λ - calor latente de vaporização da água
PAR - radiação fotossinteticamente ativa
 f_{PAR} - fração da PAR incidente que é absorvida pelo dossel
 ε - eficiência de conversão do uso da radiação
 ε_{max} - eficiência máxima de conversão de um bioma específico
 R_e - respiração do ecossistema
 T_{opt} - temperatura do ar média durante o mês de máximo NDVI
 T_{dia} - temperatura média diária
 X – Valor observado
 X' – Valor estimado
 R^2 – Coeficiente de determinação

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	18
2. JUSTIFICATIVA	22
3. HIPÓTESE	24
3.1 OBJETIVOS	24
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	26
4.1 ECOSSISTEMA CAATINGA – ASPECTOS GERAIS.....	26
4.1.1 Caracterização Ambiental	31
4.1.2 Caracterização da Vegetação	33
4.1.3 Potencial de sequestro de carbono	35
4.1.4 Degradação da Caatinga e Desertificação	37
4.2. O SENSOR MODIS	39
4.3 O BALANÇO DE RADIAÇÃO	40
4.3.1 - As componentes do balanço de radiação	40
4.3.2 O saldo de radiação diário	41
4.4 O BALANÇO DE ENERGIA	42
4.4.1 A Evapotranspiração	43
4.5 DIÓXIDO DE CARBONO (CO ₂).....	45
4.5.1 O balanço de carbono	45
5 MATERIAL E MÉTODOS	47
5.1 ÁREA DE ESTUDO E COLETA DE DADOS.....	47
5.1.1 Dados orbitais – Processamento	47
5.1.2 Dados de superfície	49
5.2 APLICAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL ÀS IMAGENS MODIS.....	51
5.2.1 As componentes do balanço de radiação	53
5.2.2 As componentes do Balanço de Energia e a Evapotranspiração	56
5.2.3 A estimativa da evapotranspiração diária	61

5.3 O PRODUTO MOD16	63
5.4 ESTIMATIVA DA GPP	63
5.4.1 O produto MOD17	63
5.4.2 Estimativa da GPP a partir dos dados das torres de fluxo.....	64
5.4.3. Modelo para estimativa da GPP a partir de dados MODIS.....	65
5.5 ANÁLISES ESTATÍSTICAS	66
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	68
6.1 ÁGUA PRECIPITÁVEL (PRODUTO MOD05) E TEMPERATURA DO AR (PRODUTO MOD07_L2)	68
6.2 AS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO	71
6.2.1 Albedo da superfície	72
6.2.2 Radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente e radiação de onda longa emitida	75
6.2.3 Saldo de radiação instantâneo	78
6.3 SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO	81
6.4 AS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA	84
6.4.1 Fluxo de calor no solo.....	85
6.4.2 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada	87
6.4.3 Fluxos de calor sensível e latente.....	89
6.4.4 Evapotranspiração	91
6.5 FLUXO DE CO ₂	97
6.5.1 Troca Líquida (NEE) observada a partir das torres de fluxo.....	97
6.5.2 Estimativa da Produtividade Primária Bruta (GPP) através de dados MODIS.....	99
6.5.3 O produto MOD17	103
7 CONCLUSÕES	106
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107

1 INTRODUÇÃO

Os processos em que ocorrem mudanças na cobertura do solo podem afetar o clima, já que a atmosfera é influenciada pelas características da superfície, podendo ser afetadas as trocas de energia, água e carbono (OYAMA & NOBRE, 2004; TWINE, 2004; SOUZA, 2006; SOUZA & OYAMA, 2011). Impactos decorrentes das alterações da cobertura vegetal ocorrem devido às mudanças nas características biofísicas e no ciclo de carbono. As características biofísicas relacionadas às propriedades radiativas da superfície (como o albedo) afetam o balanço de energia e as trocas turbulentas de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera (Cunha et al., 2013). Mesmo pequenas mudanças no albedo da superfície podem afetar significativamente o tempo e a magnitude das perdas evaporativas para a atmosfera e, por sua vez, a quantidade de água que entra no solo e eventualmente atinge córregos. (TWINE, 2004). Muitos estudos têm mostrado que um albedo elevado como resultado de degradação resulta em menos precipitação sobre os continentes tropicais (CLARK et al., 2001).

Há importantes ligações entre processos biológicos, composição atmosférica e clima, destacando-se o papel dos organismos fotossintéticos terrestres na absorção e sequestro de dióxido de carbono (CO₂), os quais devem, por exemplo, prover um freio contra o aumento de CO₂ respondendo com acelerado crescimento e acúmulo de biomassa (TURCO et al., 1995). Segundo Heinsch et al. (2006), apesar das atividades humanas como a queima de combustíveis fósseis e desmatamento, as concentrações atmosféricas de CO₂ não têm subido tanto como esperado, levando em conta todas as fontes e os sumidouros conhecidos. A hipótese é que grande parte desta "falta" de CO₂ está sendo sequestrado por vegetação terrestre, e que a biosfera terrestre, em especial as florestas das latitudes médias, pode sequestrar quantidades significativas de carbono. Embora a magnitude da captação líquida de carbono terrestre seja incerta e varie interanualmente por um fator de dois ou mais, o processo de sequestro de carbono correlaciona-se com as variações climáticas em escala global.

De acordo com Nascimento (2011), em geral, entre todos os biomas brasileiros, o interesse maior em estudar o sequestro de carbono está direcionado apenas para a Floresta Amazônica. Assim, mesmo tendo sido um dos biomas mais ameaçados, devido às centenas de anos de uso inadequado e insustentável dos solos e recursos naturais, a Caatinga é o mais negligenciado dos biomas brasileiros, nos mais diferentes sentidos. Apenas recentemente, essa grave situação passou a ser considerada por diversos setores governamentais e não-governamentais, pois há, além da grande necessidade de preservação dos seus sistemas naturais,

uma séria insuficiência de conhecimento científico (VELLOSO et al., 2002). Dessa forma, estudos que venham a analisar a interação entre esse bioma e a atmosfera só têm a contribuir com o entendimento do papel da Caatinga no balanço energético e as consequências para o meio ambiente advindas de alterações na sua estrutura através do processo de degradação.

Segundo Bisht et al., (2010) a quantificação do saldo de radiação (R_n), uma das componentes do balanço de energia (BE) é fundamental para estudar as interações solo-atmosfera. Para Blonquist Jr. et al. (2009), medidas precisas do R_n são essenciais em estudos de mudanças climáticas globais, em que a energia disponível na superfície da terra desempenha o principal papel no estado termal da superfície e balanço energético, tendo controle direto na circulação atmosférica e oceânica e, conseqüentemente, no clima da Terra.

Nesse sentido, o sensoriamento remoto pode ser utilizado na identificação de alterações da cobertura vegetal, sejam elas antrópicas ou naturais, e das consequências advindas dessas transformações. Segundo Santos & Silva (2010), a técnica traz a grande vantagem de permitir a quantificação do BE para áreas heterogêneas, com grande cobertura espacial e facilidade de aquisição das imagens, além de um baixo custo para o usuário. Neste contexto, Baldocchi et al. (2001) descreveram que instrumentos montados em plataformas de satélite têm visão global da Terra e oferecem a possibilidade de avaliar fluxos de carbono à superfície com base em algoritmos que podem ser conduzidos por medições da radiação refletida e emitida.

Para Chasmer et al. (2009) a compreensão da influência da heterogeneidade da cobertura do solo dentro de cada pixel é importante para a extrapolação dos fluxos de CO_2 medidos e modelados do dossel para escalas regionais, usando sensoriamento remoto.

De acordo com Garbulsy et al. (2010) a estimativa da fixação de carbono por parte dos ecossistemas ainda não é totalmente compreendida. Nesse sentido, faz-se necessário o aprofundamento de estudos sobre o potencial da fixação de carbono por parte de diferentes tipos de vegetação bem como se os efeitos das mudanças do uso da terra podem alterar a fixação de carbono, além de produzir modificações no clima local.

A biosfera terrestre influencia o balanço de radiação (BR) e o clima da Terra principalmente através de seu efeito no CO_2 atmosférico e no balanço de energia à superfície. Porém, como para o carbono, as características do BR são características do local e tipo de vegetação, essa informação específica para o semiárido ainda é escassa (ROTENBERG & YAKIR, 2011). De acordo com Rotenberg & Yakir (2010), a obtenção de dados de regiões semiáridas é importante, pois, além da sua extensão (~ 17,7 % da superfície terrestre), as características dos fluxos de energia sobre determinados ecossistemas semiáridos, como o estudado pelos autores (floresta semiárida de baixa estatura, em torno de 10 m), apresentam

características únicas, onde a incidência da radiação solar é alta, mas devido ao baixo albedo e escassez de água, saldo de radiação e fluxo de calor sensível (H), respectivamente, são mais altos que em outras ecorregiões.

A ET da superfície da Terra transfere grandes volumes de água do solo (evaporação) e vegetação (transpiração) para a atmosfera, sendo sua quantificação, sobre grandes áreas e projetos irrigados, de grande importância para o correto manejo da água e planejamento dos recursos hídricos (ALLEN et al., 2007). No que se refere às regiões semiáridas, em particular a área compreendida pela abrangência da Caatinga no Semiárido brasileiro, a estimativa da ET também é de grande relevância. De acordo com o Programa de Ação Nacional de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca, PAN-Brasil (2004), os espaços que integram as Áreas Susceptíveis à Desertificação – ASD, assim como a área oficial de ocorrência de secas, correspondem quase que à mesma superfície do Bioma Caatinga, sendo caracterizadas pelo clima quente e seco, com chuvas concentradas em poucos meses do ano e alta evapotranspiração potencial. Características que, aliadas à baixa capacidade de infiltração/retenção de água, do embasamento cristalino, fazem com que parte importante dos cursos d'água do Semiárido brasileiro sejam intermitentes. Some-se a isso, o fato de aproximadamente 80% dos açudes existentes serem pequenos e médios, com volume compreendido entre 10.000 a 200.000 metros cúbicos de capacidade de armazenamento. Devido à elevada evapotranspiração potencial, barragens com pouca profundidade e grande espelho de água tendem a perder um volume significativo de água pela evaporação, funcionando mais como um evaporador do que propriamente como armazenador de água. Dessa forma, a estimativa da perda de água através do processo evapotranspirativo, torna-se de grande relevância no auxílio a tomada de decisão por parte dos órgãos governamentais. A degradação tende a diminuir o processo evapotranspirativo, já que a vegetação retirada implicará em menos vapor d'água transferido para a atmosfera assim como aumento do albedo.

Diante do exposto, justifica-se a importância de estudos, ainda bastante escassos, sobre o ecossistema Caatinga, contribuindo para o entendimento de sua potencialidade no que diz respeito ao equilíbrio energético estabelecido devido a interação entre a vegetação e a atmosfera.

A partir dos avanços tecnológicos ocorridos nas últimas décadas nas plataformas orbitais (satélites), ampliou-se a capacidade de monitoramento de parâmetros biofísicos. Utilizando imagens provenientes do sensor MODIS, a bordo do satélite Terra, o presente estudo, investiga como as propriedades radiativas da superfície (como o albedo) alteram as características biofísicas e como afetam as trocas de energia, água e carbono entre a superfície

e atmosfera. Duas áreas de Caatinga com diferentes níveis de degradação são os alvos para tais análises.

2. JUSTIFICATIVA

Apesar da importância para a sobrevivência do homem nordestino, as florestas da Caatinga foram sempre julgadas, por causa da falta de conhecimento, como pouco diversas, de pouca utilidade e, até mesmo, um obstáculo ao desenvolvimento da Região, considerações essas que refletem um grande desconhecimento sobre o bioma (BRASIL - MMA, 2010). Utilizadas para a geração de energia em indústrias e residências e obtenção de produtos florestais não-madeireiros (forragem animal, mel, frutos, fibras e outros) essas florestas têm grande importância para a economia nordestina sendo uma fonte de renda para muitas famílias, contudo a exploração tem ocorrido de forma não sustentável, o que tem acelerado o processo de degradação (BRASIL - MMA, 2010).

De acordo com Leal et al. (2003) a Caatinga é um bioma que tem sofrido enorme pressão antrópica, existindo vários motivos pelos quais o seu estudo e conservação são instigantes para a ciência brasileira. Dentre os motivos, os referidos autores destacam os quatro principais: Primeiro, o fato de ser a única grande região natural exclusivamente brasileira. Segundo, ter sido proporcionalmente a região natural menos estudada entre as regiões naturais do Brasil, com grande parte dos estudos concentrados em alguns poucos lugares em torno das principais cidades da região. Terceiro, ser a região natural brasileira menos protegida por unidades de conservação ambiental (cobrindo menos de 2% do seu território). Quarto, continuar passando por um largo processo de alteração e degradação ambiental devido ao uso insustentável dos seus recursos naturais, o que está induzindo com grande velocidade a perda de espécies exclusivas, o desaparecimento de processos ecológicos chaves e à formação de extensos núcleos de desertificação em diversas áreas.

Segundo Cunha et al. (2013) é importante explorar, especialmente para o Semiárido brasileiro, que é uma das regiões mais vulneráveis do Brasil do ponto de vista social à mudança de clima, como a substituição da vegetação natural da Caatinga, bem como a degradação da mesma, podem causar modificações nos balanços de energia, água e carbono nessa região.

A relevância da presente proposta dá-se pelo fato de que a Caatinga, ecossistema predominante na região em estudo é, muitas vezes, tida pela maior parte da população como uma vegetação de pouca ou nenhuma importância. Tal fato pode levar a um aumento da degradação da mesma. Tendo em vista a escassez de estudos sobre ecossistemas de regiões áridas e semiáridas e as considerações anteriormente expostas sobre a influência da vegetação sobre o clima, é urgente a necessidade por um maior entendimento sobre papel exercido pela

Caatinga, assim como outros tipos de cobertura do solo, no equilíbrio energético de tais regiões. Nesse contexto, a utilização de imagens de satélite apresenta-se como uma alternativa para operacionalizar esses estudos, tendo em vista a praticidade e facilidade de aquisição das imagens. Dos resultados obtidos da presente proposta decorrerão o apelo para conscientização perante a preservação ambiental, fornecendo subsídios aos gestores públicos na tomada de decisões.

3. HIPÓTESE

O presente estudo foi proposto com base no seguinte questionamento: É possível quantificar a complexidade das estimativas de troca de calor e massa (vapor d'água e CO₂) por meio de informações satelitais e que forneça subsídios aos gestores públicos na tomada de decisões?

Dessa forma a presente pesquisa parte do pressuposto que é possível, a partir da utilização de produtos gerados pelo sensor MODIS, evidenciar as diferenças em variáveis biofísicas (relacionadas as propriedades radiativas) entre áreas de Caatinga com diferentes níveis de degradação. Desse modo, a comprovação que as duas áreas apresentam diferenças em variáveis importantes como albedo, saldo de radiação e captação de CO₂ conduziria a conclusão da importância da vegetação nativa para a manutenção do equilíbrio do microclima local, visto que tais variáveis estão diretamente ligadas às trocas energéticas entre a superfície e a atmosfera. Desequilíbrios nesse intercâmbio, devido a mudanças da cobertura do solo, podem decorrer em aumento da temperatura da superfície e do ar, como também na diminuição da energia disponível para realização dos processos físicos, diminuição da evapotranspiração e da captação de CO₂ atmosférico.

3.1 OBJETIVOS

O objetivo geral do presente trabalho é quantificar e analisar as diferenças na troca de calor e massa (vapor de água e CO₂) entre áreas de Caatinga (em recuperação e degradada) com a atmosfera, no estado da Paraíba, utilizando o sensor MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*, a bordo do satélite Terra. Os objetivos específicos são:

- Estimar e validar o padrão espacial e temporal dos componentes do balanço de radiação nos ambientes em recuperação e degradado;
- Estimar e validar o padrão espacial e temporal dos componentes do balanço de energia nos ambientes em recuperação e degradado;
- Analisar os processos de absorção e liberação de CO₂ no ecossistema em estudo.

- Utilizar observações de satélite para a melhor compreensão dos padrões espaciais da evapotranspiração do ecossistema e das trocas de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera em ambientes em recuperação e degradado.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 ECOSSISTEMA CAATINGA – ASPECTOS GERAIS

O Nordeste brasileiro (NEB), do ponto de vista fitográfico, é dividido nas zonas da mata, meio-norte, agreste e sertão. Sua maior parte está compreendida na região semiárida. Atualmente, a área do Semiárido brasileiro (Figura 1) foi redefinida pelo Ministério da Integração Nacional em 62% do território nordestino, passando de 892.309,4 km² para uma área de 969.589,4 km², com uma população 21 milhões de habitantes, tomando como base o censo do IBGE do ano 2000, sendo cerca de 9 milhões na zona rural. (Brasil - MIT, 2005). Isso implica uma densidade demográfica de aproximadamente 22 hab/km², considerada uma das mais elevadas, quando comparada as de outras regiões semiáridas.

O Semiárido brasileiro é a região semiárida mais populosa do mundo, sendo a maior parte dessa região ocupada pelo bioma Caatinga, cuja vegetação é constituída por espécies, lenhosas, herbáceas, cactáceas e bromeliáceas. Aproximadamente 932 espécies já foram registradas para a região, das quais 380 são endêmicas (exclusivas da região) (PROBIO - MMA, 2007).

Não existe consenso sobre a área de abrangência da Caatinga (MACIEL, 2010). Admite-se que a mesma cubra cerca de 844.453 km² (Figura 2), estendendo-se pela totalidade do estado do Ceará (100%) e mais de metade da Bahia (54%), da Paraíba (92%), de Pernambuco (83%), do Piauí (63%) e do Rio Grande do Norte (95%), quase metade de Alagoas (48%) e Sergipe (49%), além de pequenas porções de Minas Gerais (2%) e do Maranhão (1%). Está situada entre os paralelos 3° e 17°S e meridianos 35° e 45°W, cobrindo 9,92% do território nacional, sendo o único bioma exclusivamente brasileiro (IBGE, 2004), uma área maior que Espanha e Portugal juntos (Brasil - MMA, 2007). No entanto, apesar dessa posição única entre os biomas brasileiros, a Caatinga não obteve o destaque que merece, sendo sempre colocada em segundo plano quando se discutem políticas para o estudo e a conservação da biodiversidade do país (SILVA et al., 2003). A urgência em definir uma política para conservação da biodiversidade da Caatinga fica patente quando se considera as estimativas da área do bioma que já foi alterada pelo homem, principalmente em função da agropecuária e retirada de lenha para geração de energia. Dado esse quadro, espera-se rápida perda de espécies únicas, eliminação de processos chave nos sistemas ecológicos e formação de extensos núcleos de desertificação em vários setores da região (ARAÚJO et al., 2005).



Figura 1: Nova delimitação do Semiárido brasileiro. Fonte: Ministério da Integração Nacional (2005).

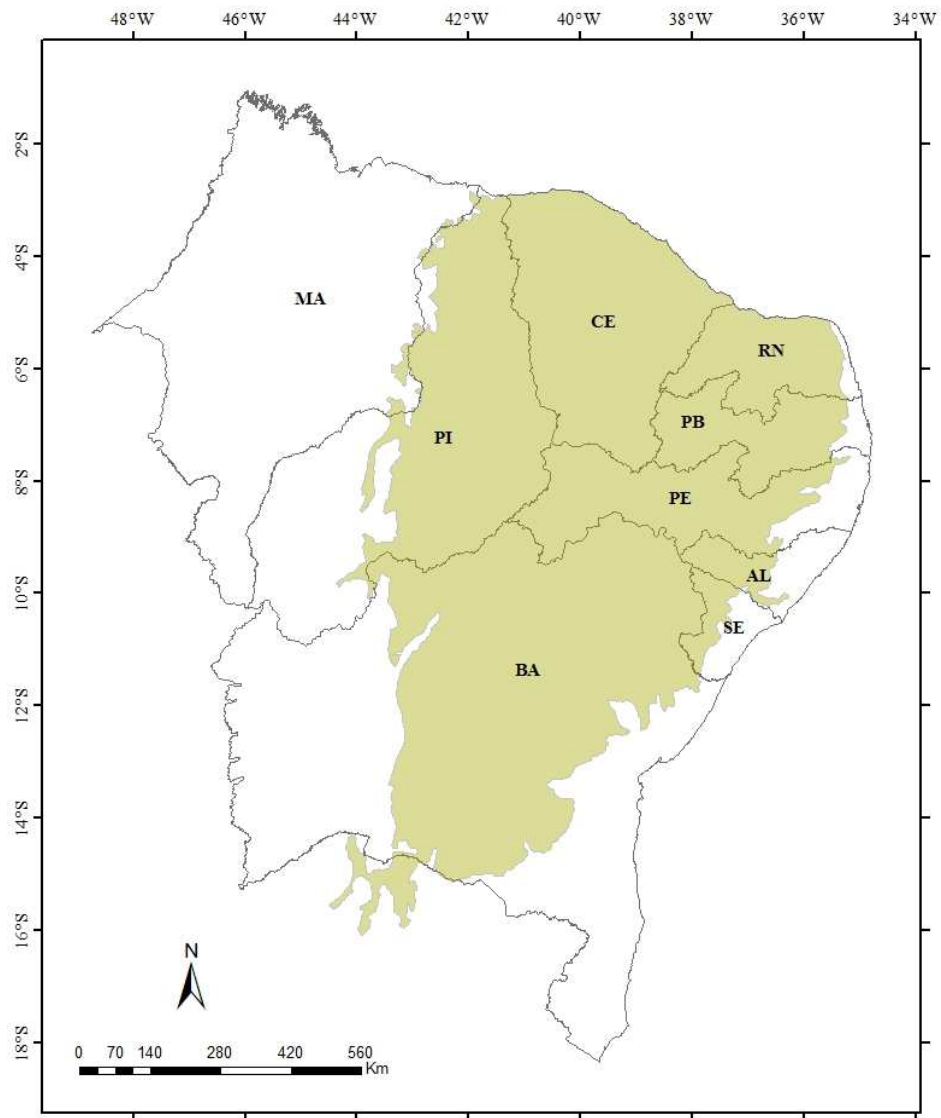


Figura 2: Representação do bioma Caatinga. Fonte: da autora (utilizando *shapefile* IBAMA, 2009)

Apesar da grande extensão e da importância da Caatinga para o NEB, este bioma ainda é um dos menos estudados entre as regiões naturais brasileiras (LEAL et al., 2003; MACHADO & LOPES, 2003; CARVALHO & PINHEIRO JÚNIOR, 2005; RODAL et al., 2008). O conhecimento básico é necessário no monitoramento do uso, localização e quantificação da vegetação remanescente e de sua dinâmica, constituindo uma base para o planejamento ambiental. Nesse sentido, tem grande importância a integração das informações temáticas obtidas pela utilização do Sensoriamento Remoto (SR) com outras variáveis ambientais, num Sistema de Informações Geográficas (SIG) (CARVALHO & PINHEIRO JÚNIOR, 2005).

O estudo e a conservação da diversidade biológica da Caatinga é um dos maiores desafios da ciência brasileira, havendo vários motivos para isto (LEAL et al., 2003). Sendo assim, a conservação da Caatinga está intimamente associada ao combate à desertificação,

processo de degradação ambiental que ocorre em áreas áridas, semiáridas e sub-úmidas secas. No Brasil, 62% das áreas susceptíveis à desertificação estão em zonas originalmente ocupadas por Caatinga, sendo que muitas já estão bastante alteradas. Em que pese este quadro, menos de 1,5% do bioma está abrangido por unidades de proteção integral (como Parques, Reservas Biológicas e Estações Ecológicas), que são as mais restritivas à intervenção humana. No contexto internacional, a Caatinga está relacionada diretamente a duas das três principais convenções de meio ambiente, no âmbito das Nações Unidas, quais sejam: a Convenção de Diversidade Biológica - CDB e a Convenção de Combate à Desertificação - CCD. A Caatinga indiretamente também se relaciona com a Convenção de Mudanças Climáticas, já que estas adquiriram escala global (BRASIL – MMA, 2014).

As Figuras 3 e 4 representam a situação da Caatinga com relação ao desmatamento e da região semiárida com relação a desertificação. De acordo com o PAN-Brasil (2004), as Áreas Susceptíveis a Desertificação - ASD, representam 15,72% do território brasileiro e abrigam um bioma único, a Caatinga. Dessa forma, os resultados demonstram a urgência em se adotar posturas relativas à conservação desse bioma.

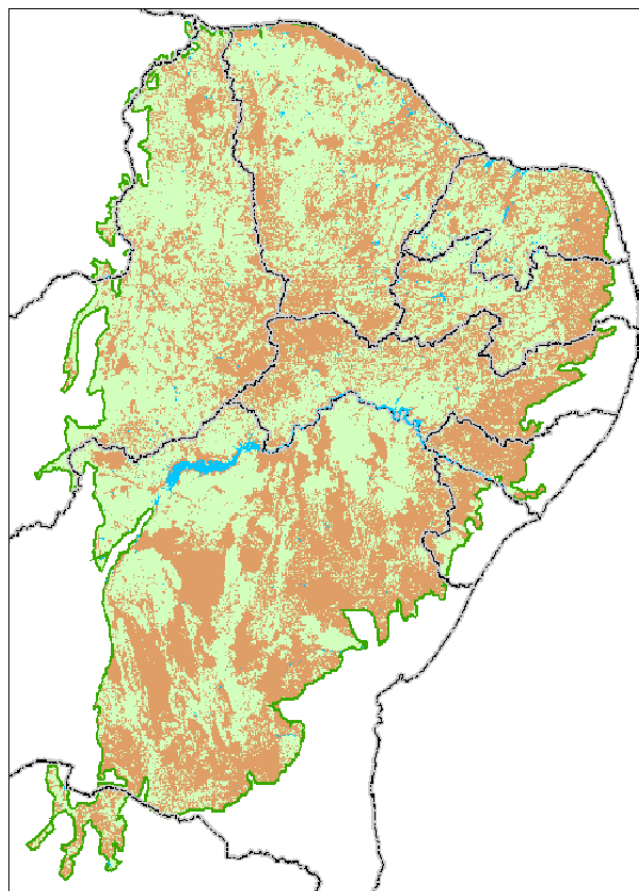


Figura 3: Mapa do bioma Caatinga, contendo a distribuição espacial das áreas com vegetação (verde), desmatamento acumulado até 2009 (marrom) e corpos d'água (azul). Fonte: BRASIL- MMA/IBAMA (2010)

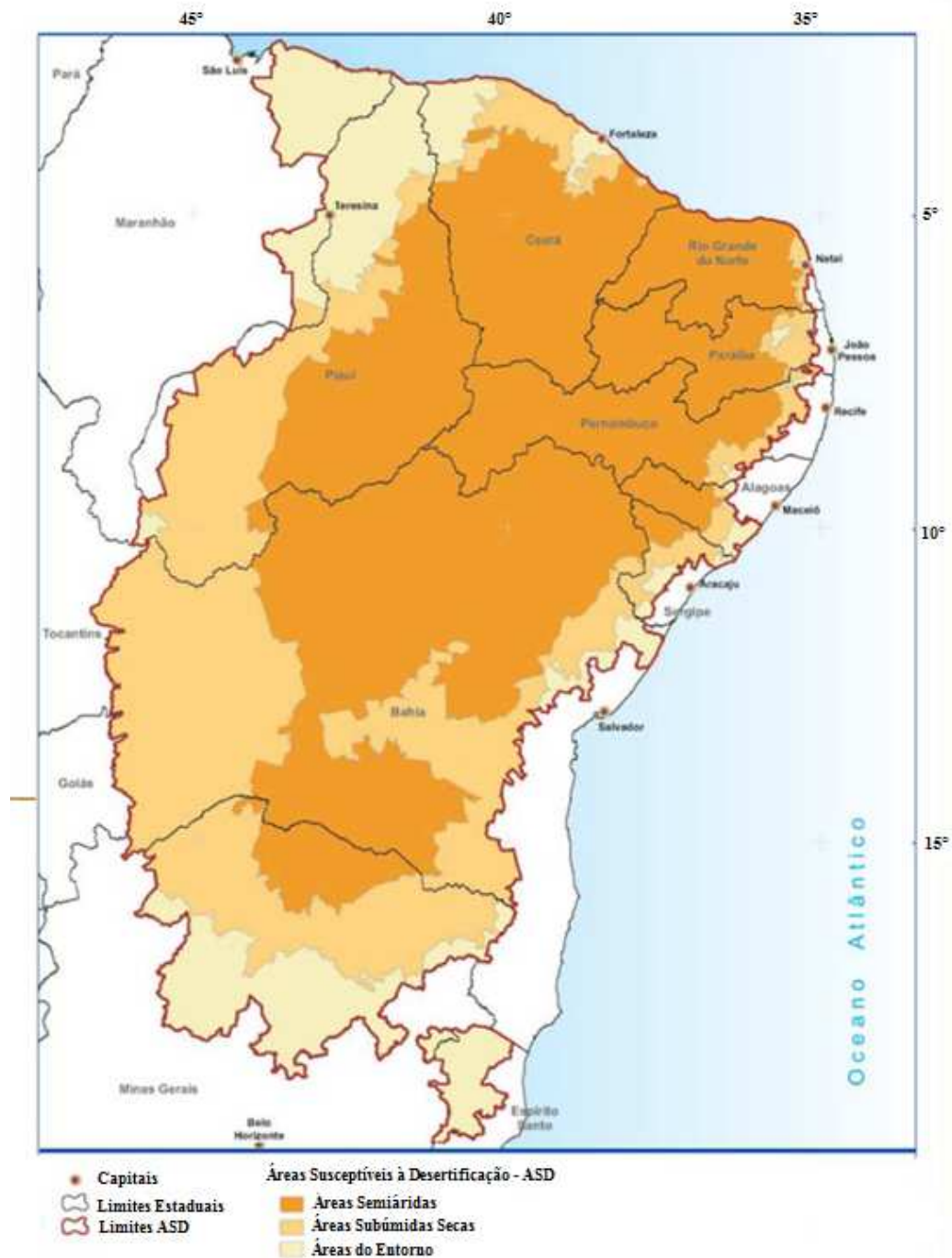


Figura 4: Áreas susceptíveis a desertificação. Fonte: Adaptado de Brasil – MMA (2007)

Recentemente, a Caatinga foi reconhecida como uma das 37 “Grandes Regiões Naturais do Mundo” (MACHADO & LOPES, 2003; LEITE & MACHADO, 2010), e desempenha um papel importante na manutenção do processo macro-ecológico regional, bem como apoia indiretamente regiões com maior diversidade e endemismo no Brasil e no mundo (LEITE & MACHADO, 2010).

4.1.1 Caracterização Ambiental

Por situar-se entre o Equador e o Trópico de Capricórnio, a Caatinga recebe grande intensidade luminosa durante todo o ano. As altitudes são relativamente baixas, com poucos pontos extremos, ultrapassando os 2000 m na Bahia e outros um pouco acima dos 1000 m nos demais Estados. Com temperaturas altas e pouco variáveis, espacial e temporalmente, luz e temperatura não são limitantes ao crescimento vegetal e não são causa de maior variabilidade ambiental na área de Caatinga (SAMPAIO, 2003).

O bioma Caatinga possui um clima quente e semiárido na maior parte de sua região, fortemente sazonal, com menos de 1000 mm de chuva por ano, distribuídos quase todos em um período de três a seis meses. Os totais de chuva variam muito interanualmente e, em intervalos de dez a vinte anos, caem a menos de metade da média, às vezes durando três a cinco anos seguidos, fenômeno conhecido como “seca” (Figura 5). Por outro lado, ao contrário das baixas e irregulares precipitações, a evapotranspiração potencial é sempre alta, entre 1500 e 2000 mm por ano, sendo a vegetação submetida à deficiência hídrica sazonal, agravada nos anos de seca (VELLOSO et al., 2002). Na Paraíba, a precipitação média anual é de 800 mm, que é variável e depende da topografia local e das correntes de ar predominantes. As chuvas são torrenciais, irregulares no tempo e no espaço, e mais pesadas durante os três a quatro meses para os cinco meses de duração da estação chuvosa. Isto resulta em algumas características de regiões semiáridas, como o balanço hídrico negativo para oito a nove meses do ano. As chuvas torrenciais podem causar erosão do solo, especialmente devido à remoção da proteção permanente fornecida pela copa das árvores e do sistema radicular (FIGUEIREDO et al., 2012).

A variabilidade da disponibilidade hídrica é originada de quatro causas principais: diminuição da força das frentes que penetram o núcleo do Semiárido; interceptação das frentes mais úmidas pelas serras e chapadas, recebendo mais chuvas que as áreas circundantes e diminuindo as chuvas à sotavento; escoamento das águas, que se concentram nos vales e deixam as encostas mais secas; diferentes tipos de solos, com distintas profundidades e texturas, o que varia a capacidade de retenção das águas das chuvas (SAMPAIO, 2010).

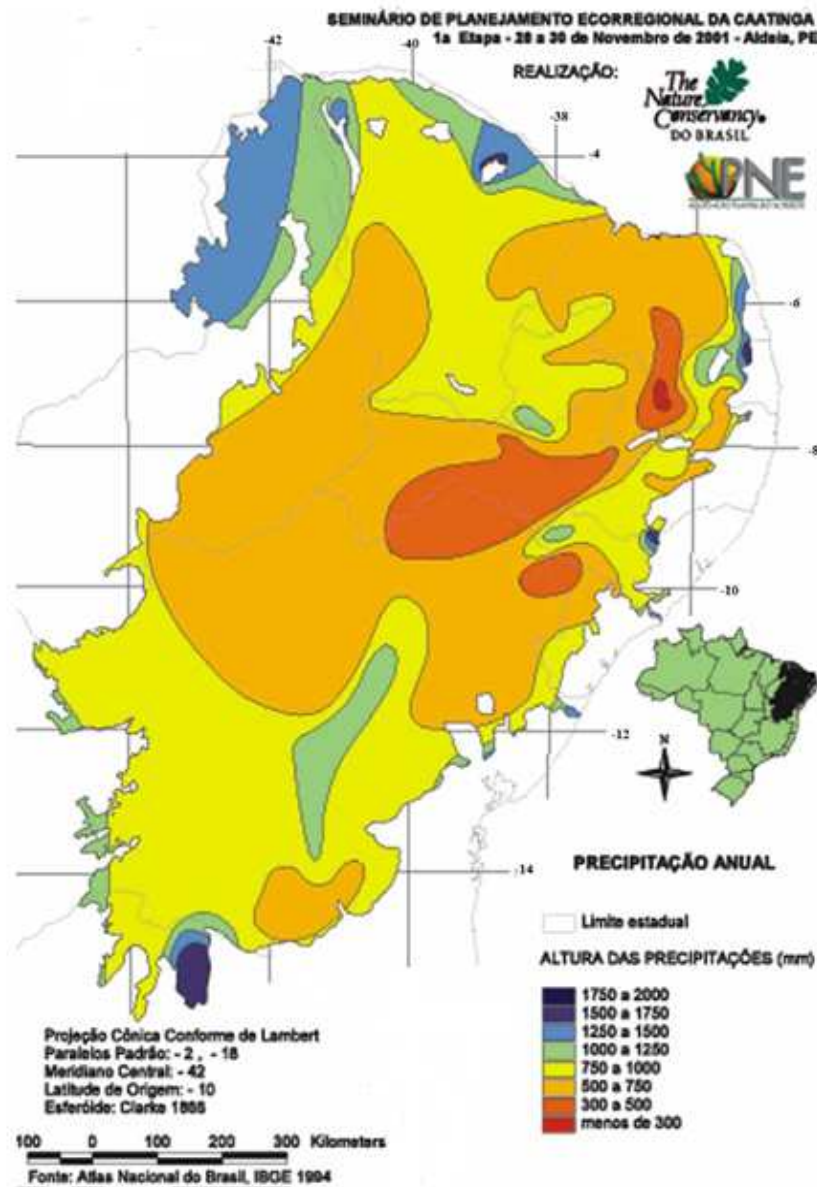


Figura 5: Variação pluviométrica anual na área do bioma Caatinga. Fonte: Adaptado de VELOSO et al. (2002)

De acordo com Nascimento (2011), o que tem levado pesquisadores do mundo inteiro a estudar o clima do NEB é a sua grande variabilidade espacial e temporal da precipitação. Ainda segundo o autor, o máximo de precipitação no norte do NEB, cujo período chuvoso é de fevereiro a maio, deve-se ao deslocamento anual da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para latitudes mais ao sul no Hemisfério Sul, o que afeta o NEB, principalmente nos meses de março a maio. Segundo Nobre (1996), grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul é modulada conjuntamente pelo fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre o Pacífico Equatorial e o gradiente meridional de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre o Atlântico Tropical. A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial

e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e norte da América do Sul influenciando na variabilidade climática sobre a América do Sul e, principalmente sobre a Região Nordeste do Brasil.

A seca constitui-se no principal fenômeno climático que atinge o semiárido nordestino de forma recorrente e com repercussões negativas na dimensão socioeconômica e cultural-ambiental da região. De acordo com o projeto PAN-Brasil (2004) as ASD apresentam, apesar das pressões antrópicas, um quadro de baixo dinamismo ou estagnação da atividade econômica, com o conseqüente rosário de problemas sociais. Na busca de sobrevivência, os habitantes das ASD, assim como o meio ambiente, tornam-se cada vez mais vulneráveis e frágeis.

4.1.2 Caracterização da Vegetação

Há grande desconhecimento sobre a Caatinga propriamente dita. Em uma escala local, a Caatinga é extremamente heterogênea em termos de composição e estrutura e essas mudanças são facilmente relacionadas com variações pedológicas (RODAL, 1992; ARAÚJO et al., 2005).

O nome “Caatinga” deriva da língua Tupi, significando “mata clara”, fazendo referência ao aspecto acinzentado e claro na estação seca, quando a maioria das árvores e arbustos se encontra sem folhas e a luz pode penetrar até o nível do solo (BRASIL – MT, 2009). Sua vegetação pode ser definida como um tipo de floresta de porte baixo, apresentando árvores com ramificação profusa, com formato em pirâmide invertida. A maior parte das plantas apresenta espinhos, folhas pequenas e finas (microfilia), cutículas impermeáveis, perda das folhas na estação seca (caducifolia), sistemas de armazenamento de água em raízes e caules modificados e mecanismos fisiológicos adaptados às condições climáticas da região, a exemplo do fechamento dos estômatos nas horas mais quentes do dia. Outra característica é a suculência, que pode ser registrada principalmente nos cactos e bromélias. Os espinhos, presentes nos cactos, por exemplo, são folhas modificadas, resultantes do processo evolutivo (característica xerofítica), uma adaptação que minimiza a perda de água por transpiração (RIOS e THOMPSON, 2013). Algumas das espécies mais comuns do bioma são a emburana, a aroeira, o umbu, a baraúna, a maniçoba, a macambira, o mandacaru e o juazeiro (BRASIL - MMA, 2007).

Os baixos índices pluviométricos, as altas temperaturas e a predominância de solos rasos e pedregosos, que armazenam pouca água, contribuem para uma vegetação sem características uniformes, assentada sobre uma área com diferentes estruturas geológicas, e composta por mosaicos de florestas secas e vegetação arbustiva, com enclaves de florestas úmidas (MACIEL, 2010). Dessa forma, as fisionomias de Caatinga são muito variáveis, dependendo do regime de chuvas e do tipo de solo, variando de florestas altas e secas com até 15-20 m de altura, por exemplo, a “caatinga arbórea”, em solos um tanto melhores e em localidades mais úmidas, até afloramentos de rochas com arbustos baixos esparsos e espalhados, com cactos e bromeliáceas nas fendas. Fisionomias intermediárias são numerosas, mas podem ser reduzidas a poucos tipos generalizados, tais como “caatinga arbórea aberta com camada arbustiva aberta”, “caatinga arbóreo-arbustiva com camada de arbustos fechada”, “caatinga arbustiva espinhosa fechada com árvores baixas espalhadas”, “caatinga arbustiva espinhosa fechada”, “caatinga arbustiva aberta” (comuns em áreas com solos rasos), “savana arbustiva com camada de grama” e “palmares de Copernicia” ao longo de rios intermitentes (PRADO, 2003).

Novos conhecimentos sobre as particularidades dos diferentes tipos de caatingas foram aportados entre 2000 e 2001, a partir da utilização do conceito de ecorregião, sendo produzida uma regionalização para o Bioma Caatinga (Figura 6). As fronteiras entre ecorregiões correspondem a lugares onde fatores controladores mudam significativamente, por exemplo, padrões de precipitação, altitude ou relevo (VELLOSO et al., 2002).

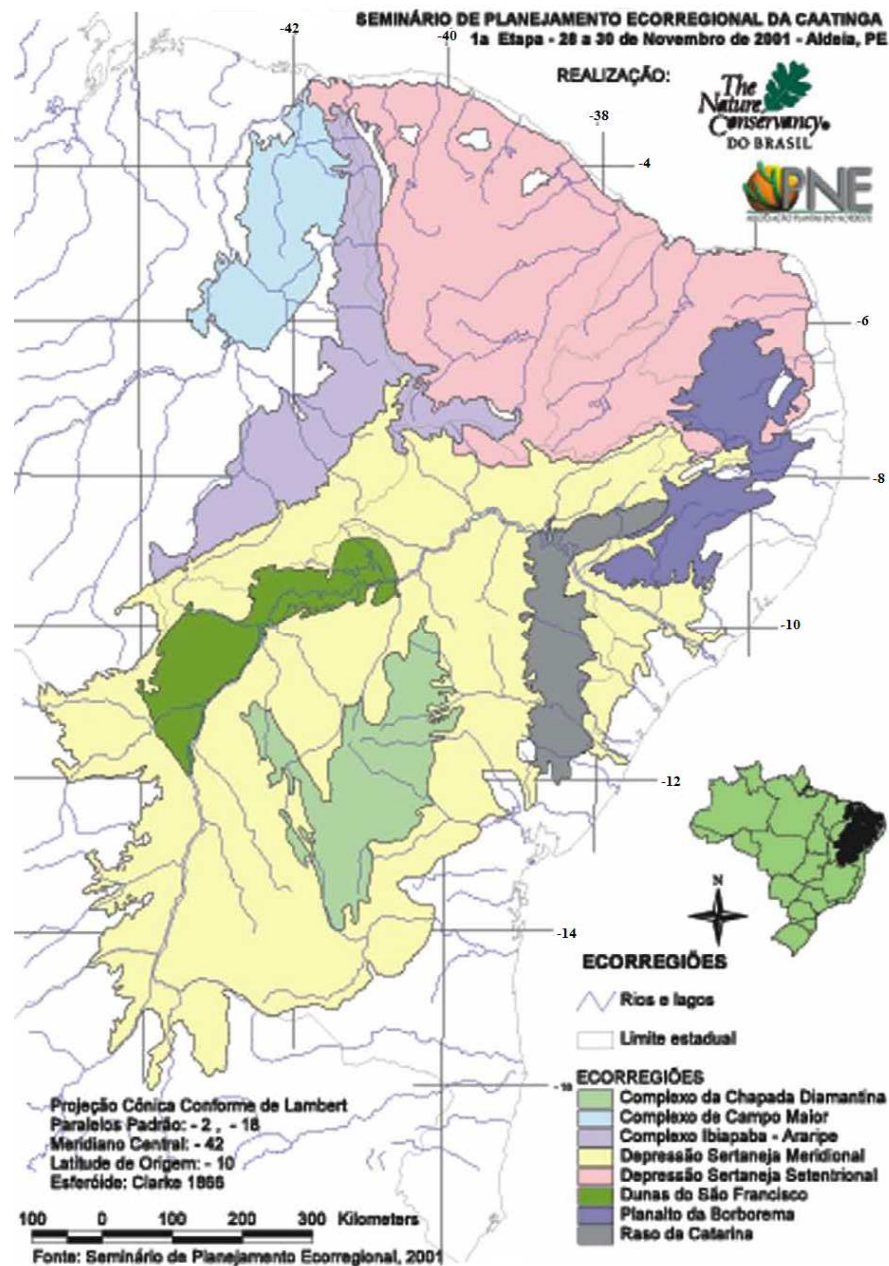


Figura 6: Ecorregiões do Bioma Caatinga. Adaptado de Velloso et al. (2002)

4.1.3 Potencial de sequestro de carbono

Grande parte das pesquisas sobre o ciclo do carbono tem se concentrado em florestas temperadas e tropicais chuvosas, enquanto savanas têm sido menos frequentemente estudadas (VEENENDAAL et al., 2004; ARDÖ et al., 2008). Ecossistemas áridos e semiáridos têm recebido pouca atenção nas estimativas globais de carbono terrestre, e muito menos se sabe sobre o seu balanço de carbono e mudanças futuras em resposta às mudanças climáticas

(SCHIMMEL, 2010; REY et al., 2012). Ao contrário do que se pode esperar, ecossistemas áridos e semiáridos desempenham um papel importante no ciclo global do carbono e, potencialmente, têm efeitos importantes sobre o clima local (ROTENBERG & YAKIR, 2010; REY et al., 2012). Ecossistemas de savanna são importantes em termos de sequestro e armazenamento de carbono (VEENENDAAL et al., 2004; GRACE et al., 2006; KANNIAH et al., 2009).

Um estudo realizado por Pandey et al. (2011), sobre o sequestro de carbono por vários tipos de florestas da Índia, compreendendo os anos de 1995 a 2005, mostrou um aumento na capacidade por parte de florestas secas, com relação a alguns dos outros tipos de floresta, no sequestro de carbono durante o período estudado. Os autores atribuem o resultado a um possível correto manejo florestal (que leva a regeneração) e a estágios de vários climaxes ecológicos, aumentando a densidade das florestas e, portanto, a biomassa. Nesse sentido, torna-se interessante a investigação do potencial da Caatinga no sequestro de carbono, já que esse bioma também apresenta essa propriedade de passar por diversos estágios durante o ano (como perdas das folhas e regeneração).

Ardö et al. (2008), utilizando o método da covariância de vórtices turbulentos (Eddy Covariance) em estudo realizado no Sudão central, durante um curto intervalo do ano de 2005, obtiveram em savana esparsa, uma troca líquida de CO₂ com a atmosfera de -0,2 e -1,8 g C m⁻² dia⁻¹, respectivamente para o período seco (compreendido entre os dias sequenciais 35 a 46 - fevereiro) e o período úmido (compreendido entre os dias sequenciais 266 a 273 - setembro). Brümmer et al. (2008) estudaram uma savana dominada por arbustos em Burkina Faso, na África, e relataram uma captação líquida anual de -179 e -429 g C m⁻² ano⁻¹ em dois anos consecutivos. Os fluxos mensais médios foram 5 e 20 g C m⁻² mês⁻¹ durante a estação seca e -35 a -175 g C m⁻² mês⁻¹ durante a estação chuvosa. Na escala diária, os valores obtidos foram de 0,2 a 0,4 g C m⁻² dia⁻¹, para a estação seca, e -1,4 a -5,9 g C m⁻² dia⁻¹ para a estação úmida. Os valores negativos indicam que o fluxo ocorre da atmosfera para a vegetação (captação). Para o caso específico da Caatinga, poucos estudos têm sido realizados nesse contexto. Com relação ao sequestro de carbono, Nascimento (2011), em estudo realizado compreendendo toda a região da Caatinga, a partir de técnica de sensoriamento remoto, utilizando dados de índice de vegetação por diferença normalizada, provenientes do sensor AVHRR, encontrou para o carbono sequestrado pelo bioma, os valores de 957 g C m⁻² ano⁻¹ no período de 1985-86 (sem ENOS - El Niño Oscilação Sul), 780 g C m⁻² ano⁻¹ no período de 1986-87 (período de El Niño) e 812 g C m⁻² ano⁻¹ no período de 1988-89 (La Niña). Em todos os demais períodos estudados, o autor conclui que a ocorrência de evento ENOS afeta de forma significativa o sequestro de carbono pela Caatinga, em especial os eventos de El Niño. Em pesquisa realizado durante o

ano de 2008, Silva et al. (2013), também com SR, a partir de imagens do sensor TM - Landsat 5 e dados complementares de superfície, obtiveram para a área do perímetro irrigado São Gonçalo – PB, cuja vegetação natural é classificada como contato Caatinga Floresta Estacional e Formações Pioneiras com Influência Fluviomarina, valores situados entre 6,22 e 8,37 g C m⁻² dia⁻¹. Oliveira et al. (2006), através de técnica de covariância de vórtices turbulentos, em área de Caatinga no município de Petrolina (Pernambuco), encontraram para o período de 2004-2005 que, de julho até o início do mês de agosto a taxa de absorção de CO₂ pela vegetação supera a liberação, porém com taxas muito baixas. No final da estação seca (final de novembro) o ecossistema atua apenas como fonte de CO₂ devido ao fechamento dos estômatos e perda das folhas. Mesmo iniciada a estação chuvosa o ecossistema ainda atua predominantemente como fonte de CO₂, invertendo-se a situação apenas na primeira quinzena de abril, quando a taxa de absorção de CO₂ pela fotossíntese supera a taxa de liberação de CO₂ pela respiração.

4.1.4 Degradação da Caatinga e Desertificação

O Programa de Ação nacional de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca (PAN - Brasil) foi formulado em 2004, com a colaboração de instituições governamentais (da esfera federal e esferas estaduais) e instituições não governamentais. O programa tem como objetivo estabelecer diretrizes e instrumentos legais para formulação de políticas públicas e investimentos privados nas Áreas Susceptíveis à Desertificação – ASD no âmbito do combate à desertificação, da mitigação dos efeitos da seca e da promoção do desenvolvimento sustentável.

Segundo a Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação (CCD), a desertificação é a degradação de terras nas zonas áridas, semiáridas e subúmidas secas do planeta. De acordo com as definições da CCD aplicadas ao caso brasileiro, as ASD concentram-se, predominantemente, na região Nordeste do país, incluindo os espaços semiáridos e subúmidos secos, além de algumas áreas igualmente afetadas pelos fenômenos da seca nos estados de Minas Gerais e do Espírito Santo, na região do sudeste brasileiro adjacente aos espaços subúmidos secos ou semiáridos (PAN - Brasil, 2004). As ASD abrigam todo o bioma Caatinga, o que significa dizer que o inadequado manejo de seus recursos naturais, agravado por fenômenos naturais, pode levar a redução da capacidade produtiva do solo e a consequente diminuição da capacidade de sobrevivência de sua população (PAN-Brasil, 2004; SOUZA,

2010). Tais áreas apresentem, apesar das pressões antrópicas, um quadro de baixo dinamismo ou estagnação da atividade econômica, com o conseqüente rosário de problemas sociais. Na busca de sobrevivência, os habitantes das ASD, assim como o meio ambiente, tornam-se cada vez mais vulneráveis e frágeis (PAN - Brasil, 2004).

A associação entre aquecimento global e alterações de vegetação resultantes das mudanças dos usos da terra pode resultar em rearranjos importantes nos ecossistemas e mesmo a redistribuição de biomas (NOBRE et al., 2007).

Atualmente, a Caatinga constitui um dos biomas brasileiros mais alterados pelas atividades humanas. Suas áreas modificadas, correspondem a cerca de 55% da área total (PAN-BRASIL, 2004), aí incluídas as áreas alteradas em função da ocupação com lavouras permanentes, lavouras temporárias e a ocupação pelo chamado “efeito estrada”. Os estados da Paraíba e do Ceará têm mais da metade das suas áreas com problemas graves de degradação ambiental (SÁ et al., 2003; FIGUEIREDO et al., 2012). Rio Grande do Norte e Pernambuco vêm a seguir, com mais de 25% das suas áreas atingidas, enquanto os estados de Sergipe, Bahia, Piauí e Alagoas apresentam valores inferiores (SÁ et al., 2003). Como agravante desses aspectos, a Caatinga é um dos biomas menos protegidos por unidades de conservação de uso restrito, cerca de 1% (LEAL et al., 2005; PAN-BRASIL, 2004; OLIVEIRA et al., 2012).

Grandes impactos, devido à má gestão das terras, a extração de madeira, projetos de irrigação mal planejados e aumento da frequência de secas severas estão contribuindo para a expansão da desertificação, levando a conseqüente perda de biodiversidade, estoque de carbono do solo e propriedades estruturais e químicas (LAPOLA et al., 2014).

Nessas circunstâncias, diversos estudos com modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs) têm sido efetuados no intuito de averiguar os impactos climáticos nas regiões semiáridas, devido mudanças na cobertura do solo. Dentre os mesmos podem-se destacar os trabalhos de Oyama & Nobre (2004), Souza (2006) e Souza & Oyama (2011), em que os resultados encontrados corroboram com a diminuição da precipitação, evapotranspiração e saldo de radiação e aumento do albedo e da temperatura do ar. Em cenários considerando a total desertificação da área semiárida do NEB, Souza & Oyama (2011) encontraram, para o período úmido (março a maio), anomalias de $1,24 \text{ mm dia}^{-1}$ para a precipitação, $1,91 \text{ mm dia}^{-1}$ para a evapotranspiração, $27,27 \text{ Wm}^{-2}$ para o saldo de radiação no topo da atmosfera, $2,4 \text{ K}$ para a temperatura do ar. Para o mesmo período, Oyama & Nobre (2004) obtiveram de $0,85 \text{ mm dia}^{-1}$ para a precipitação, $0,30 \text{ mm dia}^{-1}$ para a evapotranspiração, $16,8 \text{ Wm}^{-2}$ para o saldo de radiação no topo da atmosfera, $1,2 \text{ K}$ para a temperatura do ar e 10 % para o albedo.

4.2. O SENSOR MODIS

O MODIS foi concebido, em parte, para ajudar a responder perguntas sobre a dinâmica global do carbono. Montado em ambos os satélites Terra e Aqua *do Earth Observing System* (EOS), o sensor MODIS fornece cobertura quase diária do globo. A partir das 36 bandas espectrais do sensor, uma série de produtos foi desenvolvida para a atmosfera, oceano e superfície terrestre (HEINSCH et al., 2006). Projetado para adquirir dados relativos à interação terra, oceano e atmosfera, as 36 bandas possuem cobertura espectral de 0,4 – 14,4 μm e espacial de 250 m (bandas 1 e 2), 500 m (bandas 3 a 7) e 1000 m (bandas 8 a 36), oferecendo cobertura global com tempo de revisita de 1 a 2 dias. Mais informações sobre os produtos MODIS podem ser encontradas em Anderson et al. (2003) e Justice et al. (2002). Suas características orbitais são: órbita polar heliossíncrona com altitude de 705 km, velocidade de 6,7 km/s, cruzamento equatorial por volta das 10,5 horas.

Os muitos produtos de dados derivados de observações MODIS descrevem as características da terra, dos oceanos e da atmosfera e podem ser usados para estudos de processos e tendências tanto em escala local como global. Os produtos MODIS estão disponíveis para diferentes aplicações (NASA, 2015).

Os dados utilizados no presente trabalho correspondem aos produtos de nível 1 (geolocalização), produtos de atmosfera e produtos para aplicações terrestres. Descrição de cada produto utilizado é encontrada na seção material e métodos. O objetivo dos produtos voltados para aplicações terrestres gerados pelo sensor MODIS está, basicamente, na quantificação e detecção das mudanças nos processos naturais e antrópicos, auxiliando assim, nos diversos modelos regionais e globais existentes (ANDERSON et al, 2003; STRAHLER et al., 1999). No que diz respeito aos produtos de atmosfera, segundo Seeman et al (2003) a ampla faixa espectral, alta resolução espacial, e cobertura global quase diária do MODIS o habilita para observar a atmosfera terrestre e monitorar continuamente alterações. Obtenções MODIS de vapor de água atmosférico e distribuições de temperatura são destinadas para fazer avançar a compreensão sobre o papel desempenhado pela energia e água no ciclo de processos que determinam o tempo e o clima da terra.

4.3 O BALANÇO DE RADIAÇÃO

A quantificação do R_n , principal fonte de energia para diversos processos naturais, é de grande importância. Sendo definido como a diferença entre a energia que chega e que sai da superfície, o R_n é utilizado para evaporar água, aquecer o solo e o ar e realizar fotossíntese (BLONQUIST Jr. et al., 2009) e representa a principal fonte de energia para o processo evapotranspirativo (ALLEN et al., 2007). Estimativas de R_n e suas componentes (radiação incidente e refletida de onda longa e de onda curta) têm aplicações em hidrologia, pesquisa climática, agricultura e energias renováveis (BISHT & BRAS, 2011).

Existe ainda grande carência nas medidas de R_n em escala global (AL-RIHI et al., 2003). Para preencher essa lacuna, o SR é uma ferramenta que tem possibilitado a estimativa não só das componentes do balanço de radiação, como também a determinação desses parâmetros para áreas heterogêneas e em escala regional, ao contrário de outras metodologias que só se aplicam para áreas com relativa homogeneidade (LEIVAS et al., 2007).

Inúmeros estudos estimam o balanço de radiação ou seus componentes usando dados de satélite. Em muitos, a estimativa é feita complementada com alguns dados de superfície (SANTOS & SILVA, 2010; SILVA et al., 2010), em outros, os dados são exclusivamente derivados de SR (BISHT et al., 2005; BISHT & BRAS, 2010; BISHT & BRAS, 2011; KIM & HOUGE, 2013).

4.3.1 - As componentes do balanço de radiação

O R_n é descrito em termos dos fluxos incidentes e ascendentes de onda curta e de onda longa (BASTIAANSEN et al., 1998). O saldo de radiação de onda curta resulta do balanço entre a radiação solar incidente e a refletida, expresso em termos da radiação solar global e albedo da superfície. Já o saldo de radiação de onda longa é função da temperatura do ar e da temperatura da superfície.

Existem várias parametrizações para estimar as componentes do balanço de radiação à superfície. No que diz respeito à utilização exclusiva de dados de satélite, a radiação de onda curta tem sido estimada de forma mais precisa utilizando-se a dependência do ângulo zenital solar e do teor de vapor d'água da atmosfera; e a radiação de onda longa incidente, utilizando

pressão de vapor e temperatura do ar, como nos trabalhos de BISHT et al., (2005), BISHT & BRAS (2010); BISHT & BRAS (2011); HWANG et al., (2012) e KIM & HOUGE (2013). No sensor MODIS, a informação de vapor d'água é encontrada no produto MOD05, que apresenta uma resolução espacial de 5km. Os valores de vapor d'água obtidos utilizando algoritmos, no infravermelho próximo, como é o caso do MOD05, podem apresentar erros em torno de 7%, quando comparados com medidas de campo utilizando radiômetros (KING et al., 2003).

O albedo da superfície é obtido através da razão entre a radiação de onda curta refletida e incidente, sendo definido como coeficiente de reflexão da superfície. O sensor MODIS tem sido utilizado para estimar o albedo em diversos estudos, alguns dos quais utilizam o produto MOD43, que é uma composição do albedo de 16 dias (BISHT et al., 2005, BISHT & BRAS, 2010; BISHT & BRAS, 2011; ATAÍDE et al., 2006; MENDONÇA, 2007; HWANG et al., 2012; KIM & HOUGE, 2013). Outros o estimam em função da refletância da superfície, através do produto MOD09 (LIANG, 2002; MENDONÇA, 2007; ANDRADE, 2008; TASUMI et al., 2008; RUHOFF et al., 2009). Tasumi et al. (2008) desenvolveram um método para estimativa do albedo da superfície utilizando modelo de transferência radiativa (SMARTS2), que pode ser aplicado a imagens MODIS. Os autores citam que o albedo do produto MODIS tem apresentado problemas como manchas, que fazem com o que o tamanho do pixel aumente de 1 Km o valor real para aproximadamente 2 ou 3 km. Isso se deve ao fato de o produto de albedo integrado em 16 dias ter a resolução de 1 Km, enquanto a resolução da imagem de onda curta original tem 500 m.

4.3.2 O saldo de radiação diário

As estimativas do saldo de radiação instantâneo, importantes em alguns estudos, não têm tanta aplicabilidade prática quanto o saldo diário. Em virtude da ausência de medições sistemáticas do R_n em estações meteorológicas e/ou agrometeorológicas, sua determinação com o emprego de imagens de satélite ganha, a cada dia, mais importância. Nesse sentido, imagens de satélites de diferentes resoluções espacial e temporal têm sido empregadas (SANTOS, 2011). Muitas aplicações agrícolas e modelos de estimativa de ET são alimentadas com o saldo de radiação médio diário (BISHT et al., 2005).

Bisht et al. (2005), com o emprego de imagens MODIS estimaram o ciclo diurno e a média diária do saldo de radiação, para dias de céu claro, com um modelo senoidal. Destaque-

se que nessa pesquisa o saldo de radiação instantâneo e o diário foram obtidos apenas com a utilização de produtos derivados do MODIS. Embora tenha representado um passo importante no mapeamento do Rn, o modelo proposto apresenta duas limitações que restringem sua utilização em várias aplicações. A primeira é que a técnica se aplica apenas a dias com ausência total de nuvens, o que na realidade raramente ocorre. A segunda é que o modelo desconsidera que o saldo de radiação é em geral negativo em todo o período noturno e em parte do período diurno, o que resulta em sobre-estimava do Rn diário (SANTOS, 2011). Araújo (2010) propôs uma correção para o saldo de radiação noturno visando corrigir o problema de superestimava do modelo senoidal, onde o autor constatou que a radiação média noturna foi de aproximadamente 8% da radiação máxima do dia para todos os casos abordados. A correção foi aplicada por Santos et al (2015) resultando em valores satisfatórios.

O saldo de radiação diário também pode ser obtido, segundo Bastiaanssen (2000), a partir do albedo da superfície, da radiação de onda curta 24 horas e da transmitância média diária da atmosfera, seguindo a proposta de De Bruin (1987). Necessita-se, portanto, de medidas de radiação de onda curta para alimentar o modelo e de radiação de onda longa para calibrá-lo na região de estudo. De acordo com Silva et al. (2010), o Rn diário que conjuga imagens orbitais com dados de superfície apresenta resultados bem mais confiáveis e de grande cunho prático, uma vez que a presença de nuvens em diversos instantes do dia estaria contemplada na radiação global diária.

4.4 O BALANÇO DE ENERGIA

Evaporação da água requer relativamente grandes quantidades de energia, na forma de energia radiante. Portanto a evapotranspiração, quantidade de água evaporada da superfície (solo e vegetação), é governada por trocas de energia na superfície e é limitada pela quantidade de energia disponível, podendo ser quantificada a partir do princípio da conservação da energia, em que a energia que chega a superfície deve ser igual à energia que sai da superfície, para o mesmo período de tempo (ALLEN et al., 1998). O saldo de radiação disponível à superfície é fortemente modulado pela radiação solar que chega ao solo, e é repartido em energia para aquecimento do ar, aquecimento do solo e para processos evaporativos, que são os fluxos de calor sensível (H), fluxo de calor no solo (G) e fluxo de calor latente (λET), respectivamente (NICÁCIO, 2008).

Os processos de troca que ocorrem na superfície da terra são de extrema importância para a redistribuição de umidade e de calor no solo e atmosfera. O equilíbrio termodinâmico entre os processos de transporte predominantemente turbulentos na atmosfera e os processos laminares predominantemente no solo se manifestam no balanço energético (BASTIAANSEN, 1995; BASTIAANSEN et al., 1998).

4.4.1 A Evapotranspiração

A estimativa da ET pode ser obtida a partir de vários métodos como, por exemplo, o método de transferência de massa (computado pela razão de Bowen) e o método de covariância de vórtices turbulentos. Esses métodos, porém, requerem medidas precisas de pressão de vapor, e temperatura do ar ou velocidade do vento em diferentes níveis acima da superfície. Portanto suas aplicações são restritas principalmente a campanhas experimentais (ALLEN et al., 1998). Outra desvantagem do uso dessas técnicas é que são restritas a áreas homogêneas, tendo aplicabilidade limitada para terrenos com diferentes culturas.

No planalto central da Espanha foram feitas 13 medições de ET em cerca de 5000 km² em uma área heterogênea. Apesar de a extensão ser considerada pequena, não foi possível estimar com precisão a taxa da ET média da área, constatando assim, que sua estimativa por métodos como a Razão de Bowen, covariância de vórtices turbulentos e lisímetros de pesagem, demandam tempo e um alto custo financeiro para que possam ser empregados em uma escala regional, sem, no entanto, apresentar resultados precisos (COMPAORÉ et al., 2008).

Modelos de balanço de energia baseados em dados de satélite têm sido empregados com sucesso para estimar o uso da água pela agricultura e evapotranspiração e para mapear a distribuição espacial dos fluxos de energia de paisagens em geral (PÔÇAS et al., 2013). Nesse sentido, tem grande importância e aplicação o algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) desenvolvido por Bastiaanssen (1995) para estimativa da evapotranspiração a partir do balanço de energia, utilizando imagens de satélite, já validado em diversas campanhas experimentais por todo o mundo. Segundo Bastiaanssen et al. (1998) a vantagem do SEBAL em relação a outros algoritmos é a sua aplicação para áreas heterogêneas e bacias hidrográficas, usando a temperatura da superfície, reflectância da superfície (albedo) e Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (NDVI), bem como a inter-relação entre eles para inferir o balanço de energia à superfície para um amplo espectro de tipos de terreno.

O METRIC (*Mapping Evapotranspiration at High Resolution With Internalized Calibration*) também é uma ferramenta que permite o processamento de imagens de satélite para calcular ET como um resíduo do balanço de energia à superfície. Esse algoritmo tem como base os princípios e técnicas utilizados pelo SEBAL, mas com um componente inovador, a utilização da evapotranspiração de referência calculada por meio de medições em estações meteorológicas, possibilitando melhor qualidade dos mapas de ET (ALLEN et al., 2007). Outra diferença entre os dois algoritmos reside na estimativa do albedo, que segundo o METRIC é calculado considerando-se os efeitos da atmosfera na reflectância monocromática banda a banda.

Alguns estudos comparam mapas do saldo de radiação e evapotranspiração de uma mesma área, obtidos através dos sensores MODIS e TM, com o emprego do algoritmo SEBAL (COMPAORÉ et al., 2008; ANDRADE, 2008). Para Compaoré et al. (2008), os mapas obtidos a partir de imagens TM - Landsat têm alta resolução espacial, mas a baixa resolução temporal (16 dias) e a contaminação de nuvens comprometem substancialmente a sua utilização em escala operacional. Portanto, embora com resolução espacial inferior ao TM - Landsat, é muito atrativo o uso de imagens MODIS devido a sua resolução temporal, pois aumenta consideravelmente a probabilidade de obter uma imagem de alta qualidade sobre condições de céu claro. Os mencionados autores citam ainda que os resultados obtidos mostraram boa concordância entre os mapas gerados pelos dois sensores, estando em conformidade com outros estudos, como os de Hong et al. (2005). Já os resultados obtidos por Andrade (2008) mostraram um melhor desempenho para as imagens TM - Landsat. Segundo o autor, os resultados obtidos com o MODIS foram atenuados por conta da presença de cobertura vegetal e solo exposto no mesmo pixel da imagem (limitação da resolução espacial).

Segundo Allen et al. (2007) o uso do METRIC com imagens MODIS é uma boa alternativa às imagens TM - Landsat, haja vista os problemas com o Landsat 7 em 2003 e recentemente com o Landsat 5, revelando a vulnerabilidade desses dois satélites com alta resolução nas bandas termais. O sensor MODIS, porém, a bordo dos satélites Terra e Aqua, apesar de apresentar ótima resolução temporal, gerando imagens ao menos uma vez ao dia, pode ter sua resolução espacial prejudicada pelo largo ângulo de visada do sensor em alguns dias, que pode causar indefinição. Para Hong et al. (2005), a potencial precisão do METRIC aplicado a imagens MODIS é aproximadamente tão boa quanto com imagens Landsat quando a evapotranspiração é integrada sobre áreas menores que 10 x 10 km, ou seja, escala utilizada para balanço hídrico e estudos hidrológicos.

4.5 DIÓXIDO DE CARBONO (CO₂)

Devido à sua grande importância por absorver radiação na faixa do infravermelho o CO₂, juntamente com o vapor d'água (H₂O), o metano (CH₄) e o óxido nitroso (N₂O), entre outros gases traços, regula a saída de radiação infravermelha para o espaço (termorregulador) na faixa conhecida como “janela atmosférica” (entre 8 e 12 μm). Então, alterações na concentração de CO₂ podem implicar, teoricamente, num aquecimento ou resfriamento global (SILVA JÚNIOR et al., 2004). Segundo Baldocchi et al. (2001), o aumento na concentração de CO₂ na atmosfera está ocorrendo devido aos desequilíbrios entre as taxas de emissões por fontes antropogênicas e naturais e as taxas de absorções por sumidouros biosféricos e oceânicos. Mudanças no uso da terra alteram o balanço de radiação da Terra, alterando seu albedo, razão de Bowen (relação entre a troca de densidade de fluxo de calor sensível e latente), índice de área foliar e capacidade fisiológica para assimilar carbono e evaporar a água.

4.5.1 O balanço de carbono

As variáveis-chaves no ciclo do Carbono e da água são a Produtividade Primária Líquida (NPP, em inglês) e a evapotranspiração (ET). O balanço de carbono consiste de vários processos importantes que descrevem as trocas de CO₂ entre os ecossistemas terrestres e a atmosfera. Produtividade Primária Bruta (GPP, em inglês) é o total de carbono assimilado pela vegetação. Uma fração de GPP é perdida para a atmosfera como resultado da Respiração Autotrófica (R_A). A NPP é o balanço entre GPP e R_A, é alocada para folhas, madeira, raízes, tecidos reprodutivos, armazenamento, etc. NPP, a medida direta da produtividade da vegetação, tem sido medida a partir de levantamento de campo sobre biomassa há décadas e tem o maior banco de dados histórico. NPP se relaciona diretamente à floresta, o alcance e a produtividade das culturas, e assim também tem um valor sócio-econômico elevado. A Mudança Líquida do Ecossistema (NEE, em inglês), que é a troca líquida de CO₂ entre ecossistemas terrestres e a atmosfera, é medida por torres de fluxo. NEE tem alta relevância científica para o balanço de carbono terrestre e produção de gases de efeito estufa, mas menos significância socioeconômica direta (RUNNING et al., 1999).

Os fluxos de CO₂ obtidos pelo método de *Eddy Covariance* sobre uma superfície vegetada representam a troca líquida do ecossistema (NEE), cujo sinal indica se o sistema está armazenando (negativo) ou liberando (positivo) carbono e representa o balanço entre os fluxos dados pela GPP e respiração do ecossistema - R_E (CABRAL et al., 2013; LEUNING et al., 2005). Os componentes de RE (= R_H + R_A) resultam da decomposição de matéria orgânica, da respiração heterotrófica (R_H) e do componente autotrófico (R_A) associado com o aumento da biomassa e manutenção (CABRAL et al., 2013; CHAPIN et al., 2006). A NPP (= GPP - R_A) difere da NEE (= GPP - R_E) pela respiração heterotrófica (CABRAL et al., 2013; Falge et al., 2002).

A GPP é o principal condutor do fluxo de carbono da atmosfera à terra. Assim, um melhor conhecimento da dinâmica espacial e temporal da GPP fornece uma medida útil de saúde do ecossistema e impactos de perturbações regionais de uso da terra e mudanças climáticas, resultando em uma melhor compreensão do ciclo do carbono (HEINSCH et al., 2006).

Vários estudos abordam o fluxo de carbono entre a vegetação e a atmosfera, a partir de dados MODIS, como os trabalhos de Running et al. (1999); Turner et al. (2004, 2006); Xiao et al. (2004a, 2004b, 2005); Heinsch et al. (2006); Chasmer et al. (2009); Garbulsky et al. (2010); Lu & Zhuang (2010); Jiang et al. (2013). Outros, utilizando o sensor AVHRR, como Bastiaanssen & Ali (2003) e Nascimento (2011). Dessa forma, é interessante a validação desses tipos de estudo, a partir de medidas de campo, o que possibilita maior confiabilidade para as estimativas da captação do CO₂ atmosférico por parte dos ecossistemas, através de dados orbitais.

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 ÁREA DE ESTUDO E COLETA DE DADOS

A área de estudo (Figura 7) compreende o estado da Paraíba, com foco na mesorregião do Agreste para análise de algumas variáveis. A área de coleta dos dados de campo utilizados na validação pertence ao Instituto Nacional do Semiárido (INSA), localizado no município de Campina Grande, estado da Paraíba, onde estão instaladas duas torres micrometeorológicas, separadas por aproximadamente 4,5 Km de distância. Uma torre situa-se em área de Caatinga em recuperação cuja coordenada é $7^{\circ}16'47.76''\text{S}$, $35^{\circ}58'29.21''\text{W}$ e de altitude 490 m. A segunda torre, instalada em área degradada localiza-se em $7^{\circ}14'59.78''\text{S}$, $35^{\circ}56'49.70''\text{W}$ e 500 m altitude.

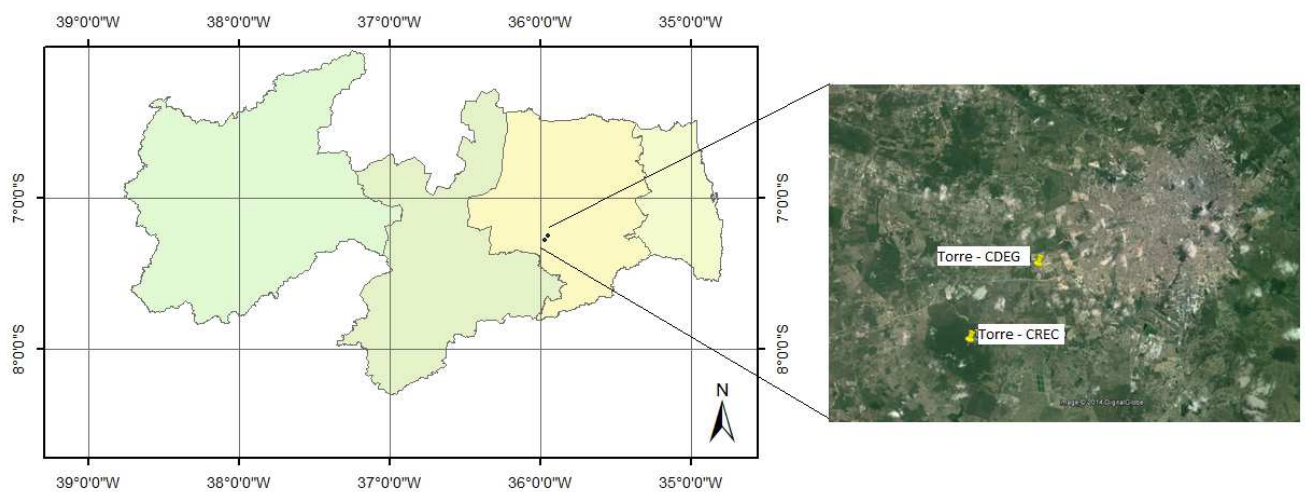


Figura 7: Área de estudo, com destaque para a localização das torres micro meteorológicas na área de Caatinga em recuperação (CREC) e de Caatinga degradada (CDEG)

5.1.1 Dados orbitais – Processamento

As imagens MODIS foram convertidas do formato HDF (*Hierarchical Data Format*) para o formato GeoTIFF utilizando o software MRT (*MODIS Reprojection Tool*), as quais foram mosaicasadas e recortadas segundo o limite da área de estudo, para posterior processamento

com o programa Erdas 8.5. A área de estudo está inserida no *tile* h14v9 (Figura 8) e as imagens selecionadas foram do ano de 2013, correspondendo aos dias de ordem do ano (DOA) 25, 65, 73, 81, 89, 105, 129, 169, 201, 209, 233, 265, 281, 289, 337 e 345.

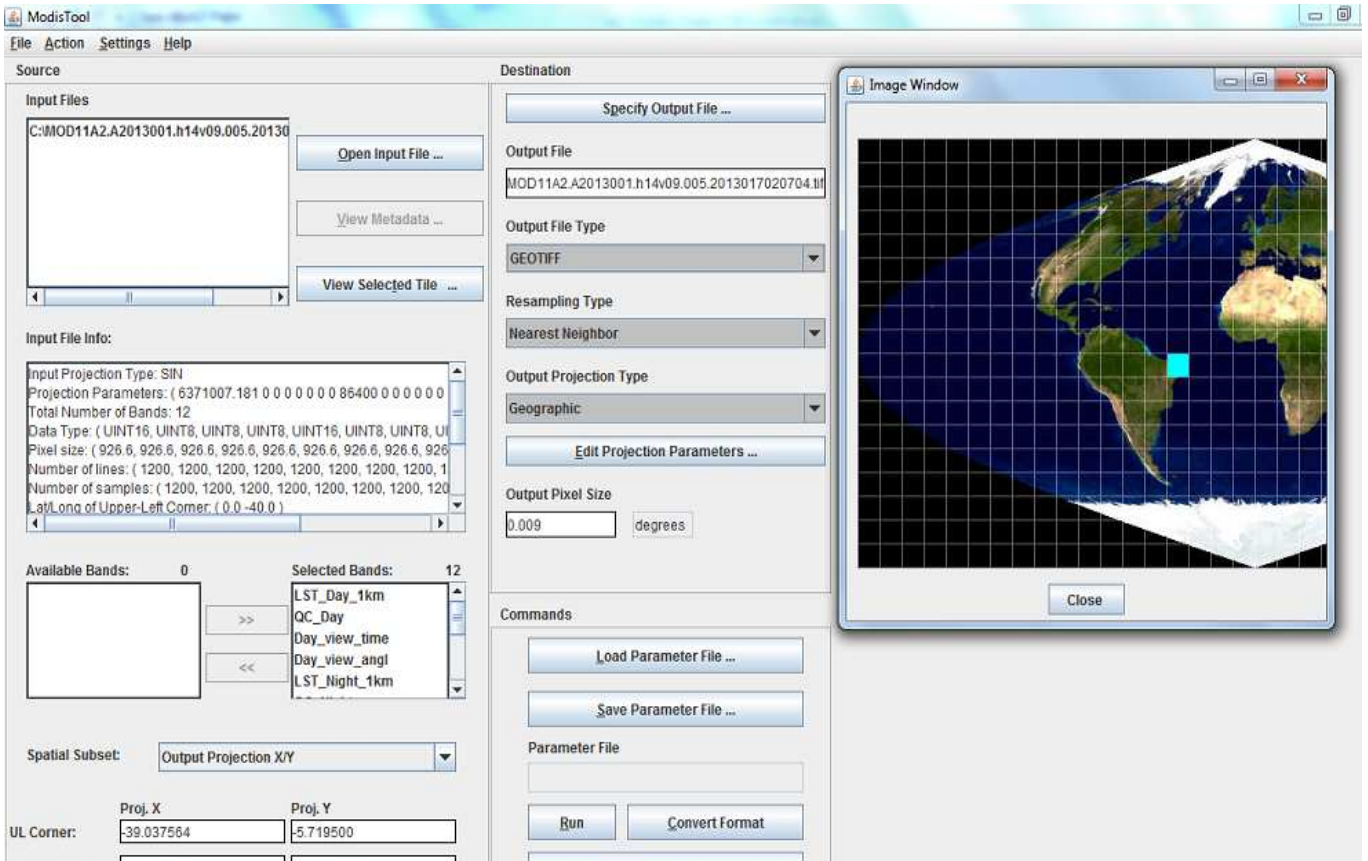


Figura 8: Visualização do *tile* selecionado utilizando o *software* MRT.

O Quadro 1 descreve os produtos MODIS utilizados no presente estudo, com os fatores de correção (multiplicativo e ou adicional) que são empregados para converter os valores originais em dados de temperatura (K), emissividade (adimensional), reflectância (adimensional), dentre outros.

Quadro 1: Descrição dos produtos MODIS utilizados

Produto	Descrição	Fator Multiplicativo	Fator adicional	Resolução (espacial e temporal)	Unidades
MOD11A2	Temperatura da superfície	0,02	-		Kelvin
	Emissividade das bandas 31 e 32	0,002	0,490	1000 m 8 dias	Adimensional
	Hora da passagem do satélite	0,1			Hora
MOD09A1	Refletância da superfície	0,0001	-	500 m 8 dias	Adimensional
	Ângulo zenital solar	0,01		1000 m 8 dias	Grau
	Dia de ordem do ano (DOA)	-		1000 m 8 dias	Dia Juliano
MOD07_L2	Temperatura do ar e do ponto do orvalho	0,01	$1,5 \times 10^4$	5 km diária	Kelvin
MOD05	Água precipitável	0,001	-	1 km diária	cm
MOD03	Geolocalização	-	-	1 km diária	Graus, min, seg
MOD17A2	GPP	0,0001	-	1 km 8 dias	kg_C.m ⁻² /8dias
MOD16A2	Evapotranspiração	0,1		1 km 8 dias	mm/8dias
MCD12Q1	Cobertura do solo	-		500 m anual	Tipo de cobertura

Fonte: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

5.1.2 Dados de superfície

As medidas das variáveis ambientais foram realizadas por sensores instalados nas duas torres (Figura 9), situadas na área em recuperação e degradada, a uma altura de 7 m, sendo 2 m acima do dossel da vegetação da área em recuperação. Os dados coletados, para validação das estimativas, foram armazenados por um Datalogger CR3000 (Campbell Scientific), com os valores médios armazenados a cada intervalo de meia hora.



Figura 9: Torres de fluxo instaladas na área do experimento, em destaque as áreas de Caatinga em recuperação e degradada

A flutuação da velocidade do vento tridimensionalmente foi medida por meio de um anemômetro sônico (CSAT3A, Campbell Scientific) e a flutuação da concentração de vapor d'água e gás carbônico foi medida por meio de um analisador de gases (EC150, Campbell Scientific). Todas as medidas foram obtidas com frequência de 10 Hz. As componentes do balanço de radiação foram quantificadas por um saldo radiômetro (CNR 4, Kipp & Zonen), com medidas obtidas a cada 5 s. Após obtenção e armazenamento dos dados de alta frequência temporal, foram obtidas as médias para intervalos de meia hora. O fluxo de calor no solo foi medido por duas placas modelo HFP01 (Hukseflux Thermal Sensors) enterradas a 2 cm de profundidade.

As trocas de calor e massa foram quantificadas através da técnica de covariância de vórtices turbulentos (*Eddy Covariance*), conforme descrição feita em Burba et al (2013). Os fluxos de calor sensível e latente são, então, computados em função das covariâncias entre a velocidade vertical do vento e a temperatura do ar e entre a velocidade vertical do vento e a umidade específica, respectivamente (Equações 1a e 1b):

$$H = \rho_a c_p \overline{w' T_a'} \quad (1a)$$

$$LE = \rho_a \overline{w' q'} \quad (1b)$$

onde ρ_a corresponde à densidade do ar úmido (kg m^{-3}), c_p ao calor específico do ar à pressão constante ($\text{J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$), $\overline{w'T_a'}$ e $\overline{w'q'}$ às covariâncias entre a velocidade vertical do vento (m s^{-1}) e a temperatura do ar ($^\circ\text{C}$) e entre a velocidade vertical do vento (m s^{-1}) e a umidade específica (kg kg^{-1}), respectivamente. Já o fluxo líquido de CO_2 foi estimado conforme a Equação 2

$$FCO_2 = \rho_a \overline{w'c'} \quad (2)$$

onde $\overline{w'c'}$ é a covariância entre a velocidade vertical do vento (w) e a concentração de CO_2 (c) em $\mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

5.2 APLICAÇÃO DO ALGORITMO SEBAL ÀS IMAGENS MODIS

No algoritmo SEBAL, a ET é computada de imagens de satélite e dados de tempo usando o balanço de energia. Nesta seção são descritas as etapas utilizadas para estimativa da evapotranspiração utilizando dados do sensor MODIS.

Foram gerados modelos, a partir da ferramenta Model Maker do software ERDAS Imagine 8.5, compreendendo as etapas necessárias à aplicação do algoritmo. Na estimativa do R_n , considerada aqui como a primeira etapa, todos os dados de entrada foram derivados de produtos MODIS. Já na segunda etapa (balanço de energia) são utilizados, além dos dados orbitais, dados complementares de superfície.

A Figura 10 apresenta um organograma da estimativa do Saldo de Radiação adaptado às imagens MODIS.

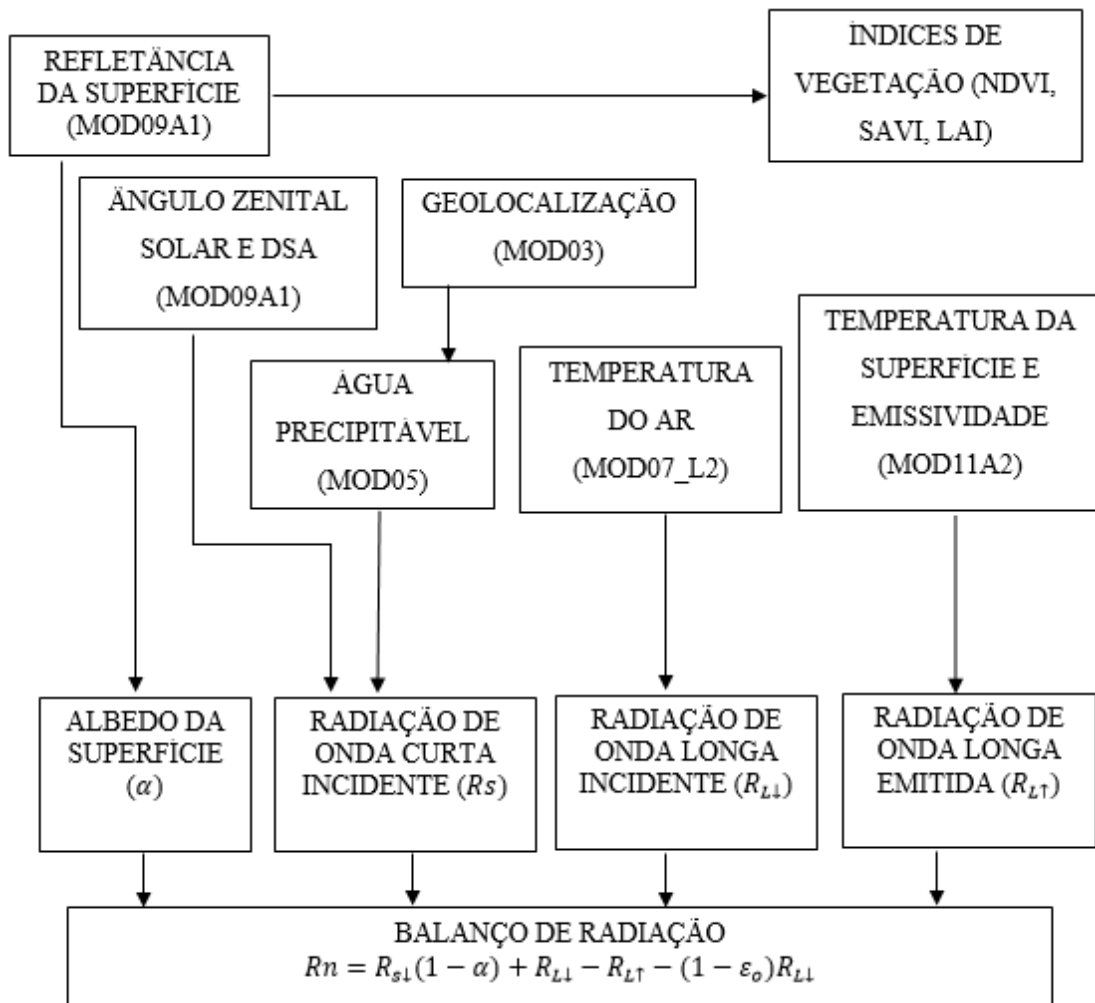


Figura 10: Organograma das etapas da obtenção do saldo radição, utilizado para o presente estudo, adaptado às imagens MODIS

Alguns produtos do sensor MODIS utilizados na pesquisa, como o MOD05 e o MOD07_L2, necessitam de programas específicos para importação e reprojeção, os quais são disponibilizados gratuitamente pela NASA. No caso do MOD05 utilizou-se o *MODIS Reprojection Tool Swath* (MRTSwath) juntamente com o produto de geolocalização MOD03. Já para o MOD07_L2 foi utilizado o *HDF-EOS to GeoTIFF Conversion Tool* (HEG). Posteriormente os produtos foram processados no programa ERDAS para obtenção das componentes do balanço de radiação.

A quantificação do R_n pode ser feita através da Equação 3:

$$Rn = R_{s\downarrow}(1 - \alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_o)R_{L\downarrow} \quad (3)$$

em que R_s (Wm^{-2}) é a radiação de onda curta incidente, α (adimensional) é o albedo da superfície; $R_{L\downarrow}$ (Wm^{-2}) é a radiação de onda longa incidente, proveniente da atmosfera; $R_{L\uparrow}$

(Wm^{-2}) é a radiação de onda longa emitida por cada pixel; e $(1 - \varepsilon_0) R_{L\downarrow}$ (Wm^{-2}) representa a fração de radiação de onda longa incidente que é refletida pela superfície e ε_0 é a emissividade da superfície (adimensional). O termo αR_s (Wm^{-2}) representa o fluxo de radiação de onda curta refletido pela superfície.

5.2.1 As componentes do balanço de radiação

As componentes do balanço de radiação, apresentadas na Equação 3, foram todas estimadas a partir de produtos MODIS para posterior validação através dos dados das duas torres de fluxo.

O albedo é definido pela razão entre a radiação solar global refletida por cada pixel e a radiação solar incidente no mesmo, em todo o domínio da radiação de onda curta (0,3 a 3,0 μm). Para a sua determinação, no intuito de uma melhor precisão das estimativas, foram utilizados dois métodos: um proposto por Liang (2000) e outro por Tasumi et al. (2008). O albedo segundo o método Liang (2000) - α_L é dado pela equação:

$$\alpha_L = 0,160 \cdot \rho_1 + 0,291 \cdot \rho_2 + 0,243 \cdot \rho_3 + 0,116 \cdot \rho_4 + 0,112 \cdot \rho_5 + 0,081 \rho_7 - 0,0015 \quad (4)$$

onde $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_7$, representam as refletâncias monocromáticas relativas a cada uma das seis bandas espectrais do MODIS, distribuídas por meio do produto MOD09A1, e são adimensionais.

Para a estimativa do albedo conforme a metodologia descrita em Tasumi et al. (2008) - α_T , utilizou-se a Equação 5:

$$\alpha_T = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} w_b] \quad (5)$$

onde os pesos w_b são os coeficientes de ponderação que representam a fração da radiação solar que ocorre no intervalo espectral da banda específica, constantes no Quadro 2; n é o número de bandas correspondente e $\rho_{s,b}$ é a refletância espectral à superfície, obtida do produto MOD09A1.

Quadro 2: Coeficientes de ponderação (w_b) da Equação (5), para uso em imagens MODIS (Tasumi et al., 2008)

Coeficiente	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7
w_b	0,215	0,215	0,242	0,129	0,101	0,062	0,036

A radiação de onda curta incidente ($R_{S\downarrow}$) corresponde ao fluxo de radiação solar (direta e difusa) que atinge a superfície terrestre e que para condição de céu claro pode ser obtida, segundo Allen et al. (2007), por:

$$R_{S\downarrow} = \frac{S_0 \cdot \cos\theta_z \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (6)$$

onde S_0 é a constante solar (1367 Wm^{-2}); θ_z é ângulo zenital solar, em graus, obtido do produto MOD09A1; d^2 = quadrado da distância relativa Terra-Sol, obtido segundo Duffie e Beckman (1991) segundo:

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033 \cos(DOA2\pi/365)} \quad (7)$$

onde DOA é o dia de ordem do ano.

Já a transmissividade atmosférica (τ_{sw}) foi estimada através de duas diferentes metodologias:

a) de acordo com Allen et al. (1998):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z \quad (8)$$

onde z representa a altitude de cada pixel da imagem, que foi obtido do modelo de elevação digital (DEM, em inglês) gerado pelo SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), junto ao site <http://srtm.csi.cgiar.org>.

b) conforme Allen et al. (2007) por:

$$\tau_{sw} = 0,35 + 0,627 \exp \left[\frac{-0,00146P}{k_t \cos\theta_z} - 0,075 \left(\frac{W}{\cos\theta_z} \right)^{0,4} \right] \quad (9)$$

em que θ_z é o ângulo zenital solar, obtido do produto MOD09A1; P é a pressão atmosférica média em kPa ; k_t é o coeficiente de turbidez da atmosfera, sendo $k_t = 1$ para céu claro e $k_t = 0,5$ para turbidez extrema (ALLEN, 1996); W é a água precipitável (mm), obtida do produto MOD05.

Foi realizada para o presente estudo, uma comparação entre os valores da água precipitável (W) obtida do produto MOD05 com os estimados a partir de dados de superfície utilizando a equação proposta por Garrison & Adler (1990):

$$W = 0,14e_a P_{air} + 2.1 \quad (10)$$

onde e_a é a pressão de vapor próximo à superfície (KPa), P_{air} é a pressão atmosférica, ambos obtidos de dados de superfície.

A pressão atmosférica, na Equação 9, pode ser obtida conforme (ASCE-EWRI, 2005):

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5,26} \quad (11)$$

onde z (m) é a altitude, representada pelo DEM. Embora se tenha medias de pressão pontuais, optou-se por utilizar o seu valor como imagem, gerada pela Equação 11.

A radiação de onda longa incidente, emitida pela atmosfera na direção da superfície - $R_{L\downarrow}$ (Wm^{-2}), foi obtida através da equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (12)$$

em que T_a é a temperatura do ar próximo à superfície (obtida do produto MOD07_L2), σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$) e ε_a é a emissividade atmosférica, calculada segundo modelo proposto por Bastiaanssen et al. (1998), qual seja:

$$\varepsilon_a = a(-\ln \tau_{SW})^b \quad (13)$$

onde a e b são coeficientes de calibração cujos valores, de acordo com Bastiaanssen et al. (1998), são respectivamente iguais a 1,08 e 0,265. Uma segunda estimativa, através da Equação 13, foi realizada utilizando-se os coeficientes a e b conforme Allen et al. (2002), que são respectivamente 0,85 e 0,09. Assim, pretende-se analisar a diferença na radiação de onda longa incidente, devido às estimativas das emissividades, ao comparar-se com os dados de superfície.

A radiação de onda longa emitida por cada pixel - $R_{L\uparrow}$ (Wm^{-2}) foi calculada também segundo a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_s^4 \quad (14)$$

onde ε_0 é a emissividade de cada pixel e T_s (K) é a temperatura da superfície, obtidos do produto MOD11A2. A emissividade da superfície foi considerada igual à média aritmética das emissividades das bandas 31 e 32, conforme proposto por Bisht et al. (2005).

A primeira etapa do estudo consiste, portanto, da estimativa do R_n . Visando averiguar o impacto da consideração do teor de água na atmosfera no resultado do mesmo, a metodologia objetivou gerar as cartas do R_n , com base na Equação 3, utilizando a transmissividade proposta na Equação 8 (Saldo 1) e à proposta na Equação 9 (Saldo 2). O albedo Liang foi utilizado no cômputo do Saldo 1 e o Albedo Tasumi no cômputo do Saldo 2. A radiação de onda longa incidente, para o Saldo 1, foi estimada a partir da emissividade que utiliza a calibração para a e b de acordo com Bastiaanssen et al. (1998). Para o Saldo 2, a estimativa de $R_{L\downarrow}$ foi baseada na calibração de a e b proposta por Allen et al. (2002). A radiação de onda longa emitida foi estimada da mesma forma nas duas propostas.

5.2.2 As componentes do Balanço de Energia e a Evapotranspiração

Nessa subseção serão descritos os procedimentos para a obtenção das componentes do balanço de energia e da evapotranspiração diária. Para a superfície da Terra, tem-se:

$$Rn - G - LE - H = 0 \quad (15)$$

onde Rn é o saldo de radiação (Equação 3), G é o fluxo de calor no solo, LE é o fluxo de calor latente e H é o fluxo de calor sensível, todos em unidades de Wm^{-2} . Os vários termos na Equação 15 podem ser positivos ou negativos, sendo o Rn positivo a energia é fornecida à superfície e retirada da mesma nos casos de G , LE e H positivos.

O fluxo de calor no solo (G) será estimado de acordo com a equação descrita em Bastiaanssen (2000):

$$\frac{G}{R_n} = \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \quad (16)$$

onde: T_s é a temperatura da superfície, α o albedo de superfície, Rn o saldo de radiação e $NDVI$ é o índice de vegetação por diferença normalizada, descrito em seguida. Para os corpos d'água o fluxo de calor foi tomado como sendo 30% de Rn de acordo com (Bezerra et al., 2008).

O Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index* - $NDVI$) é a razão entre as diferenças na refletividade das bandas do infravermelho próximo (ρ_{IV}) e do vermelho (ρ_V) e a soma delas:

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \quad (17)$$

para o sensor MODIS – Terra, ρ_{IV} corresponde ao canal 2 e ρ_V ao canal 1.

Valores de $NDVI > 0$ indicam solo ou vegetação, já $NDVI \leq 0$ indicam água ou neve (Allen et al., 2007).

Muitas vezes são encontrados diferentes valores de $NDVI$ para quantidades iguais de vegetação, por isso é comum a utilização de outros tipos de índice de vegetação, que levam em conta os efeitos do solo e a área do dossel. Esses novos índices, mostrados adiante, são úteis na determinação de alguns parâmetros para as escolhas de pixels âncora, utilizados na estimativa do fluxo de calor sensível.

O SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) - índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo, é um índice que visa amenizar a influência da resposta espectral do solo no índice de vegetação mediante um fator de ajuste (L) e será estimado pela relação de (Huete, 1988):

$$SAVI = \frac{(1 + L)(\rho_{t,4} - \rho_{t,3})}{L + \rho_{t,4} + \rho_{t,3}} \quad (18)$$

O valor mais frequentemente utilizado para L é 0,5 (Allen et al., 2007). Estudos realizados para Idaho em 2001 utilizaram para L o valor de 0,1, que se mostrou mais adequado para reduzir o efeito da umidade do solo na variação do SAVI (Tasumi, 2003). O autor ainda relata que provavelmente este pequeno valor para L comparado com o valor geral 0,5, indica que a variação na cor/estrutura do solo é relativamente pequena dentro de uma imagem Landsat e, portanto, nenhum grande ajuste é requerido. No presente estudo será empregado para L o valor 0,5, mesmo valor utilizado para imagens MODIS por Andrade (2008).

O LAI (*Leaf Area Index*) - Índice de Área Foliar, é a razão da área total das folhas pela área da superfície que é um indicador da biomassa e resistência do dossel ao fluxo de vapor (Allen et al., 2007) podendo ser calculado pela equação empírica descrita em Allen et al (2002):

$$LAI = - \frac{\ln[(0,69 - SAVI)/0,59]}{0,91} \quad (19)$$

O fluxo de calor sensível (H) será estimado segundo Bastiaanssen et al. (1998):

$$H = \rho c_p \frac{dT}{r_{ah}} \quad (20)$$

Onde ρ corresponde a massa específica do ar, c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), dT é a diferença de temperatura entre dois níveis Z_1 e Z_2 e r_{ah} é a resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m^{-1}). A r_{ah} é determinada inicialmente considerando-se a situação inicial de neutralidade da atmosfera:

$$r_{ah_{inicial}} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{k * u_*} \quad (21)$$

onde: z_1 (0,1 m) e z_2 (2,0 m) são as alturas em metros acima da superfície, de acordo com Allen et al. (2002), k é constante de von Karman (0,41) e u_* é a velocidade de fricção do vento (m s^{-1}), na altura de 2m.

$$u_* = \frac{k * u_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om_{inicial}}}\right)} \quad (22)$$

onde u_x é a velocidade do vento (m s^{-1}) na altura z_x (m) e $Z_{om_{inicial}}$ é o parâmetro de rugosidade inicial, estimado através da altura média da vegetação, obtido através da equação apresentada por Brutsaert (1982):

$$Z_{om_{inicial}} = 0,123 h \quad (23)$$

em que h é a altura média da vegetação (m). Para a área de Caatinga será considerado $h=7$ m. De posse de u_* determina-se a velocidade do vento em uma altura onde se considera que os efeitos da rugosidade da superfície possam ser desprezados:

$$u_{200} = u_* \frac{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)}{k} \quad (24)$$

Considera-se a hipótese de que u_{200} é constante para toda a área e, então, estima-se u_* para cada pixel da imagem:

$$u_* = \frac{u_{200} \cdot k}{\ln\left(\frac{200}{Z_{om}}\right)} \quad (25)$$

onde Z_{om} é obtido segundo equação descrita em Bastiaanssen (2000):

$$Z_{om} = \exp(-5,809 + 5,62 SAVI) \quad (26)$$

em que: SAVI é o índice de vegetação ajustado para os efeitos do solo.

A partir dos valores de u_* , ainda admitindo a atmosfera em condições de estabilidade neutra, estima-se a resistência aerodinâmica ($r_{ah_{inicial}}$) para cada pixel da imagem através da Equação 21.

O cálculo de dT deve ser realizado através de uma calibração interna para cada imagem de satélite, a partir da escolha de dois pixels “extremos” (o pixel quente e o pixel frio). O pixel frio é geralmente escolhido em um local como um corpo d’água ou uma superfície irrigada, onde H e dT são fixados como zero. O pixel quente é arbitrado em solo exposto, onde o calor latente é considerado nulo (BASTIAANSEN et al., 1998). A seleção dos pixels âncoras, para coincidir com o mais úmido e mais seco elemento da superfície é feita com a ajuda das distribuições espaciais de temperatura obtidas dos dados de satélite (BASTIAANSEN, 2000). É então construída uma relação linear entre dT e T_s :

$$dT = a + bT_s \quad (27)$$

Os coeficientes a e b são, então, determinados aplicando-se a equação do balanço de energia, considerando-se as condições arbitradas para os pixels extremos:

$$a = -bT_{sfrio} \quad (28)$$

onde T_{sfrio} , é a temperatura do pixel frio selecionado.

$$H_{quente} = \rho c_p \frac{a + bT_{squente}}{r_{ah}} = R_n - G \quad (29)$$

com $T_{squente}$, R_n , G e r_{ah} obtidos do pixel quente selecionado.

Dessa forma, se tem um sistema formado pelas Equações 27, 28 e 29 e duas incógnitas a e b . Determina-se, então, dT no pixel quente por meio da Equação 29. Rearranjando as Equações 27 e 28 determina-se b através da Equação 30 e o valor de a pela Equação 28.

$$b = \frac{dT}{(T_{s_{quente}} - T_{s_{frio}})} \quad (30)$$

A primeira estimativa do fluxo de calor sensível H , calculado de acordo com a Equação 20 é então usado para a correção integrada de estabilidade usando a Teoria de Similaridade de Monin Obukhov, o que permite uma segunda e melhor estimativa de u_* (BASTIAANSSEN, 2000). O valor de H corrigido, para estabilidade atmosférica, é obtido por meio de um processo de iteração realizado até a convergência dos valores de r_a e dT (ALLEN et al., 2002).

O comprimento de Monin Obukhov - L (m), utilizado para definir as condições de estabilidade da atmosfera será estimado segundo a Equação 31, descrita em Bastiaanssen (1995):

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{kgH} \quad (31)$$

onde g corresponde a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$).

As condições de estabilidade são determinadas por L de maneira que $L < 0$ representa instabilidade atmosférica, $L > 0$ representa estabilidade atmosférica e para $L = 0$ a atmosfera apresenta-se neutra. As determinações de tais condições consideram os transportes de momento (Ψ_m) e de calor (Ψ_h) e seguem as formulações de Paulson (1970 apud BASTIAANSSEN, 1995, p. 38-39) e Webb (1970 apud BASTIAANSSEN, 1995, p. 39):

Para $L < 0$:

$$\Psi_{m(200m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(200)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(200)}^2}{2}\right) - 2 \arctg(x_{(200)}) + 0,5\pi \quad (32)$$

$$\Psi_{h(2m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(2m)}^2}{2}\right) \quad (33)$$

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2 \ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}^2}{2}\right) \quad (34)$$

onde

$$x_{(200m)} = \left(1 - 16 \frac{200}{L}\right)^{0,25} \quad (35)$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16 \frac{2}{L}\right)^{0,25} \quad (36)$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16 \frac{0,1}{L}\right)^{0,25} \quad (37)$$

Para $L > 0$:

$$\Psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{200}{L}\right) \quad (38)$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \quad (39)$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left(\frac{0,1}{L}\right) \quad (40)$$

Realizadas as estimativas de ψ_m e de ψ_h pode-se gerar o valor de u_* corrigido (u_{*cor}):

$$u_{*cor} = \frac{u_{(200)*k}}{\ln\left(\frac{200}{z_{om}}\right) - \Psi_{m(200m)}} \quad (41)$$

sendo $\psi_{m(200)}$ o fator de correção para o transporte de momento em cada pixel da imagem.

Realizada a correção de u_* e de posse das correções de estabilidade para o transporte de calor ($\psi_{h(2m)}$ e $\psi_{h(0,1m)}$), efetua-se a correção para a resistência aerodinâmica ao transporte de calor

$$r_{ahcor} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right) - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{k * u_{*cor}} \quad (42)$$

De posse de u_{*cor} e r_{ahcor} retorna-se ao cálculo de dT repetindo o processo até a obtenção da estabilidade dos valores de dT e r_a . Esse processo iterativo está descrito no organograma da Figura 11.

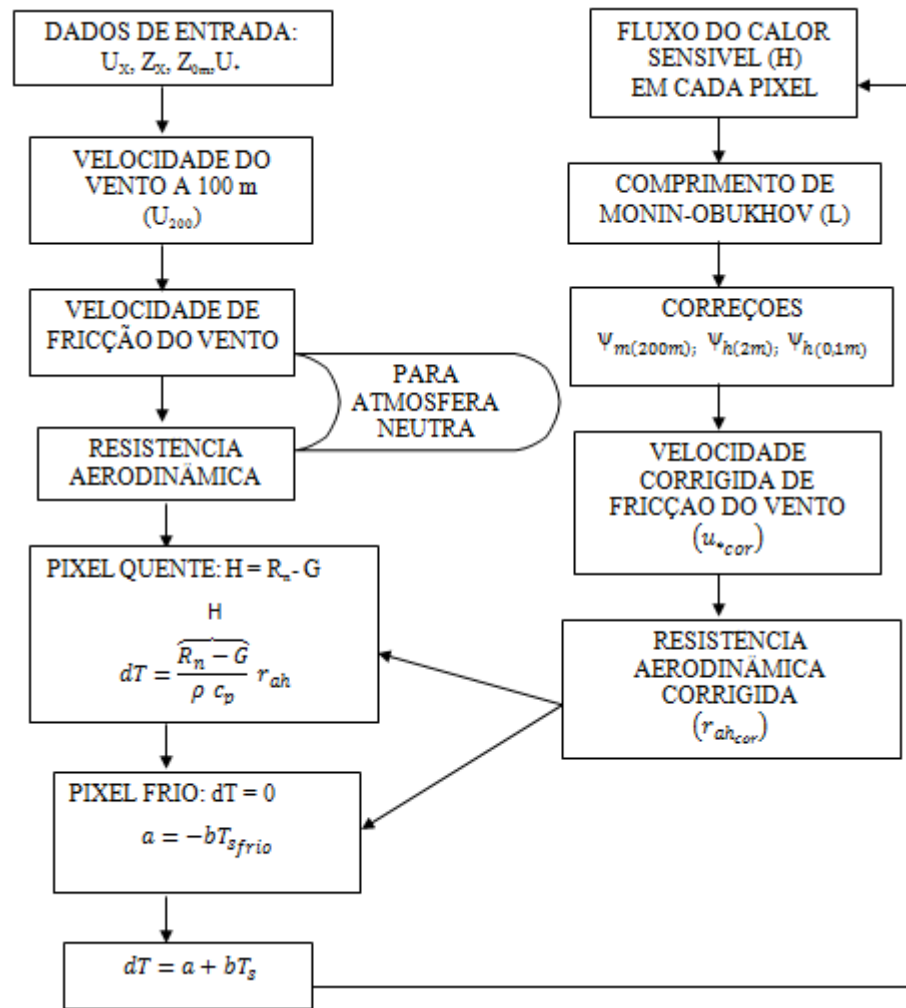


Figura 11: Organograma do processo iterativo para o cálculo de H

O fluxo de calor latente foi estimado como resíduo da Equação 15, ao forçar o fechamento do balanço de energia.

5.2.3 A estimativa da evapotranspiração diária

A evapotranspiração, uma das variáveis chaves no ciclo do carbono, é uma componente do balanço hídrico e parte integrante do particionamento da energia à superfície (RUNNING et al., 1999). Para efetuar sua estimativa na escala diária, parte-se do pressuposto que a fração evaporativa instantânea é constante para o período de 24 horas. Bastiaanssen et al., (1997) e Bastiaanssen (2000) citam que a fração evaporativa é um indicador relativamente constante do particionamento de energia à superfície durante as horas de luz diárias, já que trabalhos comprovam que diferentes indicadores de disponibilidade de umidade do solo têm um ciclo

diurno muito limitado. Os autores ainda citam que isto melhora a utilidade de imagens de satélite instantâneas para estudar as interações entre a superfície terrestre e atmosfera.

Com a obtenção de R_n , G , H e LE , todos em unidades de Wm^{-2} , a fração evaporativa Λ é estimada de acordo com a Equação 43:

$$\Lambda = \frac{LE}{R_n - G} \quad (43)$$

A evapotranspiração real diária ($mm \text{ dia}^{-1}$) será então estimada através da Equação 44:

$$ET_{24h} = \frac{86400\Lambda R_{n24h}}{\lambda\rho_w} \quad (44)$$

onde λ é o calor latente de vaporização da água ($J \text{ Kg}^{-1}$), estimado segundo Harrison (1963 apud ALLEN et al., 1998) através da Equação 45; o fator $86400/\lambda$ é utilizado para converter ET de Wm^{-2} para $mm \text{ dia}^{-1}$; ρ_w é a densidade da água ($Kg \text{ m}^{-3}$).

$$\lambda = [2,501 - 0,00236(T_a - 273,16)] * 10^6 \quad (45)$$

onde T_a é a temperatura do ar, obtida de produto MODIS, em K. É importante ressaltar que o valor de λ varia apenas ligeiramente ao longo de intervalos normais de temperatura. Em muitos casos um valor único pode ser adotado (para $T = 20 \text{ }^\circ\text{C}$): $\lambda = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ (ALLEN et al., 1998).

O saldo de radiação médio ocorrido no período de 24 horas (R_{n24h}), em Wm^{-2} , é obtido através da Equação 46, desenvolvida por Slob (De Bruin, 1987):

$$R_{n24h} = (1 - \alpha)R_{S\downarrow 24h} - a\tau_{sw24h} \quad (46)$$

onde α é o albedo da superfície, $R_{S\downarrow 24h}$ é a radiação solar incidente média diária (Wm^{-2}) e a é um coeficiente de regressão entre o saldo de radiação de onda longa diário e a transmissividade atmosférica diária. O albedo da superfície é assumido como igual ao albedo durante a passagem do satélite e a radiação solar e transmissividade diárias são tomadas de medidas de campo (Bastiaanssen, 2000). O valor de a utilizado foi 110, de acordo com Bastiaanssen (2000) e posteriormente, utilizou-se o valor de 98,208, calibrado por Araújo (2010) para região Nordeste do Brasil.

A transmissividade atmosférica média diária foi obtida através de:

$$t_{sw24h} = \frac{R_{S\downarrow 24h}}{R_{S\downarrow TOA24h}} \quad (47)$$

em que $R_{S\downarrow TOA}$ é a radiação solar diária incidente no topo da atmosfera (Wm^{-2}), calculada segundo procedimentos descritos em Iqbal (1984).

5.3 O PRODUTO MOD16

Para fins de comparação, são extraídos os valores de evapotranspiração obtidos a partir do produto MOD16A2, no qual a ET é estimada segundo metodologia descrita em Mu et al., (2007) que se baseia no método de Penman-Monteith e foi, posteriormente, aperfeiçoada por Mu et al. (2011). O produto MOD16A2 disponibiliza, entre outros, valores de ET com resolução espacial de 1 km para um período acumulado de 8 dias.

5.4 ESTIMATIVA DA GPP

5.4.1 O produto MOD17

O cálculo da GPP a partir do algoritmo GPP MODIS (MOD17A2) é baseado nos trabalhos feitos por Monteith (1972) relacionando a fotossíntese bruta à quantidade de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) absorvida por biomassa fotossintética e um termo de eficiência de conversão (HEINSCH et al. 2006), tal que:

$$GPP = \varepsilon \times fPAR \times PAR \quad (48)$$

onde ε é a eficiência de conversão do uso da radiação (*radiation use conversion efficiency - RUE*) pela vegetação (Kg C MJ^{-1}), PAR é a radiação fotossinteticamente ativa (MJ d^{-1}), fPAR é a fração da PAR incidente que é absorvida pelo dossel.

A RUE (quantidade de carbono que um tipo de vegetação específica pode produzir por unidade de energia ε) é calculada como

$$\varepsilon = \varepsilon_{MAX} \times m(T_{min}) \times m(VPD) \quad (49)$$

onde ε_{max} é a eficiência máxima de conversão de um bioma específico, $m(T_{min})$ é um multiplicador que reduz a eficiência de conversão quando as baixas temperaturas limitam o funcionamento das plantas, e $m(VPD)$ é um multiplicador usado para reduzir a máxima eficiência de conversão quando o déficit de pressão de vapor (VPD) é alto o suficiente para inibir a fotossíntese. Os multiplicadores de escala linear de 0 (inibição total) a 1 (nenhuma inibição) para uma série de biomas, são listados em uma *Biome Properties Look-Up Table*

(BPLUT). O efeito da disponibilidade de água no solo não está incluído no algoritmo GPP. Para considerar parcialmente esta questão, a sensibilidade para VPD é aumentada no modelo como um substituto para os efeitos da seca (HEINSCH et al., 2006). Maiores detalhes sobre a derivação do algoritmo e os valores utilizados na BPLUT podem ser encontrados em Heinsch et al. (2003).

Os dados MODIS necessários ao estudo estão disponíveis no endereço: <http://reverb.echo.nasa.gov/>. Foram efetuados recortes do produto MOD17A2 centrados na área de localização das torres e, depois de efetuada a correção para o produto, como descrito no Quadro 1, os valores do fluxo de CO₂ serão comparados aos obtidos por meio do experimento de campo. É interessante analisar a precisão do algoritmo na estimativa, já que o mesmo é aplicado à escala global, e os parâmetros utilizados nas equações, para os diversos biomas, não incluem a Caatinga, sendo a Savana Arbórea o bioma que mais se assemelha a este.

5.4.2 Estimativa da GPP a partir dos dados das torres de fluxo

A variável chave no ciclo do carbono é a troca líquida de CO₂ entre o ecossistema e a atmosfera (NEE), que é a (pequena) diferença entre a captação fotossintética de CO₂ diurna e perdas respiratórias de CO₂ durante a noite. Se a captação fotossintética prevalece sobre as perdas respiratórias, NEE, de acordo com notação meteorológica, é negativo e o ecossistema é dito ser um sumidouro de CO₂. Por outro lado, NEE é positivo e o ecossistema é dito ser uma fonte de CO₂ se as perdas excederem a absorção (WOHLFAHRT et al., 2005). NEE fornece informações sobre a duração da estação ativa e a força dos processos componentes, fotossíntese e respiração. GPP é o CO₂ absorvido para a fotossíntese da vegetação e R_e representa CO₂ liberado através da respiração do solo, raízes, caules e folhas de plantas. (BHATTACHARYYA et al., 2013).

As torres micrometeorológicas medem GPP indiretamente como a diferença entre a troca líquida do ecossistema (NEE) e a respiração do ecossistema (R_e) durante períodos de luz do dia. Um aumento do número de torres de fluxo locais está produzindo GPP com relevância para validar produtos MODIS (TURNER et al., 2003).

Muitos estudos têm utilizado a GPP obtida a partir de dados de torres de fluxo (GPP_{torre}) para validar GPP estimada por dados MODIS (TURNER et al., 2003, 2006; RUNNING et al., 2004; JAHAN & GAN, 2013; JIANG et al., 2013). A troca líquida do ecossistema (NEE) é

obtida através do método *eddy covariance* em função da flutuação média da velocidade vertical do vento e a flutuação na concentração de CO₂. De acordo com JIANG et al., (2013), para conseguir a correspondência temporal, GPP_{torre} deve ser agregado em iguais compartimentos de 8 dias como a GPP MODIS.

No presente estudo, a GPP do ecossistema, estimada a partir dos dados das torres de fluxo, foi utilizada para posterior comparação com a GPP obtida a partir do produto MOD17A2. Através do método *eddy covariance* foi estimada a troca líquida do ecossistema (NEE), que foi então particionada em GPP e R_e. A GPP_{torre} foi estimada através da Equação 50:

$$GPP = NEE + R_e \quad (50)$$

onde R_e é representa a respiração do ecossistema.

Para o período noturno, como não ocorre assimilação de CO₂ pela vegetação, pode-se assumir que a GPP é nula, daí:

$$NEE = R_e \quad (51)$$

R_e diário foi obtido por meio da integração de dados de NEE noturno de meia em meia hora.

5.4.3. Modelo para estimativa da GPP a partir de dados MODIS

Com o intuito de utilizar a Equação 48 para a estimativa da GPP em escala menor, foi utilizado modelo modificado por Bastiaanssen & Ali (2003) e já aplicado na região Nordeste por Silva et al. (2013), o qual combina o modelo proposto por Monteith (1972) que se baseia na radiação fotossinteticamente ativa (PAR), com o modelo de eficiência do uso da luz de Field et al., (1995) e o modelo do balanço de energia de Bastiaanssen et al. (1998). PAR da Equação 48, radiação fotossinteticamente ativa, é estimada a partir da Equação 52:

$$PAR = 0,48 \cdot R_{s24h} \quad (52)$$

com R_{s24h} em W.m⁻².

O parâmetro ε na Equação 48, foi estimado através da Equação 53:

$$\varepsilon = \varepsilon_{MAX} \cdot T_1 \cdot T_2 \cdot \Lambda \quad (53)$$

onde Λ é a fração evaporativa, já estimada através da Equação 43, $\varepsilon_{m\acute{a}x}$ é a eficiência máxima do uso da luz pela vegetação, cujo valor considerado foi 2,15 g C MJ⁻¹ (MONTEITH et al., 1972; SILVA et al., 2013). T₁ e T₂ são estimados por:

$$T_1 = 0,8 + 0,02T_{opt} - 0,005T_{opt}^2 \quad (54)$$

$$T_2 = \frac{1}{1+\exp(0,2T_{opt}-10-T_{dia})} * \frac{1}{1+\exp[0,3(-T_{opt}-10+T_{dia})]} \quad (55)$$

onde T_{opt} , T_{dia} são, respectivamente, a temperatura do ar média durante o mês de máximo índice de área folhear ou máximo NDVI e a temperatura média diária.

O fator T_1 é essencialmente responsável por reduzir o efeito que regiões mais frias exercem sobre o crescimento das plantas ao passo que o fator T_2 reduz a eficiência do uso da luz ϵ se a temperatura ambiente começa a desviar-se da temperatura óptima e isso é relevante para as regiões áridas e semi-áridas.

A estimativa de $fPAR$ da Equação 48 se deu através da Equação 56, utilizada por Bastiaanssen & Ali (2003):

$$fPAR = (-0,161 + 1,257NDVI) \quad (56)$$

onde NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada.

A Figura 12 apresenta o fluxograma que descreve as etapas para a obtenção da GPP modelada a partir de dados MODIS e dados da torre.

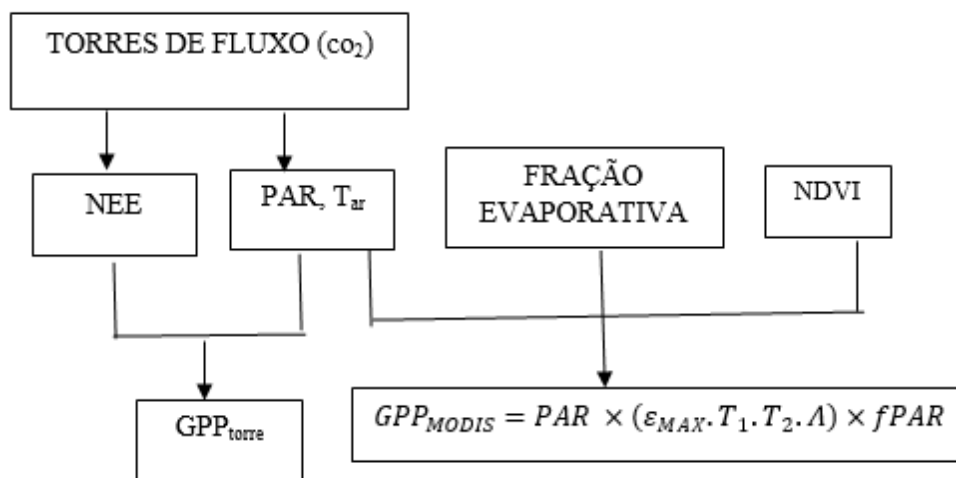


Figura 12: Diagrama esquemático da obtenção da GPP obtida a partir dos dados da torre e da GPP estimada por dados MODIS (Adaptado de Jiang et al.; 2013)

5.5 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Para a análise dos resultados utilizou-se o Erro Médio Percentual - EMP, o Erro médio absoluto - EMA, o coeficiente de determinação - R^2 , o coeficiente de correlação - r , raiz do erro quadrático médio (REQM), representados pelas expressões:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X'_i - X_i| \quad (57)$$

$$EMP = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X'_i - X_i}{X_i} \right| \quad (58)$$

$$REQM = \left(\frac{\sum_i^N (X' - X)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (59)$$

onde X corresponde ao valor observado, ao valor estimado, \bar{X} ao valor médio observado e N a quantidade de dados analisados.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 ÁGUA PRECIPITÁVEL (PRODUTO MOD05) E TEMPERATURA DO AR (PRODUTO MOD07_L2)

Verifica-se a partir da Tabela 1 os valores de água precipitável, estimados a partir do produto MOD05 e obtidos através de dados de superfície, na área em recuperação. A variação espacial dos valores, em milímetros, é apresentada na Figura 13. É importante citar que os valores considerados como observados são obtidos ao utilizar-se na Equação 10 as medidas, a cada meia hora, de pressão de vapor e pressão atmosférica obtidas na torre experimental.

Tabela 1: Valores de água precipitável, estimados a partir dos dados de superfície (observado) e através do produto MOD05 (estimado) e Erro relativo percentual (%), na área de Caatinga em recuperação.

DOA	Observado (mm)	(Estimado) MOD05 (mm)	EP (%)
25	27,3	26,9	1,3
65	26,2	28,6	8,3
73	45,4	29,3	54,8
81	29,6	41,3	39,8
89	26,4	24,6	6,8
105	29,7	38,5	29,5
129	32,4	37,4	15,2
169	31,5	32,0	1,5
201	32,5	26,0	20,1
209	26,1	27,0	3,2
233	28,9	27,1	6,2
265	-	27,7	-
281	24,4	22,8	6,4
289	27,2	22,9	15,8
337	28,4	32,2	13,7
345	25,8	32,0	23,8
Média	29,5	29,8	16,40

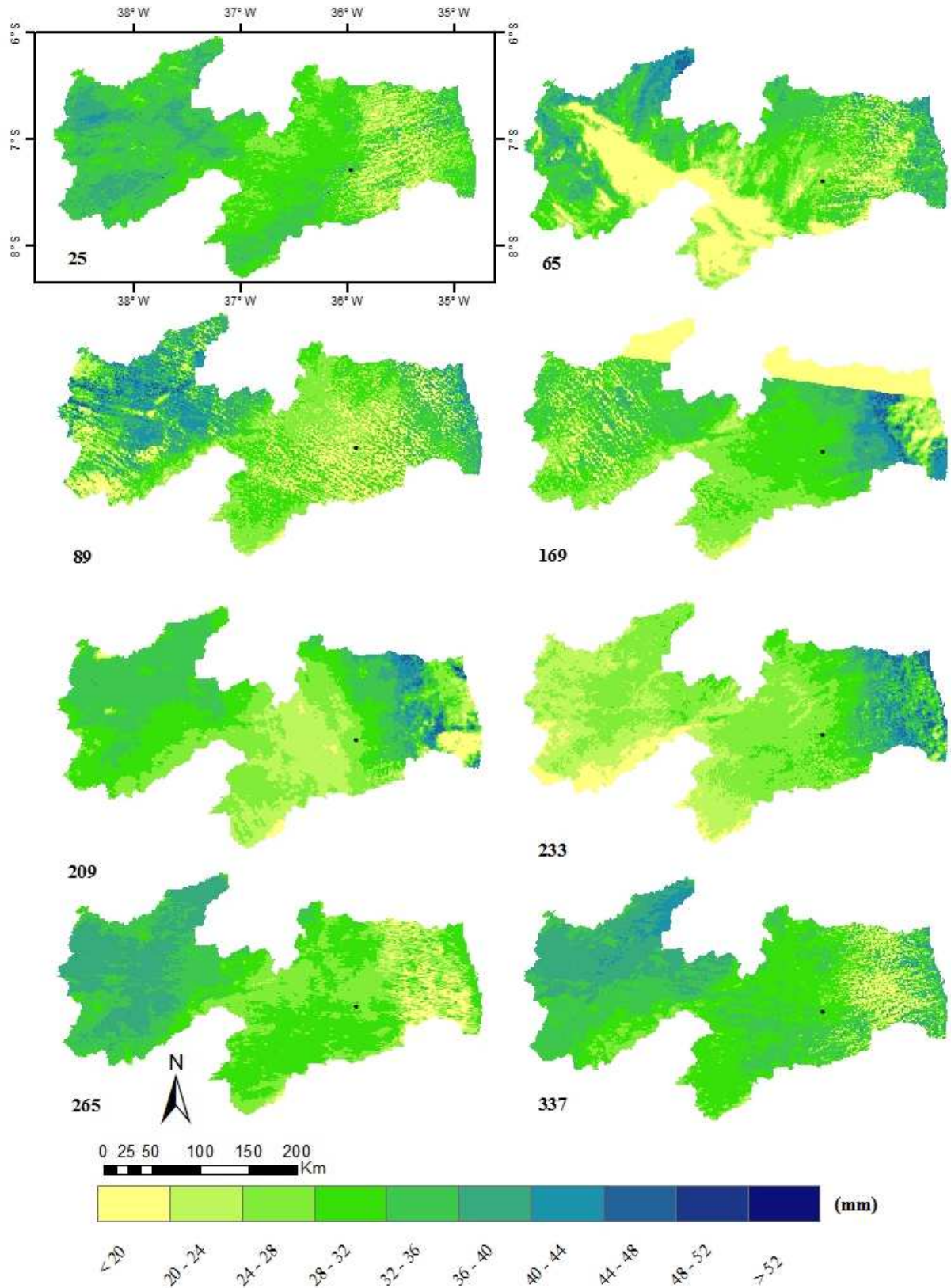


Figura 13: Distribuição espacial da água precipitável, em mm, obtida de produto MOD05, para os dias de ordem 25, 65, 89, 169, 209, 233, 265, 337. O ponto marcado na figura representa o local onde está instalada a torre micro meteorológica da área em recuperação (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

Os resultados evidenciam o êxito em se utilizar o produto MOD05 na referida área de estudo, visto que os resultados se apresentam próximos dos valores pontuais medidos na área de Caatinga em recuperação. Da mesma forma, a variação espacial condiz com o respectivo início do período em que se espera maior quantidade de chuva para a área estudada, na figura representado pelo dia 169 (18 de junho). O valor médio observado foi de 29,5 mm e estimado de 29,8 mm com um erro percentual médio de 16%.

Um importante feito, em se tratando da utilização de produtos derivados de satélite, é uma boa precisão na estimativa da temperatura do ar, visto que a disponibilidade de medidas de temperatura do ar está praticamente restrita a dados provenientes de estações meteorológicas, que nem sempre existem nos locais em estudo, ou a campanhas experimentais. Dessa forma, é interessante a validação de estimativas por sensoriamento remoto, o que dá margem para confiabilidade na sua utilização. Tendo em vista tal necessidade, o presente estudo utilizou dados provenientes do produto MOD07_L2, como substitutos para a temperatura do ar. O produto fornece a inferência de perfil atmosférico em vinte níveis de pressão, de 5 a 1000 hPa, e para maiores detalhes recomenda-se o artigo de Seemann et al. (2006).

A Tabela 2 apresenta os valores de temperatura do ar medidos e estimados a partir do MOD07_L2 para as duas áreas de estudo. Observa-se que o erro envolvido na estimativa é relativamente pequeno, especialmente quando levamos em conta a vantagem de não utilizar um valor pontual de temperatura, e sim uma imagem que compreende toda a heterogeneidade da área. Existe uma subestimativa com relação aos dados medidos, porém, com exceção do dia 65 (para a área em recuperação) e do dia 201 (área degradada) os valores estimados seguem o mesmo padrão dos observados, acompanhando os respectivos aumentos ou diminuições nos valores. Nota-se uma proximidade entre a temperatura do ar nas duas áreas para a maioria dos dias estudados. Para os dias estudados a temperatura média do ar obtida de dados MODIS foi igual para as duas áreas (25,9°C), já as medidas de campo resultaram em uma temperatura média de 28,1°C para a CREC e 27,2°C para a CDEG.

Tabela 2: Temperatura do ar (°C) observada (T_obs) e estimada (T_MODIS) a partir do produto MOD07_L2 para as duas áreas em estudo, com os respectivos erros relativos em porcentagem (EP); hora da passagem do satélite (horas) – Hora_pass.

DOA	Área em Recuperação				Área Degradada		
	Hora_pass (hora)	T_obs (°C)	T_MODIS (°C)	EP (%)	T_obs (°C)	T_MODIS (°C)	EP (%)
25	10,5	28,9	26,2	9,5	-	25,8	-
65	10,6	30,0	23,7	20,8	-	23,4	-
73	10,5	28,6	26,2	8,3	28,3	26,2	7,3
81	10,7	30,3	29,8	1,7	30,2	29,8	1,1
89	10,6	29,2	27,0	7,4	28,9	27,5	5,0
105	10,6	30,4	28,5	6,3	30,1	30,5	1,3
129	10,6	27,0	24,7	8,4	26,9	24,6	8,9
169	10,5	25,6	24,1	6,1	25,1	24,9	0,7
201	10,6	24,8	21,1	15,1	25,5	20,7	19,0
209	10,4	24,9	21,3	14,3	24,2	21,3	12,1
233	10,6	26,5	27,6	4,3	25,9	26,7	2,9
265	10,7	-	29,8	-	26,8	29,5	10,2
281	10,6	28,7	25,3	12,0	27,8	25,5	8,3
289	10,4	28,8	25,3	12,4	27,1	25,5	6,1
337	10,7	29,5	27,7	6,2	-	26,9	-
345	10,5	28,4	26,0	8,3	-	25,4	-
Média	10,6	28,1	25,9	9,4	27,2	25,9	6,9

6.2 AS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO

Na presente seção são apresentados os resultados das componentes do balanço de radiação observadas nas áreas das torres e estimadas a partir de dados provenientes do sensor MODIS. Deve ser registrado que os dados relativos às imagens diferem naturalmente dos observados, que são obtidos em intervalo de 30 min. Há uma diferença considerável no horário da passagem do Terra na área estudada e que afeta as comparações (Tabela 2). Para minimizar esse problema foi feita interpolação temporal sobre as médias semi-horárias, para poder efetuar a comparação entre os dados medidos e estimados.

6.2.1 Albedo da superfície

Na Tabela 3 encontram-se os valores do albedo da superfície observados em campo e estimados através das duas metodologias de sensoriamento remoto descritas, para as áreas de Caatinga em recuperação (CREC) e degradada (CDEG), com os respectivos erros relativos percentuais (EP).

Tabela 3: Albedo da superfície observado e estimado pelas metodologias propostas e seus respectivos erros relativos percentuais – EP (%).

DOA	Observado		Albedo Liang			Albedo Tasumi				
	CREC	CDEG	CREC	EP	CDEG	EP	CREC	EP	CDEG	EP
25	0,13	-	0,15	15,4	0,19	-	0,14	7,7	0,19	-
65	0,13	-	0,12	7,7	0,20	-	0,12	7,7	0,20	-
73	0,11	0,2	0,12	9,1	0,19	5,0	0,11	0,0	0,19	5,0
81	0,12	0,22	0,11	8,3	0,19	13,6	0,11	8,3	0,19	13,6
89	0,12	0,22	0,13	8,3	0,19	13,6	0,13	8,3	0,18	18,2
105	0,12	0,21	0,13	8,3	0,22	4,8	0,13	8,3	0,22	4,8
129	0,12	0,22	0,12	0,0	0,24	9,1	0,11	8,3	0,23	4,5
169	0,12	0,17	0,12	0,0	0,14	17,6	0,11	8,3	0,13	23,5
201	0,13	0,2	0,13	0,0	0,16	20,0	0,12	7,7	0,15	25,0
209	0,13	0,21	0,14	7,7	0,2	4,8	0,13	0,0	0,18	14,3
233	0,11	0,21	0,12	9,1	0,16	23,8	0,11	0,0	0,15	28,6
265	-	0,19	0,1		0,13	31,6	0,1	-	0,13	31,6
281	0,12	0,2	0,11	8,3	0,22	10,0	0,11	8,3	0,21	5,0
289	0,11	0,19	0,12	9,1	0,2	5,3	0,12	9,1	0,2	5,3
337	0,11	-	0,14	27,3	0,18	-	0,14	27,3	0,18	-
345	0,11	0,19	0,17	54,5	0,21	10,5	0,17	54,5	0,21	10,5
Média	0,12	0,20	0,13	11,5	0,19	13,1	0,12	10,9	0,18	14,6

Houve boa concordância entre os valores medidos e estimados para as duas metodologias, na maioria dos dias estudados. Exceto para o dia 345 na área em recuperação. O albedo médio observado foi de 0,12 para a área em recuperação e 0,20 para a área degradada. O albedo Liang médio foi de 0,13 para a CREC e de 0,19 para a CDEG e o albedo médio Tasumi foi de 0,12 para a CREC e 0,18 para a CDEG. Fica claro, portanto, os maiores valores de albedo para a CDEG, evidenciando que nessa área deve existir uma menor disponibilidade de energia.

Para a CREC não se consegue observar diferenciação nítida nos valores do albedo com relação ao período seco ou chuvoso. Já na CDEG, o dia 169 que corresponde a 18 de junho, apresenta o menor valor albedo com relação aos dias anteriores estudados, tanto com os valores observados como com os estimados a partir das metodologias propostas.

Bezerra et al (2014) em estudo realizado em área de Caatinga, na Unidade de Conservação do Parque Nacional da Fuma Feia entre os municípios de Mossoró e Baraúna – RN, encontraram que, em geral, as áreas com cobertura vegetal de Caatinga apresentaram albedo no intervalo de 0,10 a 0,15 e as áreas com cobertura vegetal de Caatinga mais densa no período de estiagem apresentaram valores entre 0,15 e 0,20, devido à perda da parte aérea do dossel foliar. Os autores utilizaram para o estudo seis imagens orbitais do TM/ LANDSAT 5 no período de 2007 a 2010. Borges (2011) encontrou para vegetação natural Caatinga, no município de Mossoró – RN, valores de albedo situando-se entre 0,12 e 0,14 para o instante da passagem do TM/Landsat 5 para os dias 31 de julho e 03 de outubro de 2009, acrescenta ainda que os valores não apresentaram grande variação durante o período de estudo. A partir de dados do sensor MODIS/Aqua, Nicácio (2008) encontrou valores de albedo variando de 0,13 a 0,17 para Caatinga densa e de 0,17 a 0,20 para Caatinga aberta. É importante salientar que a passagem do satélite Aqua ocorre por volta das 13 horas e 45 minutos. O referido autor cita que o albedo da superfície, estimado com o uso do sensor MODIS, apresentou o mesmo padrão de distribuição espacial que o obtido com o sensor TM/Landsat (passagem por volta das 9 horas e 30 minutos), sendo as estimativas mais elevadas a partir do MODIS, provavelmente como reflexo da variação do ângulo de elevação solar. Já com relação a comparação com as medições de campo ocorreu uma superestimativa em torno de 20%. Teixeira et al (2008), a partir de medidas de campo encontraram para Caatinga próxima a cidade de Lagoa Grande no estado de Pernambuco valores mínimos de 0,11 e máximos de 0,17 para o albedo nos anos de 2004 e 2005. Em área de Caatinga no município de Petrolina, Pernambuco, utilizando o albedo estimado a partir do produto pronto MOD43B3, Cunha (2013) observou uma pequena variabilidade sazonal e menores valores de albedo nos meses mais secos. A autora relata que as incertezas nos dados de albedo do MODIS também devem ser consideradas, uma vez que estes dados são estimados a partir de uma série temporal de 16 dias das observações multiangulares da reflectância, com resolução de 1 km. Ainda no referido trabalho, experimentos de conversão da cobertura da vegetação natural utilizando-se o modelo de superfície IBIS (*Integrated Biosphere Simulator*) levam a conclusão que a conversão da vegetação natural de Caatinga para Caatinga degradada ocasiona aumento do albedo médio anual da superfície de 0,16. Esse resultado corrobora com o presente trabalho, que também revela aumento no albedo médio entre a CREC e CDEG, sendo de 0,08 a partir dos dados das torres, e 0,06 a partir das estimativas Liang e Tasumi.

As distribuições espaciais do albedo da superfície estão mostradas na Figura 14, para alguns dias do estudo. A área degradada apresentou maiores valores, em comparação com a

área em recuperação. Esse resultado, que concorda com o esperado, evidencia que o solo mais exposto, devido à degradação, reflete mais energia devido ao albedo ser elevado.

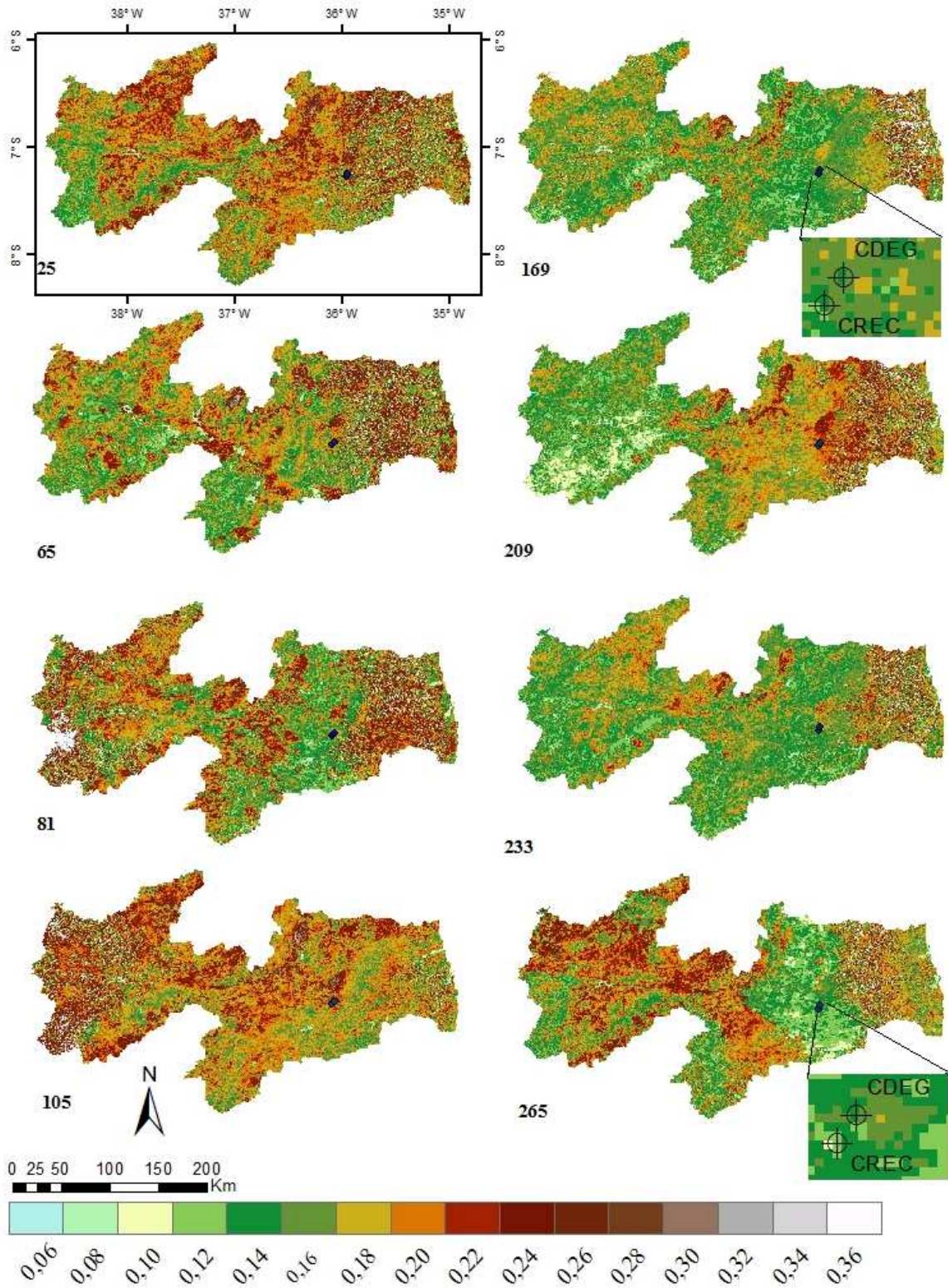


Figura 14: Distribuição espacial do albedo da superfície obtidas através das metodologias Liang para os dias sequenciais 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233 e 265. Em destaque os pontos correspondentes às torres micro meteorológicas da área de Caatinga em recuperação - CREC e degradada - CDEG (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

6.2.2 Radiação de onda curta incidente, radiação de onda longa incidente e radiação de onda longa emitida

Verifica-se a partir das Tabelas 4 e 5 os valores da radiação de onda curta incidente ($R_{s\downarrow}$) observada e estimada a partir das duas metodologias descritas. A $R_{s\downarrow 1}$ é estimada utilizando transmissividade constante para toda a imagem, já a $R_{s\downarrow 2}$ leva em consideração o teor de umidade da atmosfera. A $R_{s\downarrow 2}$ teve seus valores atenuados com relação a $R_{s\downarrow 1}$, e os erros relativos percentuais também foram menores. Fato observado, no entanto, é que os erros referentes às estimativas na área degradada foram substancialmente menores que na área em recuperação. Talvez um dos fatores que influenciam nesse aumento do erro seja a própria dinâmica vegetal da Caatinga. As árvores mudam de cor e, além disso, tem o fato de chegar mais radiação difusa na área degradada.

Os resultados para as estimativas da radiação de onda longa incidente - $R_{l\downarrow}$ (Tabelas 4 e 5) evidenciam uma subestimativa com relação aos dados medidos. Os erros envolvidos na estimativa da $R_{l\downarrow 2}$, estimada utilizando emissividade atmosférica com coeficientes calibrados por Allen et al (2002), são superiores aos da $R_{l\downarrow 1}$ que são estimados utilizando os coeficientes calibrados por Bastiaanssen et al. (1998). Fato observado é que a $R_{l\downarrow 1}$ resultou em valores bem mais próximos dos observados do que a $R_{l\downarrow 2}$. A radiação de onda longa emitida $R_{l\uparrow}$ estimada sofreu superestimativa, porém, os valores ficaram próximos dos medidos, resultando em menores erros relativos.

Tabela 4: Radiação de onda curta incidente observada – $R_{s\downarrow o}$ (Wm^{-2}), $R_{s\downarrow 1}$ é a $R_{s\downarrow}$ calculada usando a transmissividade dada pela Equação 8, $R_{s\downarrow 2}$ é a $R_{s\downarrow}$ estimada utilizando a transmissividade dada na Equação 9; $R_{l\downarrow o}$ - radiação de onda longa incidente observada, $R_{l\downarrow 1}$ é a $R_{l\downarrow}$ estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Bastiaanssen et al. (1998), e $R_{l\downarrow 2}$ é a $R_{l\downarrow}$ estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Allen (2000), $R_{l\uparrow o}$ é a radiação de onda longa emitida observada, $R_{l\uparrow 1}$ é a radiação de onda longa emitida da Equação 14, EP representa o erro relativo percentual (%)

Área de Caatinga em recuperação – CREC													
DOA	$R_{s\downarrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{s\downarrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{s\downarrow 2}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\downarrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{l\downarrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\downarrow 2}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\uparrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{l\uparrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)
25	769,4	881,3	14,5	866,7	12,6	491,6	351,4	28,5	346,2	41,4	495,0	527,7	6,6
65	749,3	938,8	25,3	931,6	24,3	496,1	340,0	31,5	334,1	47,6	499,5	529,8	6,1
73	694,0	930,3	34,1	887,7	27,9	487,2	351,7	27,8	349,6	39,1	489,4	494,6	1,1
81	772,7	961,0	24,4	927,4	20,0	506	368,6	27,2	365,3	38,2	509,1	488,9	4,0
89	677,6	918,5	35,6	910,9	34,4	490,7	355,4	27,6	349,3	39,8	493,4	519,8	5,3
105	728,2	909,6	24,9	873,4	19,9	507,8	362,4	28,6	359,6	40,9	510,9	537,1	5,1
129	555,9	928,4	67,0	894,3	60,9	472,7	344,7	27,1	341,8	38,0	474,5	460,1	3,0
169	641,2	862,7	34,5	828,9	29,3	466,4	341,6	26,8	339,0	37,3	468,3	449,2	4,1
201	655,1	869,2	32,7	847,9	29,4	459	328,1	28,5	324,1	41,1	460,7	447,4	2,9
209	677,5	826,3	22,0	798,0	17,8	460,6	329,3	28,5	326,2	40,8	462,6	435,1	5,9
233	665,2	929,8	39,8	915,7	37,7	471,5	358,3	24,0	352,9	33,1	473,9	461,9	2,5
265	-	1002,4	-	998,6	-	-	369,0		362,1	-	-	478,6	-
281	800,1	1004,7	25,6	1014,1	26,8	488,7	347,2	28,9	339,3	43,0	491,6	482,4	1,9
289	713,2	993,8	39,4	1002,3	40,5	488,6	347,2	28,9	339,4	43,0	491,4	495,7	0,9
337	774,7	897,7	15,9	875,8	13,0	496,6	358,6	27,8	354,3	39,7	499,9	502,6	0,5
345	642,9	898,1	39,7	876,8	36,4	485,8	350,6	27,8	346,8	39,6	488,7	491,4	0,5
Média	701,1	922,0	31,7	903,1	28,7	484,6	350,3	28,0	345,6	40,2	487,3	487,6	3,4

Tabela 5: Radiação de onda curta incidente observada – $R_{s\downarrow o}$ (Wm^{-2}), $R_{s\downarrow 1}$ é a $R_{s\downarrow}$ calculada usando a transmissividade dada pela Equação 8, $R_{s\downarrow 2}$ é a $R_{s\downarrow}$ estimada utilizando a transmissividade dada na Equação 9; $R_{l\downarrow o}$ - radiação de onda longa incidente observada, $R_{l\downarrow 1}$ é a $R_{l\downarrow}$ estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Bastiaanssen et al. (1998), e $R_{l\downarrow 2}$ é a $R_{l\downarrow}$ estimada a partir da Equação 12 com coeficientes da Equação 13 segundo Allen (2000), $R_{l\uparrow o}$ é a radiação de onda longa emitida observada, $R_{l\uparrow}$ é a radiação de onda longa emitida da Equação 14, EP representa o erro relativo percentual (%)

Área de Caatinga degradada – CDEG													
DOA	$R_{s\downarrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{s\downarrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{s\downarrow 2}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\downarrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{l\downarrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\downarrow 2}$ (Wm^{-2})	EP (%)	$R_{l\uparrow o}$ (Wm^{-2})	$R_{l\uparrow 1}$ (Wm^{-2})	EP (%)
25	-	881,6		856,9	-	-	349,8		345,9	-	-	528,6	-
65	-	939,1		930,0	-	-	340,3		334,7	-	-	487,9	-
73	851,6	930,6	9,3	888,3	4,3	485,2	351,6	27,5	349,6	28,0	487,7	495,9	1,7
81	906,4	961,4	6,1	934,8	3,1	508,9	368,5	27,6	364,5	28,4	512,8	518,8	1,2
89	798,3	918,9	15,1	906,7	13,6	488,1	357,5	26,8	352,0	27,9	491,7	526,9	7,2
105	849,5	910,0	7,1	874,1	2,9	507,9	372,0	26,8	369,2	27,3	512,0	561,3	9,6
129	766,1	867,8	13,3	861,6	12,5	476,1	343,8	27,8	337,8	29,0	478,5	482,7	0,9
169	756,7	863,3	14,1	831,1	9,8	464,0	345,5	25,5	342,6	26,2	466,4	446,5	4,3
201	777,9	887,4	14,1	885,4	13,8	466,7	326,2	30,1	320,0	31,4	469,4	430,3	8,3
209	771,8	827,0	7,2	800,1	3,7	457,5	329,1	28,1	325,9	28,8	460,5	439,4	4,6
233	790,0	930,4	17,8	917,3	16,1	471,1	353,8	24,9	348,4	26,1	474,2	453,2	4,4
265	895,5	1002,8	12,0	997,7	11,4	479,8	367,3	23,5	360,6	24,8	483,7	495,3	2,4
281	829,7	944,0	13,8	934,0	12,6	482,7	348,2	27,9	342,5	29,0	486,0	509,8	4,9
289	918,5	978,0	6,5	973,4	6,0	480,3	348,2	27,5	341,8	28,8	483,8	501,3	3,6
337	-	897,9		878,1	-	-	354,7		350,1	-	-	516,9	-
345	827,8	898,3	8,5	911,9	10,2	485,0	347,5	28,3	338,9	30,1	488,4	530,3	8,6
Média	826,1	914,9	11,1	898,8	9,2	481,0	350,3	27,1	345,3	28,1	484,2	495,3	4,7

São apresentadas as componentes nas Tabelas 4 e 5 no intuito de averiguar o impacto de seus valores no valor final do saldo de radiação. Pode-se concluir que ocorre uma superestimativa da radiação de onda curta incidente que é “compensada” por uma subestimativa na radiação de onda longa incidente que no final resultam em um R_n relativamente próximo aos dados medidos. Ficando a radiação de onda longa emitida com um erro pequeno (3,4% para a CREC e 4,7% para a CDEG). Porém, em se tratando de estudo ambiental, o albedo e o R_n são as variáveis que aparecem como resposta do ecossistema no equilíbrio energético, já que

indicam a disponibilidade de energia para a realização dos processos físicos. Dessa forma, a maioria dos dias em estudo apresentou resultados satisfatórios para essas duas variáveis.

6.2.3 Saldo de radiação instantâneo

Os resultados do Rn instantâneo, com os respectivos erros relativos (%), encontram-se listados na Tabela 6. Como os valores de albedo encontrados através das duas metodologias foram bastante próximos, optou-se por utilizar os resultados das duas nas estimativas do Rn. É interessante ressaltar o papel do produto MOD05 nos resultados, que acarretou uma atenuação nos valores do Rn. As metodologias aplicadas superestimaram as medidas de campo na maioria dos dias estudados.

Tabela 6: Saldo de radiação instantâneo estimado pelas metodologias propostas (Wm^{-2}) e respectivos erros relativos percentuais - EP (%)

DOA	Observado				Rn1		Rn2			
	CREC	CDEG	CREC	EP	CDEG	EP	CREC	EP	CDEG	EP
25	666,2	-	571,0	14,3	523,4	-	554,4	16,8	501,4	-
65	650,0	-	631,3	2,9	596,3		619,5	4,7	583,7	-
73	610,1	676,8	674,0	10,5	600,8	11,2	635,8	4,21	564,9	16,5
81	676,7	706,6	729,8	7,8	620,8	12,1	696,4	2,9	596,8	15,5
89	590,7	619,4	628,9	6,5	570,6	7,9	617,8	4,6	555,8	10,3
105	636,3	663,5	613,5	3,6	509,0	23,3	580,6	8,7	479,9	27,7
129	488,2	594,8	691,9	41,7	512,7	13,8	669,4	37,1	510,7	14,2
169	562,7	622,7	642,9	14,2	637,1	2,3	618,6	9,9	613,1	1,5
201	567,8	618,1	631,0	11,1	632,4	2,3	620,2	9,2	634,3	2,6
209	588,7	609,2	597,2	1,4	545,9	10,4	581,2	1,3	532,3	12,6
233	586,9	624,8	713,4	21,5	675,2	8,1	700,0	19,3	664,0	6,3
265	-	717,3	785,2	-	736,2	2,6	777,9	-	728,2	1,5
281	704,8	659,4	754,6	7,1	568,1	13,8	757,1	7,4	558,2	15,3
289	631,7	739,6	724,9	14,7	624,2	15,6	725,1	14,8	615,4	16,8
337	684,2	-	621,9	9,1	562,3	-	601,0	12,2	544,2	-
345	565,4	664,2	598,1	5,8	515,2	22,4	576,4	1,9	519,3	21,8
Média	614,0	655,1	663,1	11,5	589,4	11,2	645,7	10,3	575,1	12,5

Na CREC o desvio padrão foi de $55,9 \text{ Wm}^{-2}$ para os dados medidos, $54,1 \text{ Wm}^{-2}$ para o Rn1 e $57,8 \text{ Wm}^{-2}$ para o Rn2, excluindo-se da análise o dia 265 por não haver medidas de campo. Os valores médios do Rn, nessa mesma ordem foram de $614,0 \text{ Wm}^{-2}$, $654,9 \text{ Wm}^{-2}$ e $636,9 \text{ Wm}^{-2}$. Já o REQM foi de $82,6 \text{ Wm}^{-2}$ e $76,7 \text{ W.m}^{-2}$ para o Rn1 e Rn2, respectivamente. Na CDEG, o desvio padrão foi de $43,5 \text{ Wm}^{-2}$ para os dados medidos, $65,2 \text{ W.m}^{-2}$ para o Rn1 e

66,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ para o Rn2, excluindo-se da análise os dias 25, 65 e 337 por não apresentarem valores medidos. Os valores médios do Rn, nessa mesma ordem foram de 655,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 596,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ e 582,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. O REQM foi de 86,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ e 97,7 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ para o Rn1 e Rn2, respectivamente. O desempenho da metodologia corrobora com outros trabalhos como Bisht & Bras (2011) que ao estimar o balanço de radiação exclusivamente a partir de dados MODIS para oito diferentes localidades nos Estados Unidos durante o ano de 2006, encontraram REQM variando de 61,10 a 82,83 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

Para a área em recuperação ocorreu uma superestimativa com relação às medidas de campo, já para área degradada ocorreu uma subestimativa. Consulta a valores da literatura, no entanto, levam a crer que as medidas efetuadas na CDEG devem ter sofrido algum tipo de interferência que ocasionou um aumento no Rn coletado a ponto de o tornar maior que na CREC. O comportamento esperado, porém, é que maiores valores de Rn ocorram na área em recuperação com relação a área degradada. É de se esperar que o solo mais coberto por vegetação retenha uma maior quantidade de energia, pois reflete menos a radiação que recebe (menor albedo), o que indica uma maior energia disponível para ser transformada em calor sensível e latente, quando comparada à área degradada. Fato esse, que pode ser observado nos resultados obtidos via dados orbitais.

Cunha (2013) no município de Petrolina, Pernambuco, a partir de simulações de troca de cobertura com o modelo IBIS, obteve como resultado da conversão da vegetação natural de Caatinga para Caatinga degradada uma diminuição no saldo de radiação de 35% em relação à média anual de Rn para a Caatinga preservada.

Nicácio (2008) utilizando imagens Landsat, em região ocupada por savana estépica densa, encontrou para o dia 12/10/2004 valores de saldo de radiação entre 680,0 a 732,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Já as áreas com savana estépica aberta apresentaram valores de Rn predominantemente entre 622,0 a 680,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. No mesmo trabalho e para a mesma data, a utilização do sensor MODIS/Aqua revelou na região de savana estépica densa valores em torno de 613,0 a 669,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, para área de solo exposto ou de vegetação nativa muito esparsa, as estimativas estiveram na faixa que vai de aproximadamente 510,0 a 572,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Para o presente estudo o dia 281 (08 de outubro) apresentou para a CREC 754,6 e 757,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Rn1 e Rn2, respectivamente) e 568,1 e 558,2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ para a CDEG. No dia 289 (16 de outubro), apresentou para a CREC 724,9 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ e 725,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (Rn1 e Rn2, respectivamente) e 624,2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ e 615,4 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ para a CDEG.

A distribuição espacial do Rn é apresentada na Figura 15. É interessante observar que a mesorregião do Agreste tem destaque das demais regiões do estado por apresentar valores baixos de albedo e elevados para o Rn (Figuras 14 e 15). Essa característica fica ainda mais

evidente para o DOA 169 (18 de junho) que representa um dia do período chuvoso para a região e para o DOA 265 (22 de setembro), período seco, onde a incidência da radiação solar é maior e pode-se comprovar através dos altos valores do Rn comparados ao DOA 169.

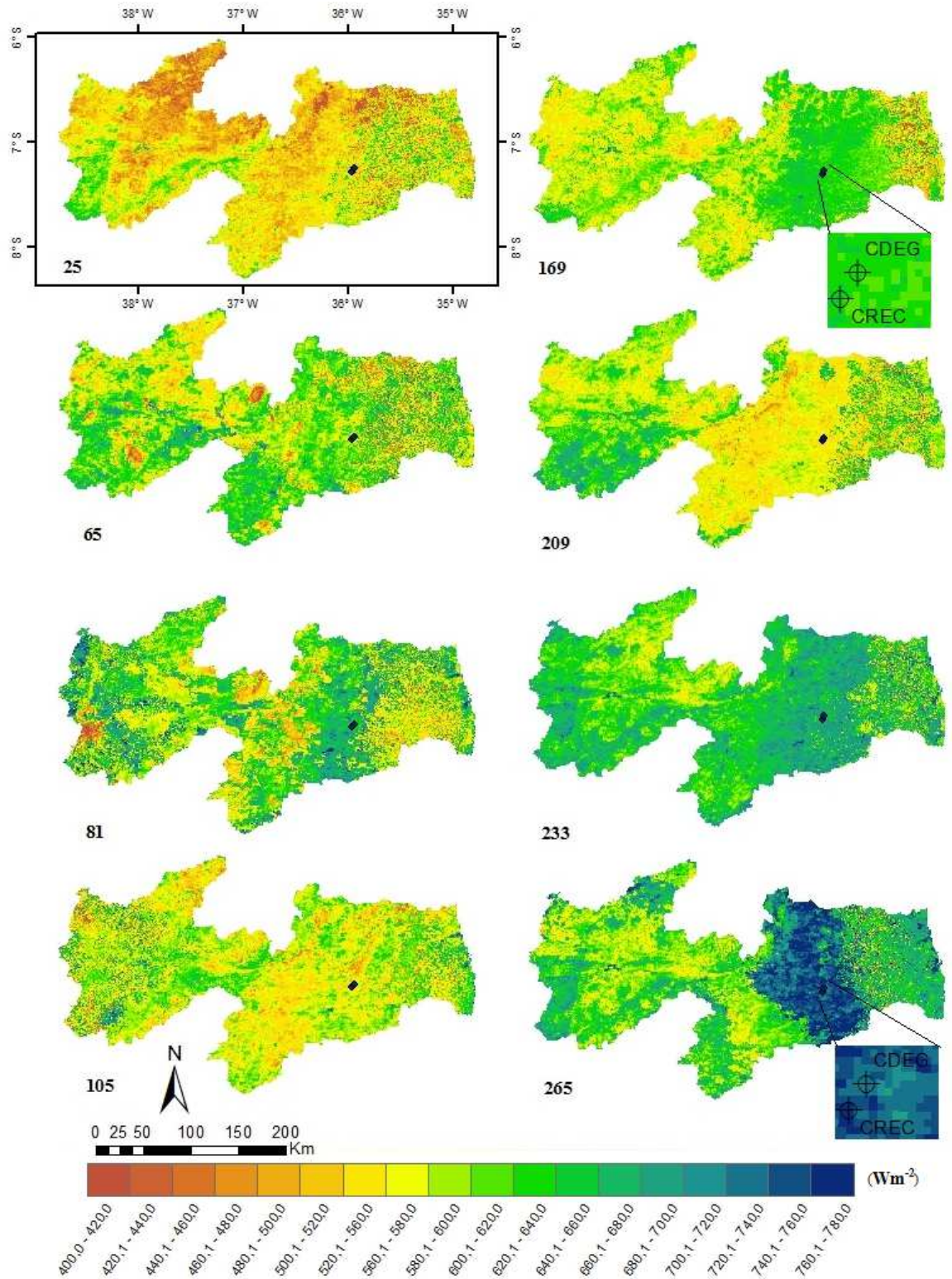


Figura 15: Cartas do saldo de radiação instantâneo (Wm^{-2}) obtidas através das metodologias SALDO1 para os dias de ordem do ano (DOA) 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233, 265. Em destaque os pontos correspondentes às torres micrometeorológicas da área de Caatinga em recuperação - CREC e degradada - CDEG (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

6.3 SALDO DE RADIAÇÃO DIÁRIO

Para estimativa do saldo de radiação diário - Rn_{24h} , de acordo com a Equação 46 utilizou-se os valores medidos de radiação de onda curta incidente. O fato de utilizar dados medidos na estimativa não diminui a operacionalidade do método já que são valores disponibilizados mesmo por estações meteorológicas, não sendo necessário montar um experimento para poder utilizá-los. Os resultados estão apresentados na Tabela 7 e Figura 16. São apresentadas as duas estimativas, a primeira – Rn_B , utiliza o valor de a (na Equação 46) igual a 110, de acordo com Bastiaanssen (2000) e a segunda – Rn_A , utilizou-se o valor de 98,208, calibrado por Araújo (2010) para região Nordeste do Brasil. O erro médio percentual (EMP), considerando as medidas de campo para validação, encontrado por Araújo (2010) em estudo realizado na região de Quixeré – CE utilizando imagens TM/Landsat 5 para um dia do ano de 2005 e quatro dias do ano de 2006, foi da ordem de 9,11% e 7,69% para o Rn_B e Rn_A , respectivamente. No presente estudo o erro percentual para a CREC foi de 17,0 % para o Rn_B e 13,2% para o Rn_A . Santos (2011) em estudo realizado, compreendendo dez dias do ano de 2005, para área de cerrado no estado de São Paulo encontrou EMP de 10,6% ao utilizar o Rn_B .

Tabela 7: Saldo de radiação diário observado – Rn_o (Wm^{-2}); Saldo de radiação diário estimado segundo Bastiaanssen (2000) – Rn_B e segundo Araújo (2010) – Rn_A

DOA	Caatinga em Recuperação					Caatinga Degradada				
	Rn_o (Wm^{-2})	Rn_B (Wm^{-2})	EP	Rn_A (Wm^{-2})	EP	Rn_o (Wm^{-2})	Rn_B (Wm^{-2})	EP	Rn_A (Wm^{-2})	EP
25	198,4	169,0	14,8	176,3	11,1	-	155,9	-	163,1	-
65	201,8	182,6	9,5	190,4	5,7	-	159,8	-	167,5	-
73	194,7	173,3	11,0	180,7	7,2	199,4	153,0	23,3	160,4	19,6
81	199,4	166,4	16,6	173,6	12,9	206,5	145,9	29,4	153,1	25,9
89	194,1	168,7	13,1	176,5	9,1	210,4	153,6	27,0	161,4	23,3
105	185,1	150,6	18,7	154,2	16,7	194,0	126,9	34,6	130,6	32,7
129	155,3	117,8	24,2	124,1	20,1	150,0	94,8	36,8	101,1	32,6
169	168,2	127,6	24,1	135,3	19,6	174,9	125,0	28,5	132,6	24,2
201	169,4	137,2	19,0	145,1	14,3	168,9	130,0	23,0	137,9	18,3
209	166,8	130,1	22,0	137,4	17,7	177,1	123,3	30,4	130,6	26,2
233	175,2	142,7	18,5	149,8	14,5	178,6	132,5	25,8	139,6	21,8
265	-	189,0	-	197,1	-	219,9	180,8	17,8	189,0	14,1
281	203,8	170,9	16,1	178,1	12,6	198,6	141,8	28,6	149,0	25,0
289	196,5	170,0	13,5	177,2	9,8	177,8	148,4	16,6	155,5	12,6
337	207,5	171,1	17,6	178,4	14,0	-	159,3	-	166,6	-
345	182,3	152,8	16,2	159,7	12,4	189,4	141,8	25,1	148,8	21,5
Média	186,6	157,5	17,0	164,6	13,2	188,1	142,0	26,7	149,2	22,9

Novamente observa-se uma maior disponibilidade de energia na CREC a partir dos resultados das estimativas, concordando com as estimativas de Rn instantâneo. As estimativas do saldo de radiação instantâneo, no entanto, importantes em alguns estudos, não têm tanta aplicabilidade prática quanto o saldo diário.

Na Figura 16 encontra-se o coeficiente de determinação (R^2) entre as estimativas e as observações. Apesar do Rn_A ter apresentado um menor EP, o Rn_B apresentou uma melhor correlação com os dados medidos. Esse resultado determina a escolha deste último para estimativa da evapotranspiração diária nas seções seguintes.

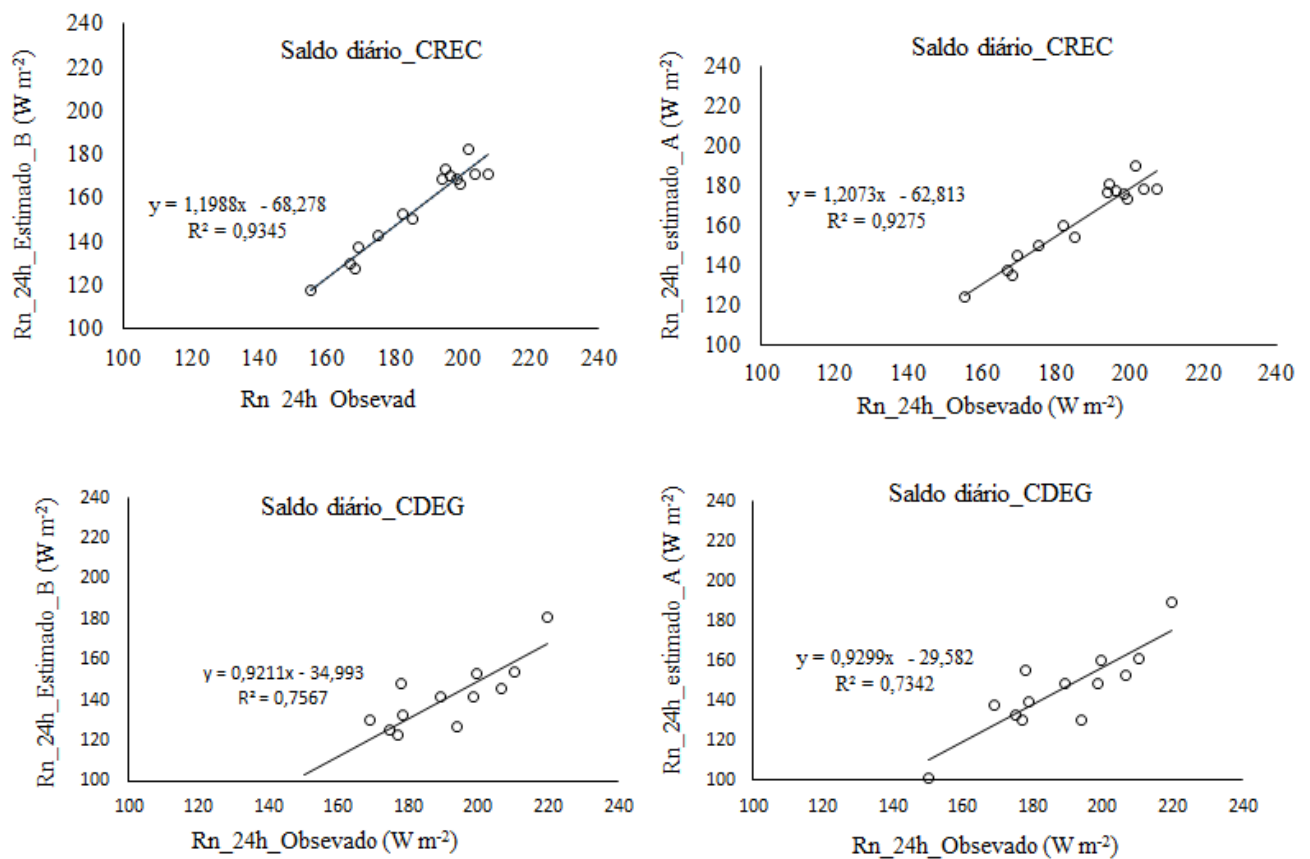


Figura 16: Correlação entre o Saldo de radiação diário observado – Rn24h_o (Wm⁻²), o Saldo de radiação diário estimado segundo Bastiaanssen (2000) – Rn24h_B e segundo Araújo (2010) – Rn24h_A

OLIVEIRA et al. (2006), em estudo realizado em Petrolina sobre área de Caatinga, verificaram que o Rn acompanha a variação sazonal da Rs onde os menores valores foram observados em julho, cujas médias diárias não ultrapassam 150 Wm⁻², chegando a atingir valores pouco acima de 200 Wm⁻² em fevereiro. No presente trabalho, os menores valores ocorreram para os DOA 129 (09/05) e 209 (28/07), ficando para os referidos dias, na CREC,

respectivamente 155,3 e 166,8 Wm^{-2} (dados medidos), 117,8 e 130,1 Wm^{-2} - estimativa Bastiaanssen (2000) e 124,1 a 137,4 Wm^{-2} - estimativa Araújo (2010).

A distribuição espacial do $\text{Rn}_{24\text{h}}$ é mostrada na Figura 17 para a mesorregião do Agreste da Paraíba. Essa mesorregião teve destaque nas cartas do albedo e Rn instantâneo (Figuras 14 e 15) e também apresentou valores de radiação de onda curta praticamente constantes sobre toda a área.

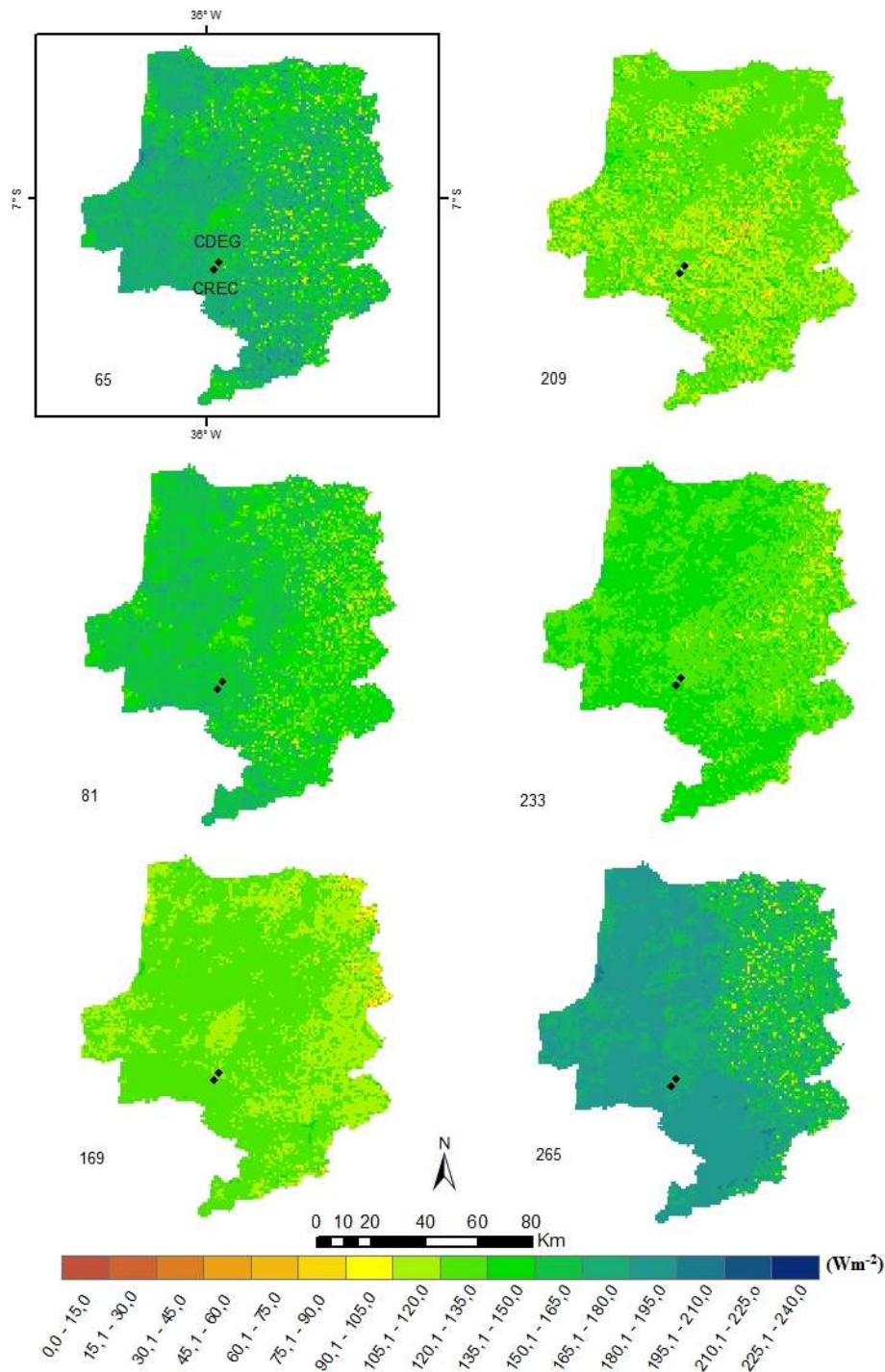


Figura 17: Distribuição espacial do Saldo de radiação diário estimado ($\text{Rn}_{24\text{h_B}}$) em Wm^{-2} (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

6.4 AS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA

Nessa seção são apresentados os resultados referentes às componentes do balanço de energia. Foi escolhida a mesorregião do Agreste para análise da estimativa de ET, visto que as características de variáveis já analisadas, como saldo de radiação, mostraram-se destacadas das demais. A Figura 18 apresenta a classificação de cobertura do solo de acordo com o produto MCD12Q1 para a mesorregião do Agreste. Esse produto descreve a classificação da cobertura com propriedades derivadas de observações MODIS a partir dos satélites TERRA e AQUA. Existem cinco tipos de classificação, sendo que a que mais se aproxima da área de estudo é o tipo 3, que é realizada com base nos dados de índice de área foliar. Mais informações estão disponíveis no endereço: <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod12.php>.

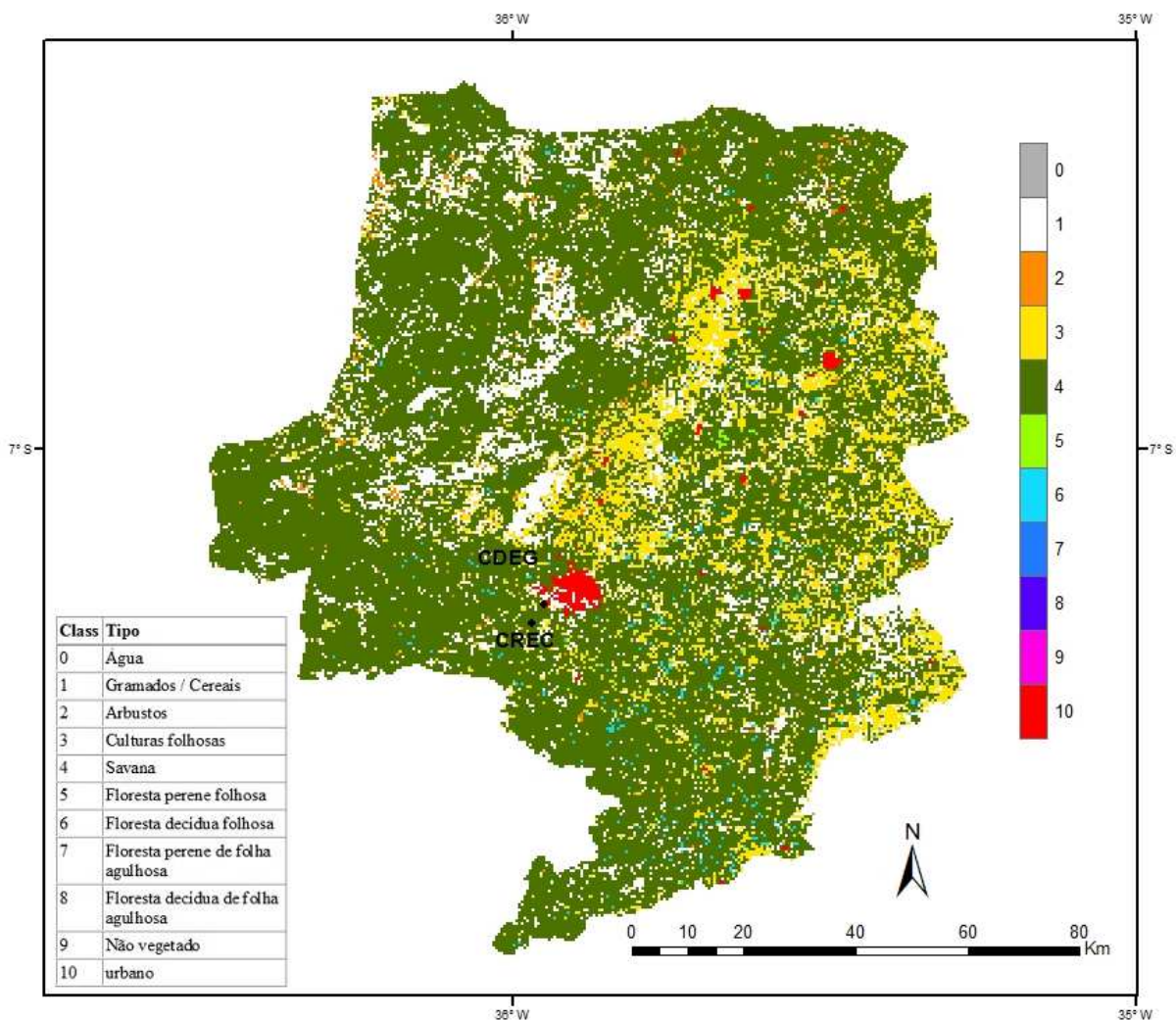


Figura 18: Classificação da cobertura do solo segundo produto MCD12Q1- ano 2012 (Legenda traduzida pela autora), (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

Observa-se que a maior parte da mesorregião do Agreste, nesse tipo de classificação, apresenta a vegetação tipo Savana (classe 4), sendo que a porção leste se apresenta com boa parte de cobertura na classe 3 (culturas folhosas).

6.4.1 Fluxo de calor no solo

Na Figura 19 encontram-se os valores de fluxo de calor no solo observado (G_{obs}), estimado utilizando o $Rn1(G_1)$ e estimado utilizando o $Rn2(G_2)$, em unidades de Wm^{-2} . A análise dos valores pontuais difere bastante entre as medidas e estimativas, fato esperado pelo fato da diferença nas escalas, ou seja, os fluxímetros medem G na escala espacial de centímetros, enquanto o MODIS na escala igual ou superior a 250m. No entanto, concordam no fato de apresentar menores valores no período compreendido entre os dias 129 (09/05) e 209 (28/07) entre os quais houve maior incidência de chuvas. Esse comportamento entre as estimativas e as medidas fica mais evidente na CREC. Araújo (2014), utilizando o algoritmo SEBAL e imagens TM/Landsat, encontrou também grandes diferenças entre medidas e estimativas com erros percentuais variando de 55,4 a 88,7%.

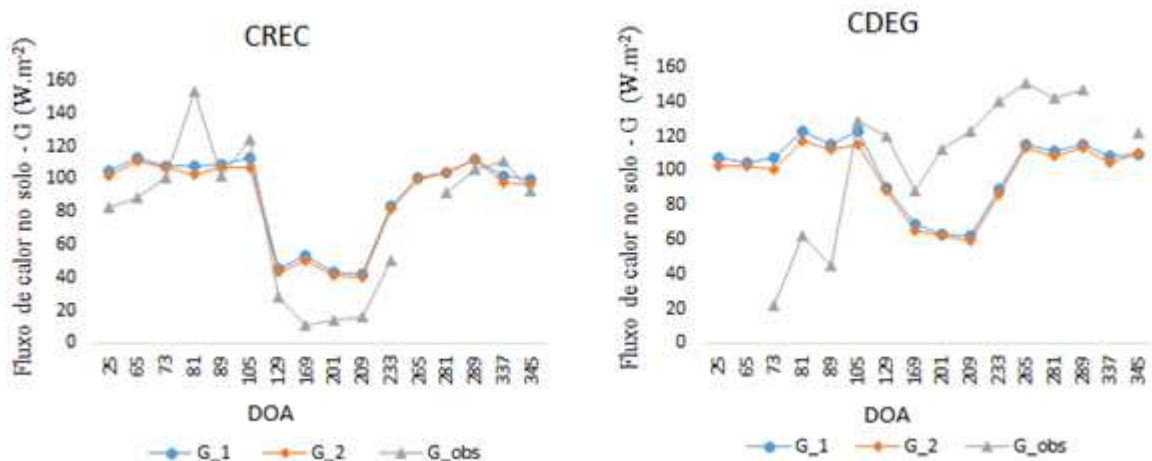


Figura 19: Fluxo de calor solo observado (G_{obs}), estimado a partir do $Rn1(G_1)$ e a partir do $Rn2(G_2)$, em Wm^{-2}

A distribuição espacial de G apresentada na Figura 20, mostra valores menores na porção leste do Agreste, onde está compreendida a microrregião do Brejo, e maiores na porção oeste, que já apresenta menor umidade pois já se aproxima da mesorregião do Sertão. Destaca-

se na Figura 20, os DOA 169 e 209, área próxima a CDEG, onde G é mais elevado, como resposta às características de zona urbana, como definido na imagem de cobertura do solo (Figura 18), que corresponde a localização da cidade de Campina Grande.

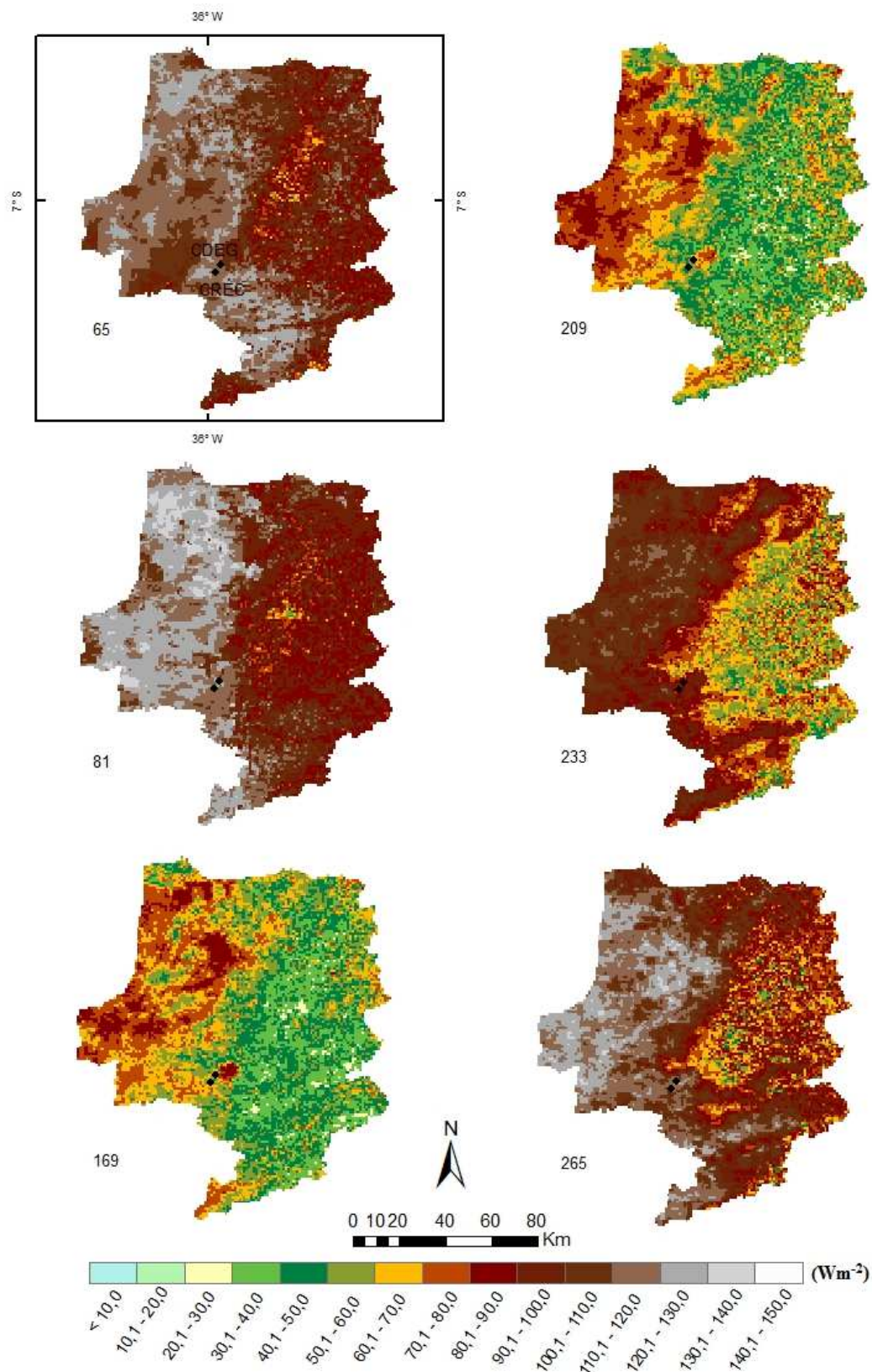


Figura 20: Fluxo de calor solo estimado a partir do Rn1 (G_1), em Wm^{-2} (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

6.4.2 Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

A variação espacial do NDVI é apresentada na Figura 21, onde constata-se os maiores valores para os dias 169 e 209, sugerindo um comportamento inverso ao do G, que apresentou menor variação para esses mesmos dias. A porção nordeste da mesorregião, caracterizada a partir da Figura 18 como contato savana/culturas folhosas apresenta sempre valores mais altos de NDVI.

Bezerra et al. (2014) encontraram maiores valores de NDVI (0,6 – 0,8), em área de Caatinga densa para as datas 12/07/2008 e 31/07/2009 fato justificado pelos autores supondo-se ser a precipitação a principal causa de modificações em razão da umidade presente no solo. Da mesma forma os menores valores de NDVI (0,2 – 0,3) foram encontrados para áreas de Caatinga rala e solo exposto durante o período seco compreendendo os dias 28/09/2007; 19/12/2008 e 03/10/2009. Os referidos autores ainda citam que são verificados valores mais elevados de NDVI, especificamente no período de inverno, que corresponde à presença de vegetação nativa densa em virtude da elevada produção de biomassa e, opostamente se constata, no período de estiagem, a presença de valores elevados de NDVI em talhões de polo agrícola marcados por fruticultura irrigada.

Araújo (2014) encontrou valores de NDVI médio anual, para os anos de 2002 a 2011 variando de 0,37 a 0,46. Para o presente estudo, o valor médio foi de 0,52, considerando apenas os 16 dias estudados, variando de 0,27 para o período mais seco a 0,85 para o período mais chuvoso.

Na Figura 22 é apresentada a correlação entre o NDVI e a temperatura da superfície para o instante da passagem do satélite. Como era de se esperar, as duas variáveis apresentam uma correlação negativa, visto que nas áreas em que o NDVI é maior se tem uma redução na temperatura da superfície devido a maior cobertura do solo. Fato também comprovado observando-se que os valores de NDVI foram maiores na CREC em comparação à CDEG.

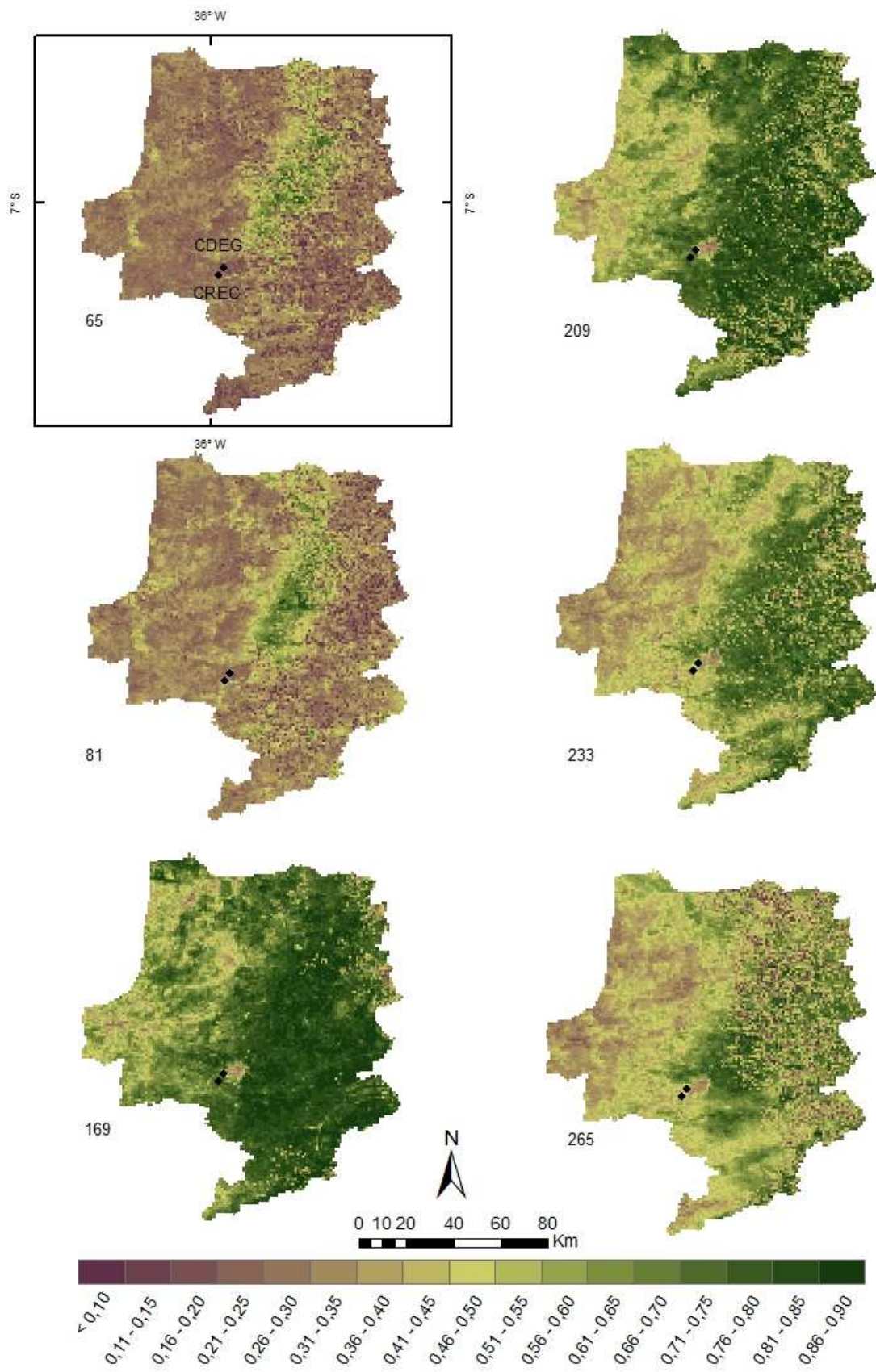


Figura 21: Distribuição espacial do NDVI (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

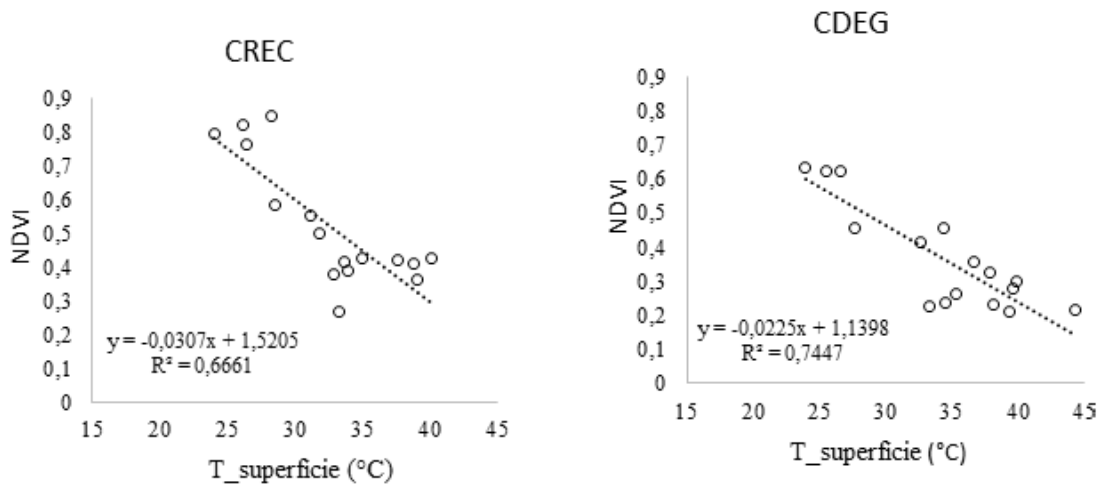


Figura 22: Relação entre NDVI e Temperatura da superfície (°C) para os instantes da passagem do MODIS

6.4.3 Fluxos de calor sensível e latente

Os fluxos de calor sensível e latente observados (obtidos pelo método *eddy covariance*) e estimados estão representados na Figura 23. As interrupções nos gráficos são devidas a falta de dados coletados no o referido instante da passagem do satélite.

A grande discrepância entre os valores estimados e os medidos podem ser resultantes da própria falta de fechamento do balanço de energia medido pela técnica de *eddy covariance*, conforme relatados em vários estudos como os de Kruijt et al. (2004) e Randow et al. (2004). Para o instante da passagem do satélite os dados medidos apresentaram resíduo chegando a 295 Wm^{-2} , daí deduz-se que seja natural a diferença entre medidas e estimativas. Segundo Randow et al. (2004) a técnica de *eddy covariance* subestima os valores dos fluxos, os autores citam que a heterogeneidade do terreno, provavelmente adiciona grandes incertezas associadas com a baixa frequência de contribuição dos fluxos, e que o fechamento do balanço de energia na floresta é muito pobre sendo normalmente melhor na pastagem, mas mesmo assim ainda não é conseguido tendo a soma dos fluxos (H+LE) na pastagem alcance de 80 a 110% da energia disponível. Por outro lado, no SEBAL esse fechamento é forçado. Some-se a esses fatores a diferença nas escalas de abrangência espacial dos fluxos pelos sensores das torres micrometeorológicas em relação ao sensor MODIS.

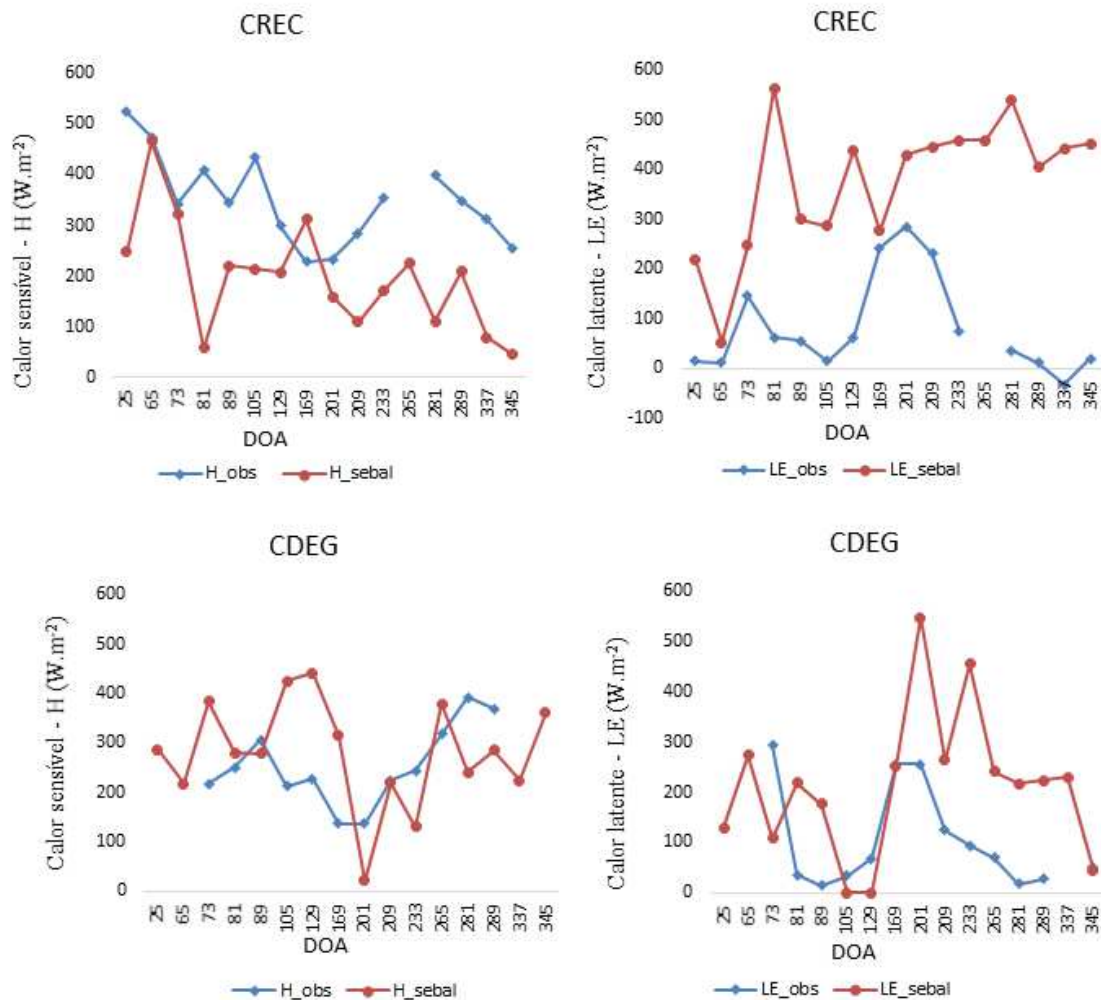


Figura 23: Fluxos de Calor sensível e latente observados e estimados em $W.m^{-2}$

Grandes diferenças têm sido observadas entre medidas e estimativas, mesmo ao se utilizar dados do sensor TM/Landsat, que apresenta uma melhor resolução espacial (30m x 30m). Araújo (2014) encontrou para quatro dias de estudo compreendidos nos anos de 2005 e 2006, erros nas estimativas de H utilizando balanço de energia simplificado (metodologia ajustada a partir de algoritmos existentes) variando de 7,3 a 46,7 % e variando de 1,1 a 45,4% nas estimativas de LE. Nicácio (2008) em áreas de savana estépica aberta, (na região de Petrolina/Juazeiro, sub-médio São Francisco) encontrou valores de H predominantemente, na faixa de aproximadamente $535,0 W.m^{-2}$ a $754,0 W.m^{-2}$ na estimativa com MODIS, enquanto que a modelagem de H usando o Landsat apresentou valores de H entre $300-400,0 W.m^{-2}$. Já em região de savana estépica densa, foi possível encontrar valores de H entre $150,0-300,0 W.m^{-2}$, quando se utilizou a imagem Landsat e entre $120,0-535,0 W.m^{-2}$ para o sensor MODIS.

Para a CREC observou-se uma subestimativa nos valores estimados de H e, consequentemente uma superestimativa nos valores de LE, já na CDEG os dois fluxos sofreram superestimativa para a maior parte dos dias. Vale considerar o fato da ocorrência de chuvas, nas áreas das torres, em quase todas as datas das imagens, com antecedência de cinco ou menos dias, como será detalhado posteriormente na seção que apresenta os valores da evapotranspiração.

A partir da metodologia SEBAL e imagens TM/Landsat, Nicácio (2008), em estudo na bacia do Rio Ondas, situada no oeste da Bahia – Médio São Francisco, verificou a existência de fluxo de calor sensível na faixa de 57,5 a 113,9 Wm^{-2} para vegetação nativa densa, em áreas com vegetação mais esparsa, ocorreram fluxos de calor sensível, mais predominante, entre 113,9 e 170,0 Wm^{-2} . A mesma autora encontrou para os dias 10/05/2004 e 27/06/2004 os valores mais elevados de LE (superiores a 483,0 Wm^{-2}) em Savana arbórea densa ou em região com agricultura irrigada. As áreas com vegetação nativa mais esparsa apresentaram valores de LE na faixa de 246,0 a 328,0 Wm^{-2} .

6.4.4 Evapotranspiração

A evapotranspiração segundo o método SEBAL e segundo o produto MOD16 sofreram superestimativas com relação aos dados observados (estimados pela técnica *eddy covariance*), as diferenças absolutas, porém, foram maiores para a primeira (Tabelas 8 e 9). Esse resultado deve-se a aparente subestimativa nos valores do calor sensível decorridas da aplicação da metodologia na área somada ao fato de ter ocorrido chuva no intervalo de 4 dias anteriores a data da imagem para quase todas as datas estudadas, exceto para os dias 25, 65 e 281. A Figura 24 mostra a ET estimada pelo SEBAL e pelo produto MOD16. O algoritmo MOD16 parece representar bem as características da área de estudo, inclusive, apresentou a melhor relação com o NDVI (Figura 24).

Para os dias 73 e 169, para os quais ocorreram chuvas um dia antes, respectivamente de 15,8 e 22,1 mm, observa-se a partir das medidas das torres, que na CDEG a evapotranspiração foi maior que na CREC, os valores de ET estimada através de dados orbitais (SEBAL e MOD16A2), no entanto, apresentaram-se maiores para a CREC. Presume-se que deve ter havido algum tipo de falha nas medidas para os referidos dias.

Tabela 8: Evapotranspiração observada - *eddy covariance* (evapo_obs), estimada - método SEBAL (evapo_est) e extraída do MOD16A2 (evapo_MOD16), em mm dia⁻¹, com respectivos erros absolutos (EA), e Fração evaporativa (FE) para a área em recuperação (CREC)

DOA	Evapo_obs (mm dia ⁻¹)	Evapo_est (mm dia ⁻¹)	E_A (mm dia ⁻¹)	Evapo_MOD16 (mm dia ⁻¹)	E_A (mm dia ⁻¹)	FE
25	0,25	2,81	2,56	0,84	0,59	0,47
65	0,26	0,64	0,38	1,33	1,07	0,10
73	1,40	2,66	1,26	1,38	0,02	0,43
81	1,33	5,38	4,05	1,36	0,03	0,91
89	1,15	3,45	2,30	1,30	0,15	0,58
105	0,31	3,06	2,75	1,53	1,22	0,57
129	0,95	2,80	1,85	2,40	1,45	0,68
169	2,80	1,96	0,84	3,09	0,29	0,43
201	4,60	3,53	1,07	4,98	0,38	0,73
209	2,53	3,35	0,82	3,65	1,12	0,73
233	0,90	3,69	2,79	3,08	2,18	0,73
265	-	4,51	-	0,84	-	0,67
281	0,76	5,02	4,26	0,58	0,19	0,83
289	0,34	3,97	3,63	0,54	0,20	0,66
337	0,16	5,16	5,00	0,80	0,64	0,85
345	0,25	4,92	4,67	0,99	0,74	0,91
Média	1,20	3,56	2,55	1,79	0,68	0,64

Tabela 9: Evapotranspiração observada - *eddy covariance* (evapo_obs), estimada - método SEBAL (evapo_est) e extraída do MOD16A2 (evapo_MOD16), em mm dia⁻¹, com respectivos erros absolutos (EA), e Fração evaporativa (FE) para a área degradada (CDEG)

DOA	Evapo_obs (mm dia ⁻¹)	Evapo_est (mm dia ⁻¹)	E_A (mm dia ⁻¹)	Evapo_MOD16 (mm dia ⁻¹)	E_A (mm dia ⁻¹)	FE
25	-	1,71	-	0,57	-	0,31
65	-	3,14	-	1,07	-	0,55
73	2,90	1,19	1,70	1,07	1,80	0,22
81	0,54	2,27	1,70	1,05	0,51	0,44
89	0,49	2,11	1,60	0,75	0,26	0,39
105	0,22	0,00	0,20	1,16	0,94	0,00
129	1,03	0,00	1,00	2,16	1,13	0,00
169	2,92	2,52	0,40	3,01	0,09	0,57
201	2,13	4,41	2,30	2,85	0,72	0,96
209	1,30	4,19	2,90	2,62	1,32	0,96
233	1,06	3,65	2,60	1,46	0,40	0,78
265	0,6	2,49	1,90	0,58	0,01	0,39
281	0,44	2,38	1,90	0,65	0,21	0,47
289	0,74	2,3	1,70	0,63	0,10	0,40
337	-	2,86	-	0,51	-	0,51
345	0,42	0,55	0,10	0,60	0,18	0,11
Média	1,14	2,24	1,54	1,30	0,59	0,44

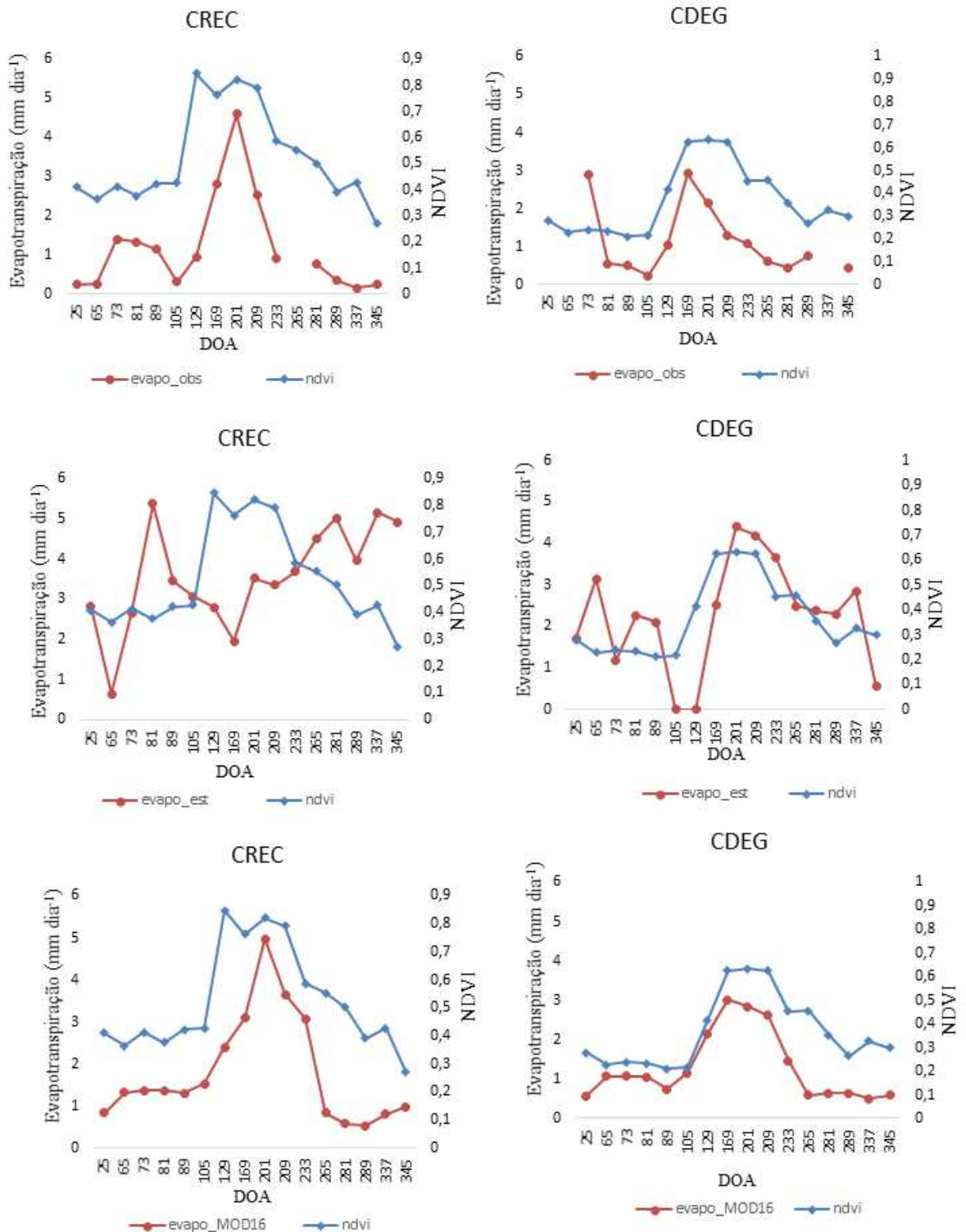


Figura 24: Relação evapotranspiração (mm dia⁻¹) e NDVI

Nicácio (2008), para o mesmo estudo anteriormente citado (bacia do rio de Ondas), encontrou para região com vegetação nativa densa, valores de ET_{24h} na faixa de 5,0 a 6,7 mm dia⁻¹ observando um decréscimo dos valores de ET real diária quando a vegetação nativa torna-se mais esparsa. Em áreas com savana aberta ou semi-aberta, foram encontrados valores de ET

real diária no intervalo entre 4,0 e 5,0 mm dia⁻¹, podendo ainda ser observados valores de ET real na faixa de 3,0 e 4,0 mm dia⁻¹. No presente estudo, dos dados da Tabela 8, para os dias entre 129 (09/05) e 209 (28/07) os valores médios da ET diária na CREC foram, de 2,72 mm dia⁻¹ para a ET observada, 2,91 mm dia⁻¹ para a ET estimada e de 3,53 mm dia⁻¹ para a ET MOD16A2. Já para a CDEG o valor médio de ET foi de 1,85 mm dia⁻¹ para a ET observada, 2,78 mm dia⁻¹ para a ET estimada e de 2,66 mm dia⁻¹ para a ET MOD16A2. No período compreendido entre os dias 281 (08/10) e 345 (11/12), não serão consideradas as estimativas uma vez que os resultados sofreram interferência do efeito das nuvens, no entanto, para a CREC a evapo_MOD16 apresentou o valor médio de 0,72 mm dia⁻¹ enquanto os valores médios da ET 24h observada foi de 0,38 mm dia⁻¹. Já para a CDEG a evapo_MOD16 apresentou o valor médio de 0,6 mm dia⁻¹ enquanto o valor médio da ET 24h observada foi de 0,5 mm dia⁻¹. Os resultados do MOD16A2 mostraram muito boa concordância com as medidas de campo, mostrando-se uma alternativa confiável e simples para estimativa da evapotranspiração em área de Caatinga, tanto para o período seco quanto para o período chuvoso.

Nas Tabela 8 e 9 encontram-se os valores da fração evaporativa (FE) estimados para os dias do estudo. Borges (2011) encontrou para áreas cobertas com vegetação natural (Caatinga), valores de FE superiores a 0,9 em todas as estimativas realizadas para o ano de 2009, utilizando o algoritmo SEBAL e imagens TM/Landsat, para os dias: 31/07, 16/08, 01/09, 17/09 e 03/10, significando que praticamente toda a energia disponível foi convertida em calor latente. A autora afirma que a característica da vegetação da Caatinga em responder rapidamente às precipitações implica em alta FE após períodos de chuvas. Teixeira et al. (2009) encontraram valores de FE para o período de 24 horas, para área de Caatinga, variando de (0,0 – 0,2) para o período seco, em torno de 0,35 para o período após a estação chuvosa e semelhante aos valores de áreas irrigadas durante a estação chuvosa.

A maior falta de concordância entre medidas e estimativas, especialmente para o primeiro e os cinco últimos dias do estudo deve-se provavelmente ao sombreamento de nuvens, visto que apesar de não haver nuvens sobre a área das torres, existiam nuvens próximas, que provavelmente foram responsáveis pela brusca discrepância nos resultados.

Nas Figuras 25 e 26 encontra-se a distribuição espacial da evapotranspiração estimada pelo SEBAL e MOD16 para a mesorregião do Agreste. Fato comum entre as duas metodologias é que a porção leste do Agreste apresenta sempre valores mais elevados de evapotranspiração do que a porção oeste.

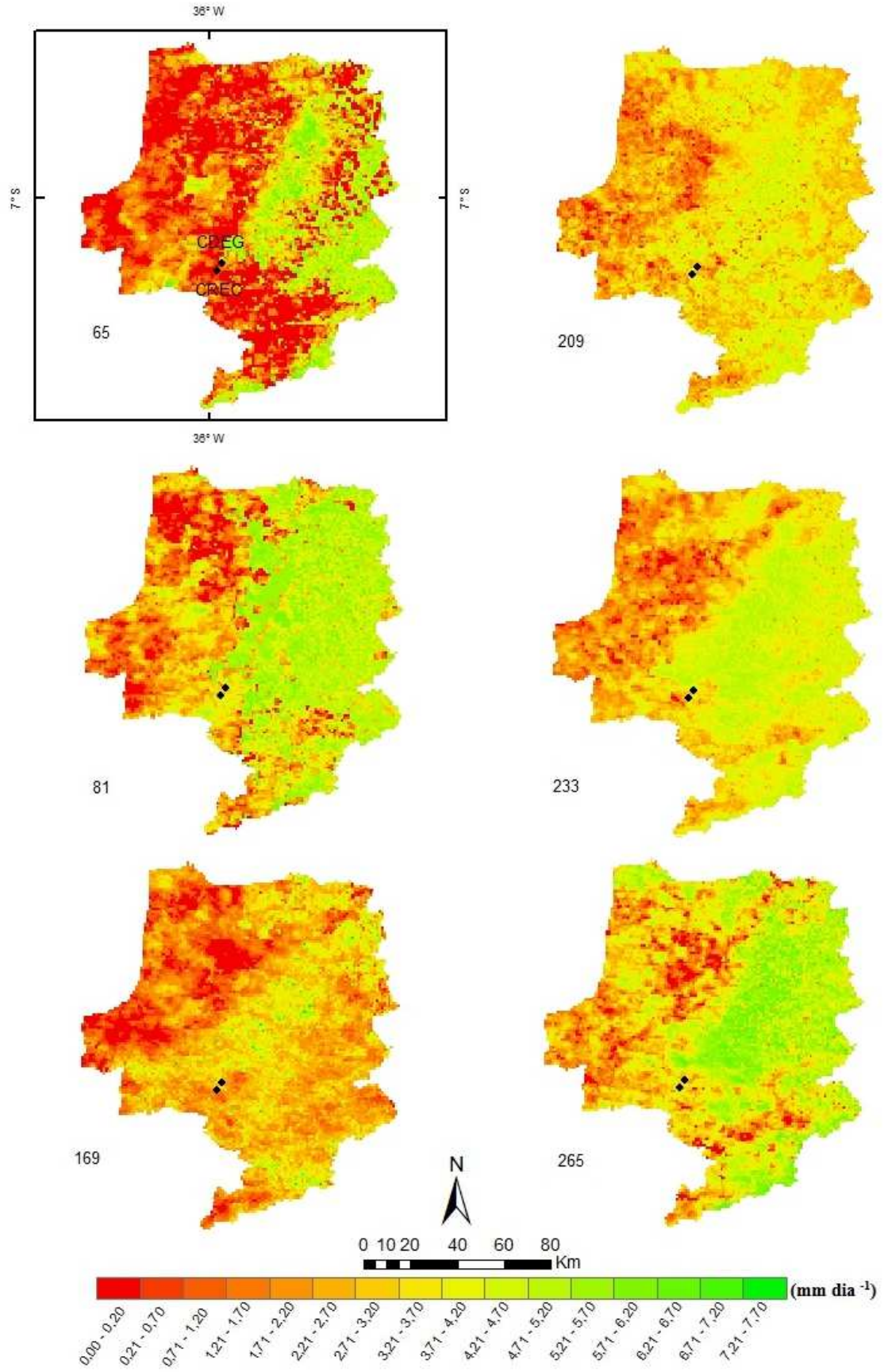


Figura 25: Distribuição espacial da evapotranspiração estimada (mm dia⁻¹), (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

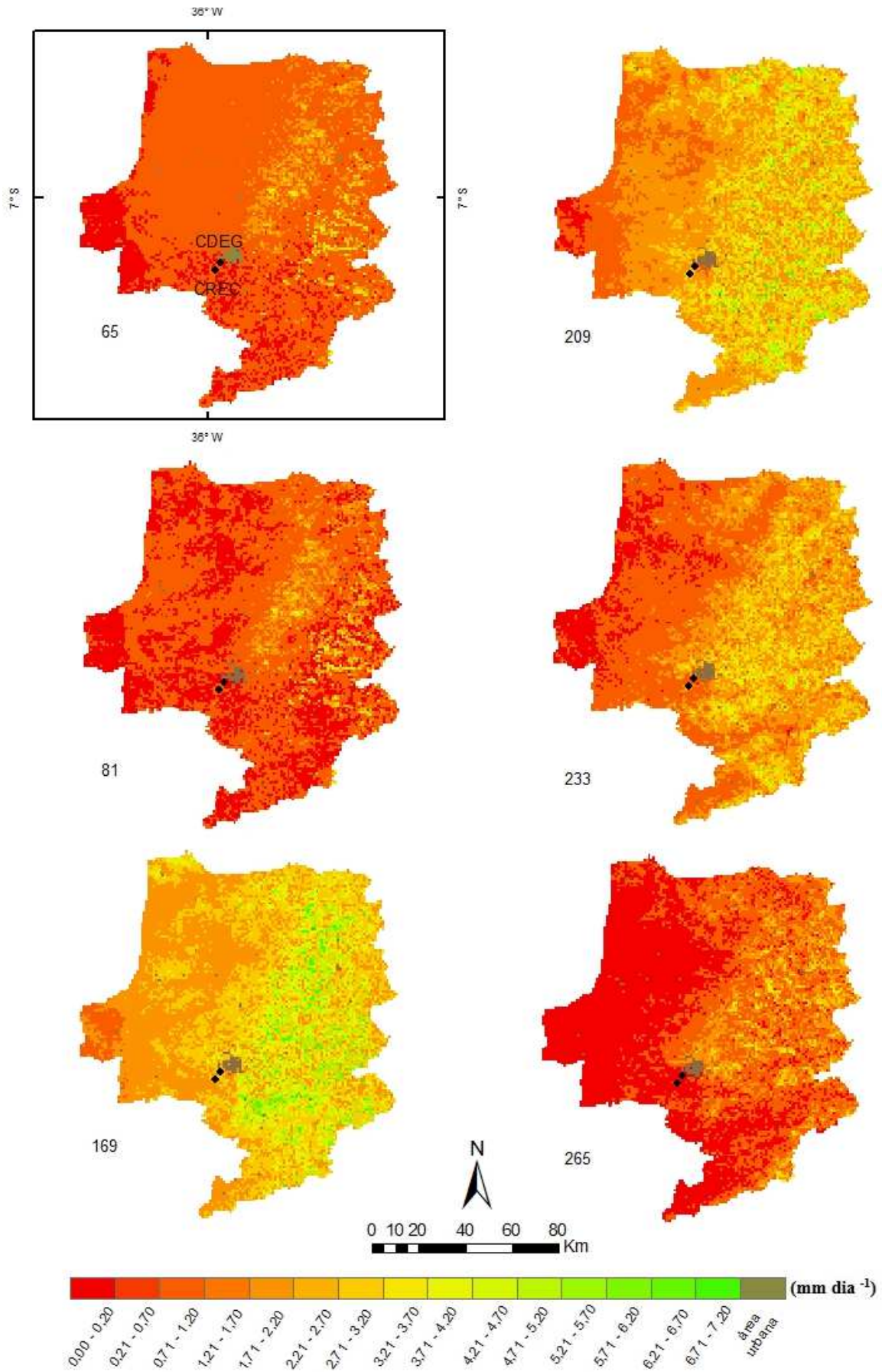


Figura 26: Distribuição espacial da evapotranspiração MOD16A2 (mm dia⁻¹), (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

A evapotranspiração estimada a partir do algoritmo MOD16 mostrou a melhor concordância com as medidas de campo. Este é um resultado importante, visto que comprova a viabilidade em sua utilização para a referida área de estudo. Além de ser disponibilizado de forma gratuita, para o usuário, é de simples extração dos valores. As cartas apresentadas na Figura 26 também estão em concordância com as do NDVI, que apresentam maiores valores para os dias 169 e 209.

6.5 FLUXO DE CO₂

6.5.1 Troca Líquida (NEE) observada a partir das torres de fluxo

São analisados, inicialmente os dados de NEE obtidos pelo método das correlações turbulentas (*eddy covariance*), já que para obtenção da GPP é necessário particionar essa variável. Fica claro, a partir da análise da Figura 27 a e b que o ecossistema capta CO₂ durante o dia e emite durante a noite. Foi extraída a média mensal para cada intervalo de meia hora. Para alguns meses, o ecossistema comporta-se como sumidouro, em outros, como fonte de CO₂. Da Figura 27a, de janeiro até abril o comportamento é semelhante, com uma absorção pequena de CO₂, a partir de maio ocorre um aumento gradativo durante os meses seguintes. Um pico ocorre, porém, no mês de julho. Percebe-se uma sazonalidade na absorção do CO₂, que parece responder ao efeito da precipitação (Figura 28). Por exemplo, o mês de julho apresenta um alto percentual de absorção, como resposta ao alto volume de chuva do mês anterior, assim como também ocorre com os meses de agosto e setembro. Em comparação, a Figura 27 b só apresenta um aumento perceptível na absorção de CO₂ durante o mês de julho, a vegetação mais esparsa, responde por um tempo menor com relação a vegetação mais densa existente na área em recuperação.

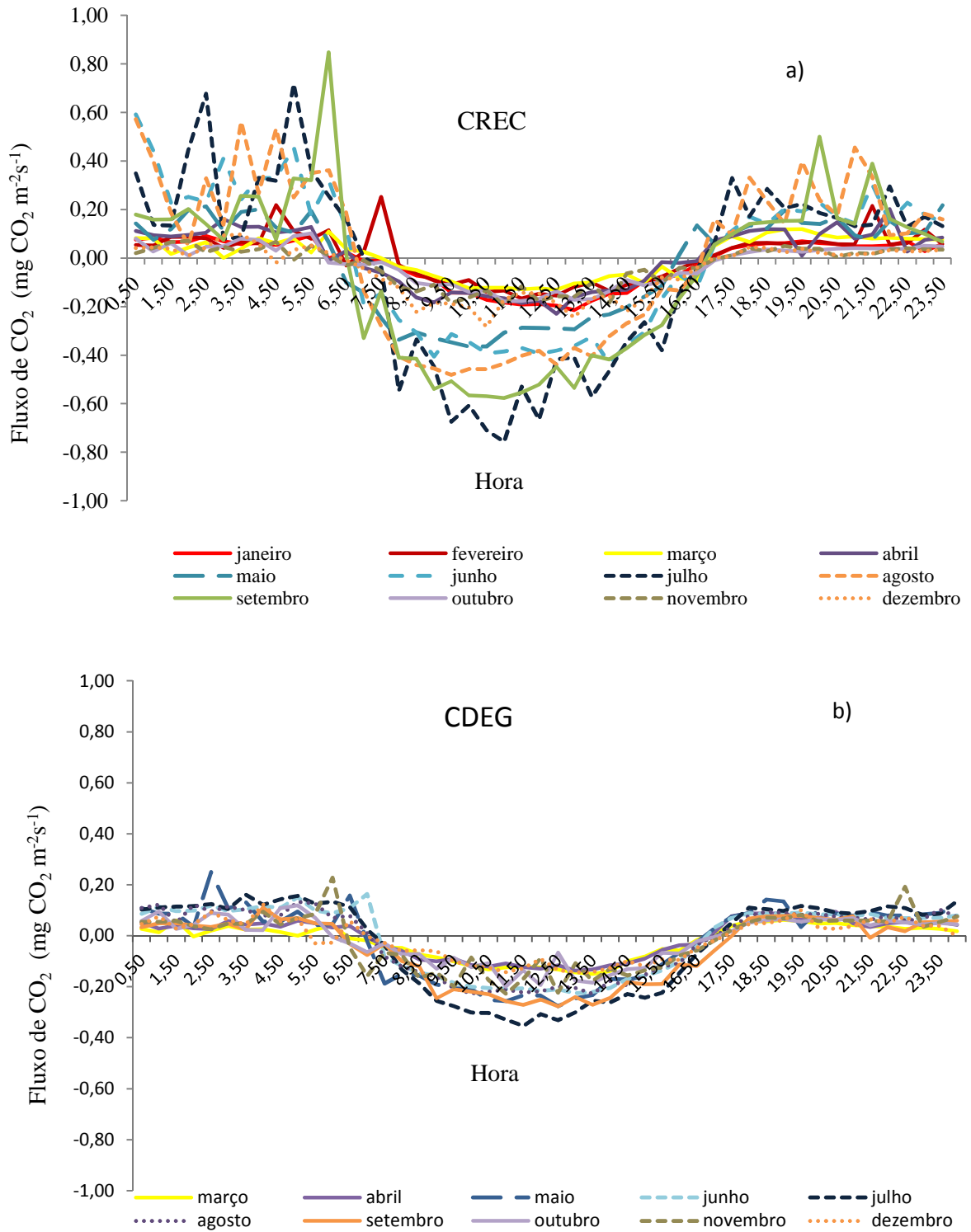


Figura 27: Fluxo médio de CO₂ (NEE), estimado a partir das torres de fluxo, na área de Caatinga em recuperação (a) e Caatinga Degradada (b)

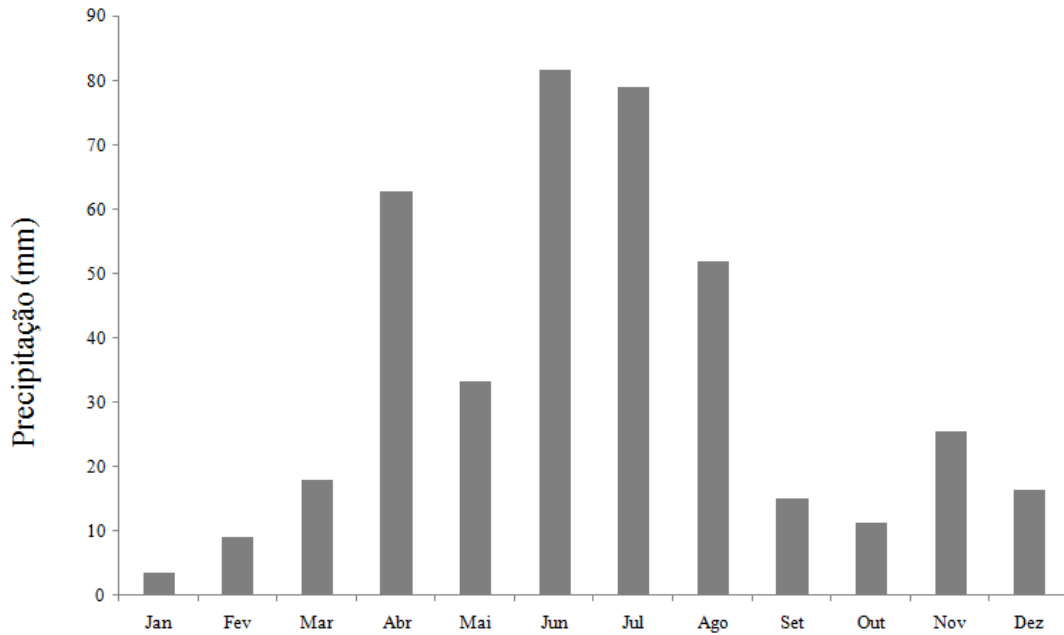


Figura 28: Precipitação total, em milímetros, para cada mês do ano de 2013 (Dados: estação meteorológica automática - AWS ET107, Campbell Scientific - fazenda experimental do INSA.)

6.5.2 Estimativa da Produtividade Primária Bruta (GPP) através de dados MODIS

Os resultados da GPP observada (GPP_torre), modelada (GPP_mod) e extraída do MOD17A2 (GPP_MODIS) estão dispostos na Tabela 10. Os valores de campo diferem naturalmente das estimativas visto que as escalas de captação são diferentes. Tanto nas medidas (GPP_torre) quanto nas estimativas (GPP_MOD17) observa-se que só há uma nítida diferenciação nos valores da GPP entre as duas áreas durante o período compreendido entre 129 e 233, como resposta a maior disponibilidade de chuvas. No período mais seco, a CREC capta CO₂ praticamente na mesma proporção que a CDEG. Já para a estimativa GPP_mod, essa diferença é mais evidente no período com menor disponibilidade de chuvas. É de se esperar que essa diferença seja mais perceptível no período chuvoso, visto que devido à perda das folhas, mesmo a CREC possuindo mais vegetação que a CDEG, a captação de CO₂ diminui. Esse resultado corrobora com outros estudos, como o de Oliveira et al. (2006), afirmando que no período seco as taxas de respiração superam a absorção de CO₂. Mesmo subestimando bastante os dados medidos, a GPP do MOD17A2 consegue diferenciar as duas áreas em estudo para todas as épocas do ano. Vale lembrar que essa estimativa é feita em uma base de 8 dias e o valor aqui apresentado corresponde à média para o período.

Tabela 10: GPP observada (GPP_torre), GPP modelada (GPP_mod) e GPP do produto MOD17A2 (GPP_MOD17), em unidades de $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, para a área de Caatinga em recuperação – CREC e Caatinga degradada – CDEG e Erro absoluto (EA) em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$

DOA	CREC			CDEG			CDEG			EA
	GPP_Torre ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	GPP_mod ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	EA	GPP_MOD17 ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	EA	GPP_Torre ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	GPP_mod ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	EA	GPP_MOD17 ($\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)	
25	5,4	4,7	0,7	2,0	3,4	-	2,1	-	1,0	-
65	4,9	0,9	4,0	1,0	3,9	-	3,0	-	1,0	-
73	3,5	4,5	-	2,0	-	3,3	1,3	0,6	1,0	0,3
81	2,1	8,1	6,0	1,0	1,1	3,4	2,4	1,0	1,0	2,4
89	3,6	6,0	2,4	2,0	1,6	4,4	2,0	2,4	1,0	3,4
105	5,1	5,7	0,5	2,0	3,1	4,0	0,0	4,0	1,0	3,0
129	7,3	15,4	8,0	4,0	3,3	6,2	0,0	6,2	3,0	3,2
169	14,1	9,2	4,9	6,0	8,1	7,1	9,9	2,8	5,0	2,1
201	21,1	14,2	6,9	9,0	12,1	8,7	14,4	5,6	5,0	3,7
209	10,1	13,6	3,4	8,0	2,1	7,5	14,1	6,5	3,0	4,5
233	10,5	11,5	0,9	8,0	2,5	4,4	9,4	5,0	3,0	1,4
265	-	9,3	-	3,0	-	6,7	5,5	1,2	2,0	4,7
281	7,4	11,3	3,8	3,0	4,4	5,8	4,5	1,3	2,0	3,8
289	4,3	6,9	2,6	2,0	2,3	6,0	3,1	2,9	2,0	4,0
337	6,7	9,5	2,8	3,0	3,7	-	4,3	-	2,0	-
345	9,3	6,4	2,9	3,0	6,3	5,0	0,9	4,2	2,0	3,0
Média	7,7	8,6	3,4	3,7	4,0	5,6	4,8	3,5	2,2	3,2

Em estudo realizado em área no norte da Austrália, para floresta de eucalipto, Ma et al. (2014) encontraram coeficiente de determinação R^2 entre GPP_torre e GPP_MOD17 iguais a 0,38, 0,69 e 0,37 para três pontos de medidas. Para o presente estudo os valores de R^2 entre GPP_torre e GPP_MOD17 (Figura 29) foram, respectivamente de 0,74 e 0,65 para CREC e CDEG. Já entre GPP_torre e GPP_mod os valores de R^2 foram menores, quais sejam: 0,35 e 0,51 para a CREC e CDEG, respectivamente, no entanto seu valor médio ficou mais próximo das medidas. Considerando os resultados encontrados a partir da GPP_Torre e GPP_MOD17, as maiores diferenças entre as áreas CREC e CDEG ocorreram entre os dias 169 e 233 (18/06 e 21/08, respectivamente) evidenciando que a chuva é o fator limitante na captação de CO_2 , ficando no período com menor disponibilidade hídrica (do dia 25 ao dia 89) muito pequena a diferença entre GPP nas duas áreas. Já a GPP_mod, apresentou menor diferença com relação as medidas, visto que apresentou para a CREC EA de $3,4 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ enquanto para a GPP_MOD17 o EA foi de $4,0 \text{ g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Pontualmente, a GPP_mod apresentou melhores resultados (com menores erros absolutos), visto que é calculada associando-se medidas de campo com dados orbitais, já especialmente, em particular na diferenciação das duas áreas em estudo, a GPP_MOD17 apresentou melhores resultados.

A partir da distribuição espacial dos resultados da GPP_mod, observados na Figura 30 também se percebe uma maior captação de CO₂ na porção leste do Agreste, apresentando maiores valores de GPP que a porção oeste (onde predomina a vegetação da Caatinga), mesmo durante o período mais seco.

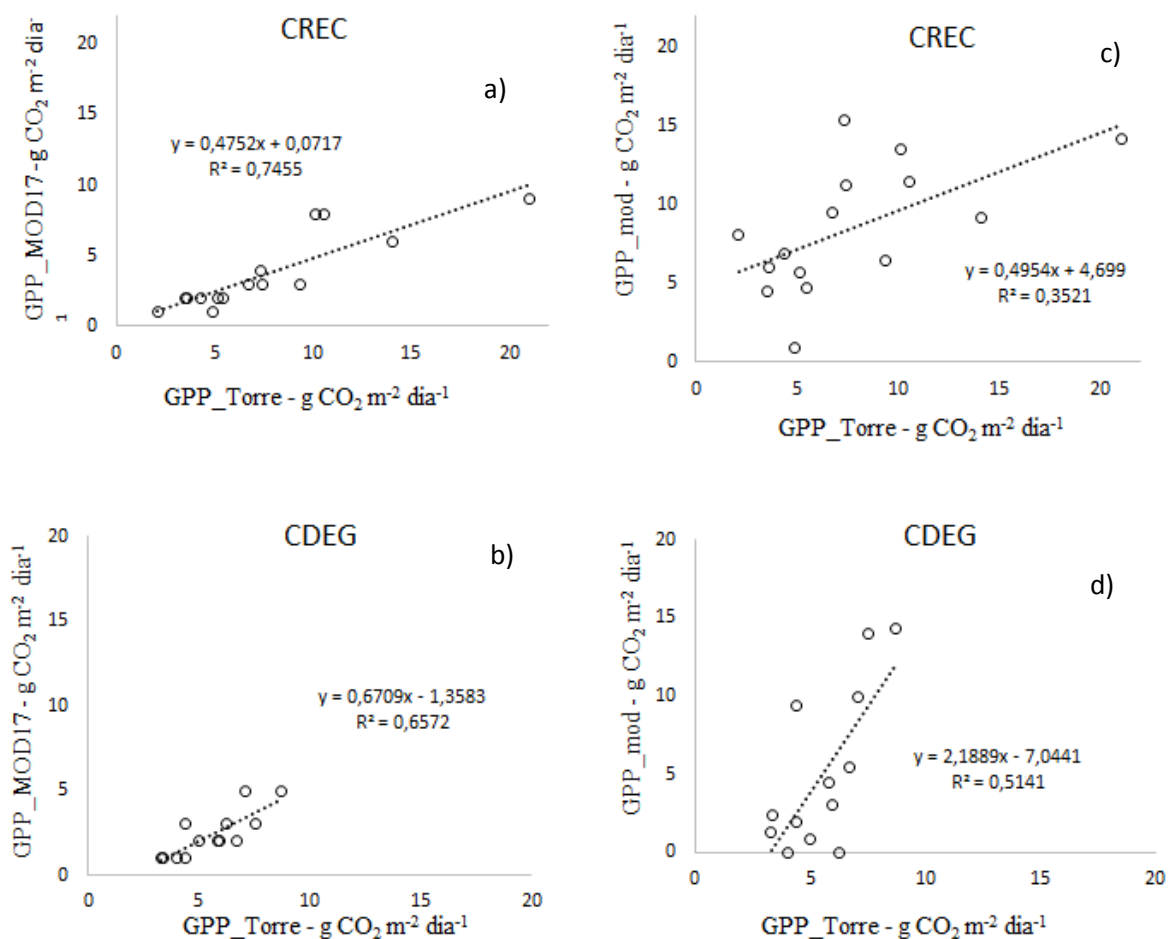


Figura 29: Relação entre GPP_torre e GPP_MOD17 (a e b) e entre GPP_torre e GPP_mod (c e d).

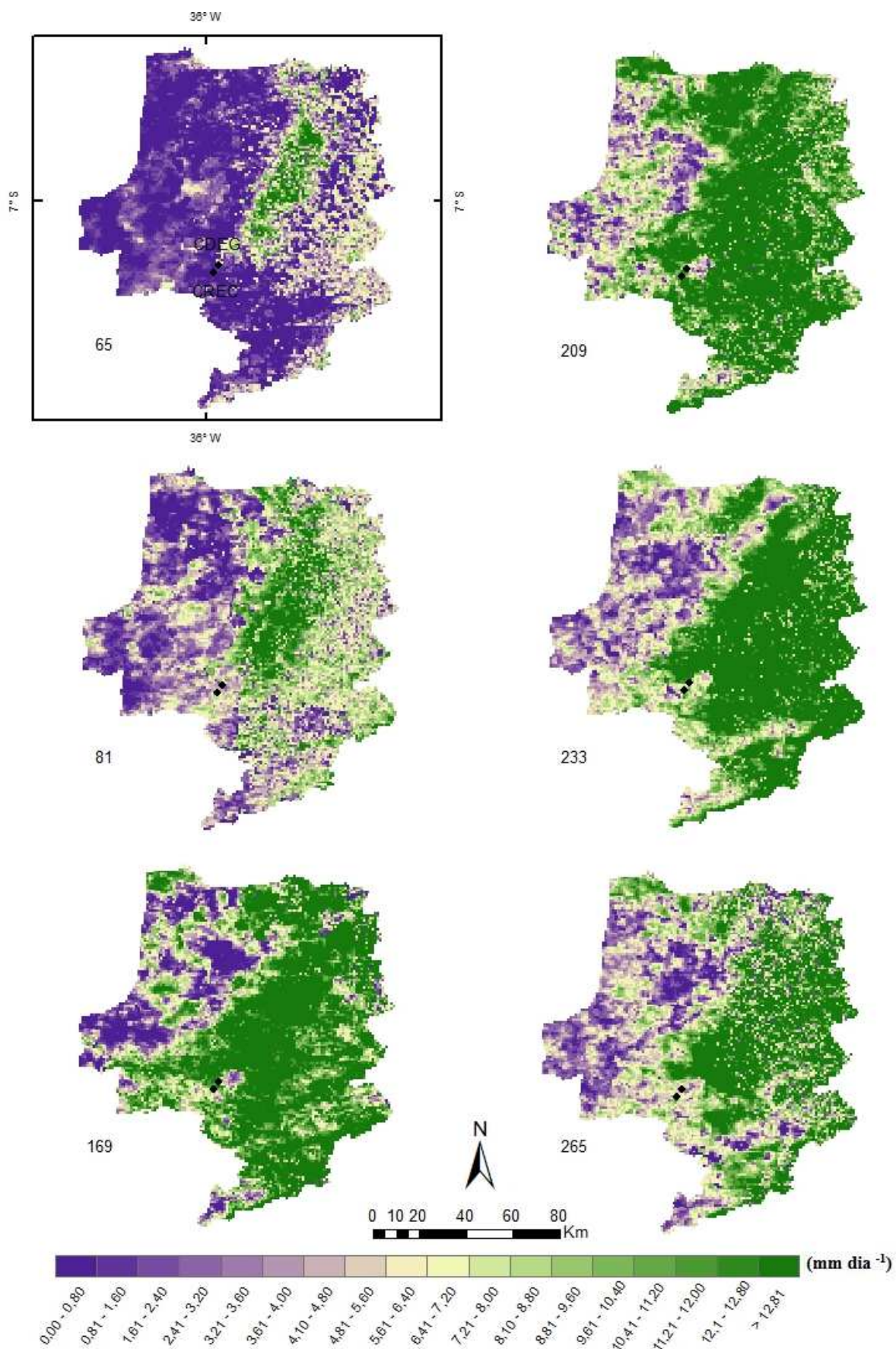


Figura 30: Variação espacial da GPP_{mod}, em g C m² dia⁻¹ (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

6.5.3 O produto MOD17

A GPP obtida do produto MOD17A2 para alguns dias do primeiro e segundo semestre do ano de 2013, é apresentada nas Figuras 31 e 32, respectivamente. A região compreende todo o estado da Paraíba porque o produto é desenvolvido para escala global e a diferenciação entre os diferentes alvos fica mais evidente da análise do estado como um todo. A variação espacial da GPP começa a aumentar à medida que a umidade do solo também aumenta devido ao início do período chuvoso. Percebe-se que para os meses mais chuvosos a GPP também apresenta maiores valores dias 169 (18 de junho) e 209 (28 de julho) em resposta ao elevado índice pluviométrico do mês anterior (abril). Da mesma forma que a Figura 30, evidencia sempre a parte leste do Agreste com maiores valores de GPP, mostrando a relação da GPP com o teor de umidade do solo, visto que essa região compreende o Brejo paraibano. Dessa forma, a chuva parece ser o fator limitante para a absorção de CO₂ pela Caatinga, visto que nos meses secos se têm as menores taxas. Esses resultados concordam com os obtidos por Nascimento (2011), que demonstra que em períodos secos ou até mesmo no período chuvoso de anos secos ocorrem uma diminuição da absorção de CO₂ pela Caatinga.

Valores de GPP destacados em marrom correspondem a valores em torno de 40,9 g C m⁻² dia⁻¹ (considerando já o fator de correção aplicado ao produto) e representam coberturas do solo que podem ser desde cobertura atribuída como sal perene, deserto, neve, pântanos permanentes, zona urbana até cobertura indeterminada. Nesse entorno, os valores são considerados fora do intervalo válido para as variáveis biofísicas, sendo considerados como pixels não modelados pelo algoritmo (HEINSCH et al., 2003).

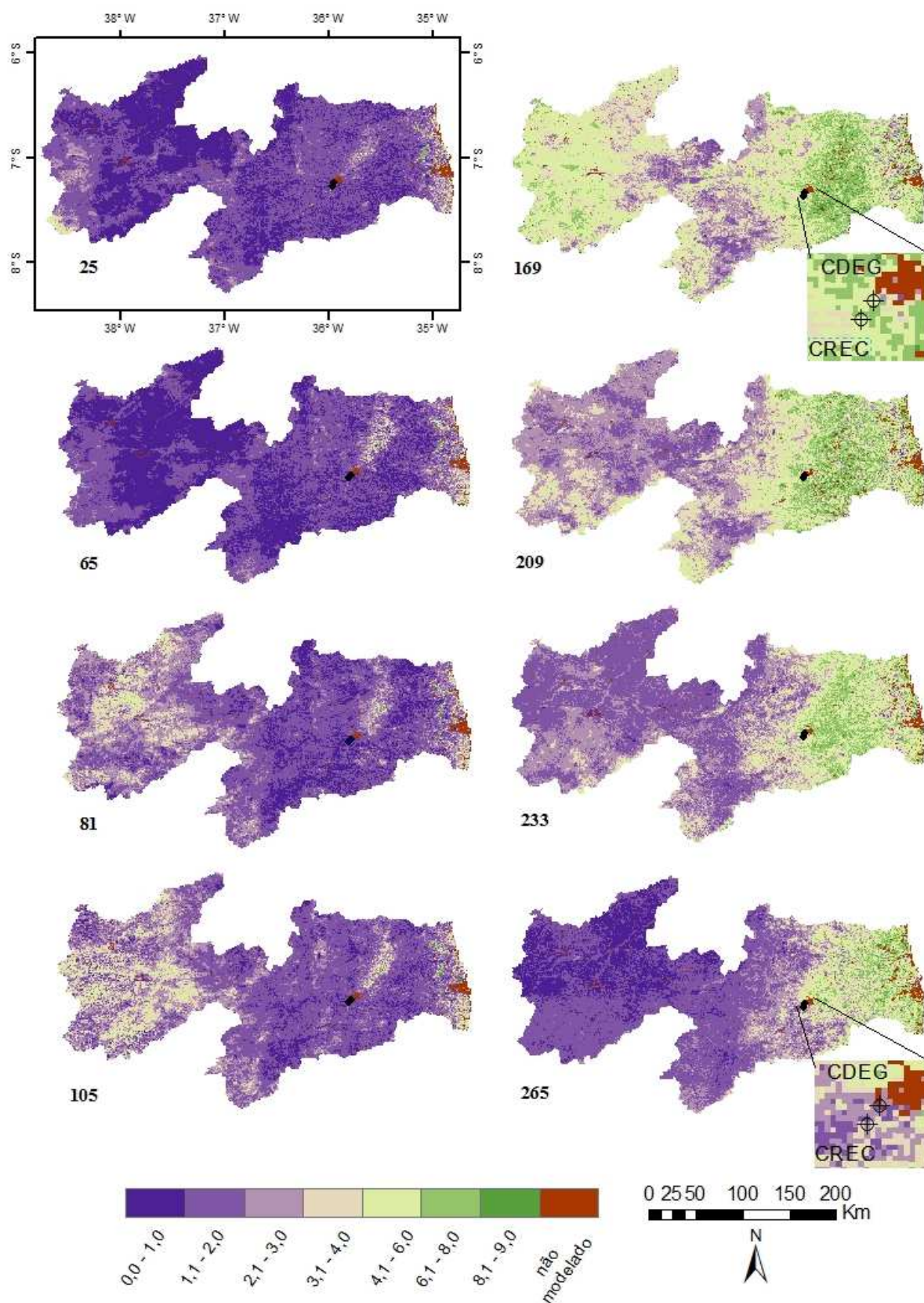


Figura 31: GPP MOD17A2, em $\text{g C m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, para os dias de ordem: 25, 65, 81, 105, 169, 209, 233 e 265 do ano de 2013 (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

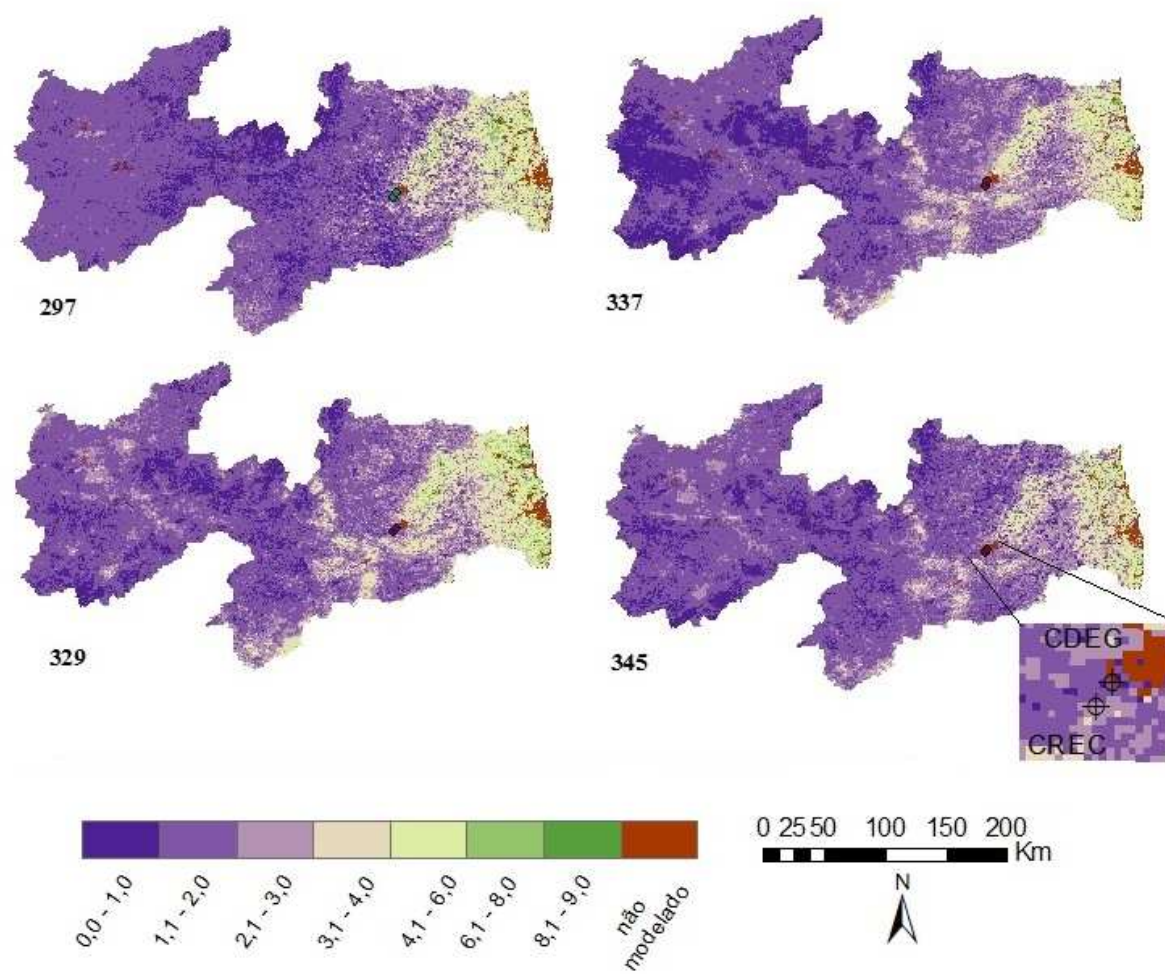


Figura 32: GPP MOD17A2, g C m² dia⁻¹, para os dias de ordem: 297, 329, 337 e 345 do ano de 2013 (Projeção: geográfica, Datum: WGS 84).

7 CONCLUSÕES

As variáveis obtidas, para o bioma Caatinga, como albedo e saldo de radiação mostram a importância da preservação do bioma, visto que, os resultados evidenciam uma maior disponibilidade de energia, para realização dos processos físicos, na área com maior quantidade de vegetação (CREC), que apresenta maiores valores de saldo de radiação e menores valores de albedo em comparação com a área degradada (CDEG).

As análises da Troca líquida do ecossistema (NEE) obtida pelo método das correlações turbulentas mostram que as trocas são mais efetivas durante os períodos chuvosos. Destaca-se, porém, a área de Caatinga em recuperação apresentando valores mais altos de NEE do que na área degradada.

Fica evidente a influência da disponibilidade hídrica nos padrões da produtividade primária bruta (GPP) para as duas áreas em estudo, sendo que essas diferenças foram melhor evidenciadas através da estimativa feita pelo MOD17A2. Apesar de seus resultados estarem mais distantes das medidas de campo do que o modelo aqui apresentado (GPP_mod), sua correlação com as mesmas apresentou-se melhor. A chuva apresenta-se como fator diferenciador na capacidade de captação de CO₂ por parte da Caatinga, visto que a maior diferença entre a área em recuperação e a área degradada ocorre no período de maior disponibilidade hídrica.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G. Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 122, 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**. Rome, Italy, 1998, 318 p.

ALLEN, R.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) – Advanced Training and Users Manual– Idaho Implementation**, version 1.0, 2002, 98 p.

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

AL-RIahi; M. AL-JUMAILY; K. KAMIES, I. Measurements of net radiation and its components in semi-arid climate of Baghdad. **Energy Conversion and Management**, v. 44, p. 509-525, 2003.

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E; JÚNIOR, O. A. DE C. **Sensor MODIS: uma abordagem geral**. INPE-10131-RPQ/752, São José dos Campos, SP. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2003. 58 p.

ANDRADE, R. G. **Aplicação do algoritmo SEBAL na estimativa da evapotranspiração e da biomassa acumulada da cana-de-açúcar**. 2008. 164p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola). Universidade Federal de Viçosa – MG, 2008.

ARAÚJO, A. L. Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais, 115f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2010.

ARAÚJO, A. L. Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais. 102f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande Paraíba, 2014.

ARAÚJO, F. S. DE; RODAL, M. J. N.; BARBOSA, M. R.A DE V.; MARTINS, F. R. Repartição da flora lenhosa no domínio da Caatinga. IN: ARAÚJO, F. S. DE; RODAL, M. J.

N.; BARBOSA, M. R.A DE V. (Org.). **Análise das variações da biodiversidade do bioma Caatinga**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente (MMA) - Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2005. p. 15-33.

CLARK, D.B., Y. XUE, R.J. HARDING, P.J. VALDES. Modeling the Impact of Land Surface Degradation on the Climate of Tropical North Africa. **Journal of Climate**, v.14, p. 1809–1822, 2001.

ARDÖ, J.; MÖLDER, M.; EL-TAHIR, B. A.; ELKHIDIR, H. A. M. Seasonal variation of carbon fluxes in a sparse savanna in semi arid Sudan. **Carbon Balance and Management**. v. 3, n. 7, p. 1-18, 2008.

ANDERSON, L.O.; LATORRE, M.L.; SHIMABUKURO, Y.E.; ARAI, E.; CARVALHO JÚNIOR, O. A. Sensor MODIS: uma abordagem geral. Publicação técnica. INPE-10131-RPQ/752. São José dos Campos, 2003.

ASCE-EWRI. **The ASCE standardized reference evapotranspiration equation**. ASCE-EWRI Standardization of Reference Evapotranspiration Task Committee Rep., ASCE, 2005.

ATAÍDE, K. R. P. Determinação do saldo de radiação e radiação solar global com produtos do sensor MODIS Terra e Aqua, 97f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2006.

BALDOCCHI, D.; FALGE, E.; GU, L.; OLSON, R.; HOLLINGER, D.; RUNNING, S.; ANTHONI, P.; BERNHOFER, C.; DAVIS, K.; EVANS, R.; FUENTES, J.; GOLDSTEIN, A.; KATUL, G.; LAW, B.; LEE, X.; MALHI, Y.; MEYERS, T.; MUNGER, W.; OECHEL, W.; PAW U, K. P.; PILEGAARD, K.; SCHMID, H. P.; VALENTINI, R.; VERMA, S.; VESALA, T.; WILSON, K.; WOFSY, S. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 11, 2001.

BASTIAANSEN, W. G. M. **Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climate**. 1995. 272 p. PhD. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, Netherlands, 1995.

BASTIAANSEN, W. G. M.; PELGRUM, H.; DROOGERS, P.; DE BRUIN, H. A. R.; MENENTI, M. Area-average estimates of evaporation, wetness indicators and top soil moisture during two golden days in EFEDA. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 87, p. 119- 137, 1997.

BASTIAANSEN, W. G. M.; MENENTI, M.; FEDDES, R. A.; HOLTSLAG, A. A. M. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Formulation. **Journal of Hydrology**, v. 212–213, p. 198–212, 1998.

BASTIAANSEN, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, v. 229, n. 1, p. 87–100, 2000.

BASTIAANSEN, W. G. M.; ALI, S. A new crop yield forecasting model based on satellite measurements applied across the Indus Basin, Pakistan. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 94, p. 321-340, 2003.

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

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

BHATTACHARYYA, P.; NEOGI, S.; ROY, K. S.; RAO, K. S. Gross primary production, ecosystem respiration and net ecosystem exchange in Asian rice paddy: an eddy covariance-based approach. **Current Science**, v. 104, n. 1, p. 67-95, 2013

BISHT, G.; VENTURINI, V.; ISLAM, S.; JIANG, L. Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear-sky days. **Remote Sensing of Environment**, v. 97, n. 1, p. 52–67, 2005.

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.

BISHT, G.; BRAS, R. L. Estimation of net radiation from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer over the continental United States. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, n. 6, 2011.

BLONQUIST Jr, J. M.; TANNER, B. D.; BUGBEE, B. Evaluation of measurement accuracy and comparison of two new and three traditional net radiometers. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1709-1721, 2009.

BORGES, V. P. Necessidades hídricas e produtividade de água da cultura do meloeiro irrigado na região de Mossoró – RN. 138f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2011.

BRASIL. MINISTÉRIO DA INTEGRAÇÃO NACIONAL. Nova delimitação do semiárido brasileiro . Brasília: MIN/Secretaria de Políticas de Desenvolvimento Regional, 2005. 33p.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). **Atlas das áreas susceptíveis à desertificação do Brasil**. Brasília – DF: Secretaria de Recursos Hídricos, Universidade Federal da Paraíba, 134 p, 2007.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga. Maria Auxiliadora Gariglio... [et al.], organizadores. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, Ministério do Meio Ambiente, 367 p, 2010.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Contexto, Características e Estratégias de Conservação. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/biomas/caatinga>>. Acesso em 30 de maio de 2014.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente – MMA; INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS – IBAMA. Monitoramento do desmatamento nos biomas brasileiros por satélite acordo de cooperação técnica mma/ibama: monitoramento do bioma caatinga 2002 a 2008. Brasília, 12 de março de 2010.

BRASIL. MINISTÉRIO DOS TRANSPORTES (MT). **Estudo de impacto ambiental (eia) das obras de implantação da ferrovia oeste leste (ef 334), entre Figueirópolis (TO) e Ilhéus (BA)**. Volume 2c - Meio biótico flora - Metodologia e caracterização. 268p, 2009.

BRÜMMER C, FALK U, PAPEN H, SZARZYNSKI J, WASSMANN R, BRÜGGEMANN N. Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa). **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-11, 2008,

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the Atmosphere: theory, history and applications**. D. Reidel, 229 p., 1982.

BURBA, G. *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications*. Lincoln: LI-COR Biosciences, 2013.

CABRAL, O. M. R., ROCHA, H. R., GASH, J. H., LIGO, M. A.V., RAMOS, N. P., PACKER, A. P., BATISTA, E. R. Fluxes of CO₂ above a sugarcane plantation in Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 182–183, p. 54–66, 2013.

CARVALHO, V. C. DE; PINHEIRO JÚNIOR, O. J. Diagnóstico do estado atual da cobertura vegetal em áreas prioritárias para conservação da Caatinga. IN: IN: ARAÚJO, F. S. DE; RODAL, M. J. N.; BARBOSA, M. R.A DE V. (Org.). **Análise das variações da biodiversidade do bioma Caatinga**. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente (MMA) - Secretaria de Biodiversidade e Florestas, 2005. p. 37-80.

CHASMER, L.; BARR, A.; HOPKINSON, C.; MCCAUGHEY, H.; TREITZ, P. ; BLACK, A.; SHASHKOV, A. Scaling and assessment of GPP from MODIS using a combination of airborne lidar and eddy covariance measurements over jack pine forests. **Remote Sensing of Environment**, v. v113, p. v82-93, 2009.

COMPAORÉ, H.; HENDRICKX, J. M.; HONG, S.; FRIESEN, J.; VAN DE GIESEN, N. C.; RODGERS, C.; SZARZYNSKI, J.; VLEK, P. L. G. Evaporation Mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Ghana. **Physic and Chemistry of the Earth**, v. 33, p. 127-140, 2008.

CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; OLIVEIRA, G. S. Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 139 - 152, 2013

DE BRUIN, H. A. R. **From Penman to Makkink**. In: Hooghart, J. C. (Ed.), Proceedings and information: TNO Committee on Hydrological. Gravenhage. The Netherlands, v. 39, p. 5-31, 1987.

DUFFIE, J. A.; BECKMAN, W. A. **Solar engineering of thermal process**, 2nd Ed., Wiley, N. Y. 1991

EMBRAPA. Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/bioma_caatinga>. Acesso em 30 de maio de 2014.

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P. ; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H.; GRANIER, A.; GROSS, P. ; GRÜNWARD, T.; HOLLINGER, D.; OTTO JENSEN, N. ; KATUL, G.; KERONEN, P. ; KOWALSKI, A.; LAI, C. T.; Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, p. 43–69, 2001.

FIELD, C. B.; RANDERSON, J. T.; MALMSTROM, C. M. Global net primary production: combining ecology and remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, v.51, p.74-88, 1995.

FIGUEIREDO, J. M; ARAÚJO, J. M; PEREIRA, O.N., BAKKE, I. A.; BAKKE, O.A. Revegetation of degraded Caatinga sites. **Journal of Tropical Forest Science**, v. 24, n. 3, p. 332–343, 2012.

GARBULSKY, M. F.; PEÑUELAS¹, J.; DARIO, P. ; ARDÖ, J.; GOULDEN, M. L.; KIELY, G.; RICHARDSON, A. D.; ROTENBERG, E.; VEENENDAAL, E. M.; FILELLA, I. Patterns and controls of the variability of radiation use efficiency and primary productivity across terrestrial ecosystems. **Global Ecology and Biogeography**, v. 19, p. 253-267, 2010.

GARRISON, J. D.; ADLER, G. P. Estimation of REccipitable water over the United States for application to the division of solar radiation into its direct and diffuse components. **Solar Energy**, v. 44, p. 225–241, 1990.

GRACE, J., JOSE, J. S., MEIR, P. , MIRANDA, H. S., & MONTES, R. A. Productivity and carbon fluxes of tropical savanna. **Journal of Biogeography**, v. 33, p. 387–400, 2006.

HARRISON, L.P. **Fundamental Concepts and Definitions Relating to Humidity**. In: Wexler, A. (ed) Humidity and Moisture. Reinhold Publishing Company, New York, NY, 1963.

HEINSCH, F. A.; REEVES, M.; VOTAVA, P. ; KANG, S.; MILESI, C.; ZHAO, M.; GLASSY, J.; JOLLY, W. M.; LOEHMAN, R.; BOWKER, C. F.; KIMBALL, J. S.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. **User's Guide GPP and NPP (MOD17A2/A3) Products NASA MODIS Land Algorithm**. Missoula, MT: Univ. Montana, 2003, 57p.

HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING S. W.; KIMBALL , J.; NEMANI, R. R.; DAVIS, K. J.; BOLSTAD, P. V. ; COOK, B. D.; DESAI, A. R.; RICCIUTO, D. M.; LAW, B. E.; OECHEL, W. C.; KWON , H.; LUO, H.;WOFYSY, S. C.; DUNN, A. L.; MUNGER, J. W.; BALDOCCHI, D. D.; XU, L.;HOLLINGER, D. Y.; RICHARDSON, A. D.; STOY, P. C.; SIQUEIRA, M. B. S.; MONSON, R. K.; BURNS, S. P. ; FLANAGAN, L. B. Evaluation of Remote Sensing Based Terrestrial Productivity From MODIS Using Regional Tower Eddy Flux Network Observations. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 44, n. 7, p. 1908-1925, 2006.

HONG, S.-H.; HENDRICKX, J. M. H.; BORCHERS, B. Effect of scaling transfer between evapotranspiration maps derived from LandSat 7 and MODIS images. **Proc. Int. Soc. Opt. Eng.**, SPIE 5811, p. 147–158, 2005.

HUETE, A. R.; LIU, H. Q.; BATCHILY, K.; VANLEEUEWEN, W. A comparison of vegetation indices global set of TM images for EOSMODIS. *Remote Sensing of Environment*, v. 59, p. 440-451, 1997.

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

HWANG, K.; CHOI, M.; LEE, S. O.; SEO, J-W. Estimation of instantaneous and daily net radiation from MODIS data under clear sky conditions: a case study in East Asia. *Irrigation Science*, v. 31, p. 1173-1184, 2012.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). 2004. **Mapa de Biomas e de Vegetação**. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em 26 de junho de 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS - IBAMA. 2009. **Satellite Monitoring of Deforestation in Brazilian Biomes Program**. Disponível em <<http://siscom.ibama.gov.br/monitorabiomas>>. Acesso em 30 de junho de 2014.

IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Library of Congress Cataloging in Publication Data: Academic press Canada, 408p, 1984.

JAHAN, N. ; GAN, T. Y. Developing a gross primary production model for coniferous forests of northeastern USA from MODIS data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 25, p. 11–20, 2013.

JIANG, Y.; ZHANG, J. H.; XU, X. DE; X.; DONG, Z. X. A GPP assimilation model for the southeastern Tibetan Plateau based on CO₂ eddy covariance flux tower and remote sensing data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, v. 23, p. 213–225, 2013.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N. ; ROY, D.P. ; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. *Remote Sensing of Environment*, v. 83, n. 1-2, p. 3–15, 2002.

KANNIAH, K.D.; BERINGER,J.; HUTLEY, L.B.; TAPPER, N. J.; ZHU, X. Evaluation of Collections 4 and 5 of the MODIS Gross Primary Productivity product and algorithm improvement at a tropical savanna site in northern Australia. *Remote Sensing of Environment*, v. 113 p. 1808–1822, 2009.

KIM, J.; HOGUE, T. S. Evaluation of a MODIS triangle-based evapotranspiration algorithm for semiarid regions. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 7, p. 1-19, 2013.

KING, M. D., MENZEL, W. P., KAUFMAN, Y. J., TANRÉ, D., GAO, B. C., PLATNICK, S., ACKERMAN, S. A. REMER, L. A., PINCUS R., e HUBANKS, P. A. Cloud and Aerosol Properties, RECCipitable Water, and Profiles of Temperature and Humidity from MODIS. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 41, 442-458.2003.

KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; RANDOW, C. V.; ARAUJO, A. C.; OLIVEIRA, P. J.; CULF, A.; MANZI, A. O.; NOBRE, A. D.; KABAT, P.; MOORS, E. J. The robustness in eddy correlation fluxes for Amazon rain forest conditions. **Special issue Ecological Applications**, v. 14, n. 4, 2004.

LAPOLA, D. M.; MARTINELLI, L. A.; PERES, C. A.; OMETTO, J. P. H. B.; FERREIRA, M. E.; NOBRE, C. A.; AGUIAR, A. P. D.; BUSTAMANTE, M. M. C.; CARDOSO, M. F.; COSTA, M. H.; JOLY, C. A.; LEITE, C. C.; MOUTINHO, P.; SAMPAIO, G.; STRASSBURG, B. B. N.; VIEIRA, I. C. G. Pervasive transition of the Brazilian land-use system. **Nature Climate Change**, v. 4, p. 27-35, 2014.

LEAL, I. R.; SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M., LACHER, T. E. Jr. Changing the course of biodiversity conservation in the Caatinga of Northeastern Brazil. **Conservation Biology**, v. 19, p. 701-706, 2005

LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. da. **Ecologia e Conservação da Caatinga**. Recife: Ed. Universitária da UFPE, 2003. 822 p.

LEITE, A. V. DE L.; MACHADO, I. C. Reproductive biology of woody species in Caatinga, a dry forest of northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 74, p. 1374-1380, 2010.

LEIVAS, J.; GUSSO, A.; FONTANA, D. C.; BERLATO, M. Estimativa do balanço de radiação na superfície a partir de imagens do satélite ASTER. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto XIII, 2007, Florianópolis. **Anais Florianópolis**, 2007. P. 255-262.

LEUNING, R., CLEUGH, H., ZEGELIN, S., HUGHES, D., 2005. Carbon and water fluxes over a temperate Eucalyptus forest and tropical wet/dry savanna in Australia. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 129, p. 151-173.

LIANG, S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. **Remote Sensing of Environment**, v. 76, p. 213-238, 2000.

LIANG, S.; SHUEY, C. J.; RUSS, A. L.; FANG, H.; CHEN, M.; WALTHALL, C. L.; DAUGHTRY, C. S. T.; HUNT JR., R. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo: II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, v.84, p. 25–4, 2002.

LU, H.; ZHUANG, Q. Evaluating evapotranspiration and water-use efficiency of terrestrial ecosystems in the conterminous United States using MODIS and AmeriFlux data. *Remote Sensing of Environment*, v. 114, p. 1924-1939, 2010.

MA, X.; HUETE, A.; YU, Q.; RESTREPO-COUBE, N.; BERINGER, J.; HUTLEY, L. B.; KANNIAH, K. D.; CLEVERLY, J.; EAMUS, D. Parameterization of an ecosystem light-use-efficiency model for predicting savanna GPP using MODIS EVI. *Remote Sensing of Environment*, v. 154, p. 253–271, 2014.

MACHADO, I. C.; LOPES A. V. **RECURSOS FLORAIS E SISTEMAS DE POLINIZAÇÃO E SEXUAIS EM CAATINGA.** IN: LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. da. (Ed.) *Ecologia e Conservação da Caatinga*. Recife: Ed.Universitária da UFPE, 2003, p. 515-564.

MACIEL, B. DE A. **Unidades de conservação no bioma Caatinga.** IN: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. de S.; CESTARO, A. L.; Kageyama, P. Y.(Org.). *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da caatinga*. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, Ministério do Meio Ambiente, 2010, p. 76- 81.

MALHI, Y.; ARAGAO, L. E. O. C.; METCALFE, D. B., PAIVA, R.; QUESADA, C.A.; ALMEIDA, S.; ANDERSON, L.; BRANDO, P.; CHAMBERS, J. Q.; DA COSTA, A. C. L.; Comprehensive assessment of carbon productivity, allocation and storage in three Amazonian forests. *Global Change Biology*, v. 15, p. 1255–1274, 2009.

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, 145p, 2007.

MONTEITH, J. L., “Solar radiation and productivity in tropical ecosystems,” *The Journal of Applied Ecology*, v. 9, p. 747–766, 1972.

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

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. *Remote Sensing of Environment*, v. 115, p. 1781-1800, 2011.

NASA - MODIS Atmosphere, disponível em <http://www.modis.gsfc.nasa.gov>, acessado em julho de 2013.

NASA – MODIS, disponível em: <http://modis.gsfc.nasa.gov/data/>, acessado em junho de 2015.

NASCIMENTO, R. de S. **Estimativa da variabilidade da quantidade de carbono absorvido pela caatinga**. 2011. 114f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2011.

NICÁCIO, R. M. **Evapotranspiração real e umidade do solo usando dados de sensores orbitais e a metodologia SEBAL na bacia do rio São Francisco**. 337f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

NOBRE, C. A.; LAPOLA, D.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. F.; CARDOSO, M.; OYAMA, M. Relatório No. 6: **Mudanças climáticas e possíveis alterações nos biomas da América do Sul**: CPTEC/INPE, IAE/CTA, São Paulo, Brasil. 2007. 28 p.

NOBRE, P. A variabilidade interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. In: **Climanálise Especial**, edição comemorativa de 10 anos, 1996.

OLIVEIRA, M. B. L. DE. SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, M. F.; MOURA, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 378-386, 2006.

OLIVEIRA, G. DE; ARAÚJO, M. B.; RANGEL, T. F.; ALAGADOR, D.; DINIZ-FILHO, J. A. F. Conserving the Brazilian semiarid (Caatinga) biome under climate change. **Biodiversity and Conservation**, v. 21, p. 2913–2926, 2012.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: a GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3203–3213, 2004.

PAN-BRASIL. **Programa de ação nacional de combate à desertificação e mitigação dos efeitos da seca**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Recursos Hídricos, 2004. 213p.

PANDEY, R.; RAWAT, G. S.; KISHWAN, J. Changes in Distribution of Carbon in Various Forest Types of India from 1995-2005. **Silva Lusitana**, v. 19, n. 1, p. 41 - 54, 2011.

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

PÔÇAS, I.; CUNHA, M. PEREIRA, L. S.; ALLEN, R. G. Using remote sensing energy balance and evapotranspiration to characterize montane landscape vegetation with focus on grass and pasture lands. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 21, p. 159–172, 2013.

PRADO, D. E. **As Caatingas da América Do Sul** IN: LEAL, I. R.; TABARELLI, M.; SILVA, J. M. C. da. (Ed.) *Ecologia e Conservação da Caatinga*. Recife: Ed.Universitária da UFPE, 2003, p. 3-73.

PROBIO - MMA- **Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da diversidade Biológica Brasileira**: Subprojeto: Levantamento da cobertura vegetal e do uso do solo do bioma Caatinga - Relatório Final. APNE – Associação Plantas do Nordeste. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2007.

RANDOW, C. V.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J. DE; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology, Wageningen**, v. 78, p. 5–26, 2004.

RAICH, J. W., RASTETTER, E. B., MELILLO, J. M., KICKLIGHTER, D. W., STEUDLER, P. A., PETERSON, B. J., GRACE, A. L., MOORE, B., VOROSMARTY, C. J. Potential net primary productivity in South-America—application of a global-model. **Ecological Applications**, v. 1, p. 399 – 429, 1991.

RIOS, E. P.; THOMPSON M. **Biomass Brasileiros**. Editora Melhoramentos, 1ª Edição, 176p. 2013.

REY, A.; BELELLI-MARCHESINI, L.; WERE, A.; SERRANO-ORTIZ, P.; ETIOPE, G.; PAPAIE, D.; DOMINGO. F.; PEGORARO, E. Wind as a main driver of the net ecosystem carbon balance of a semiarid Mediterranean steppe in the South East of Spain. **Global Change Biology**, v. 18, p. 539–554, 2012.

RODAL, M. J. N. **Fitossociologia da vegetação arbustivo-arbóreo em quatroáreas da Caatinga em Pernambuco**. 1992. 241p. Tese (Doutorado em Biologia Vegetal) - Programa de Pós-Graduação em Biologia Vegetal, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 1992.

RODAL, M. J. N.; MARTINS, F. R.; SAMPAIO, E. V. DE S. B. Levantamento quantitativo das plantas lenhosas em trechos de vegetação de Caatinga em Pernambuco. **Revista Caatinga**, v. 21, n. 3, p. 192-205, 2008.

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Contribution of semi-arid forests to the climate system. **Science**, v. 22, p. 451–454, 2010.

ROTENBERG, E.; YAKIR, D. Distinct patterns of changes in surface energy budget associated with forestation in the semiarid region. **Global Change Biology**, v. 17, p. 1536-1548, 2011.

RUHOFF, A. L.; NEGRÓN-JUÁREZ, R. I.; FREITAS, R. M.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R. da. Variabilidade dos fluxos de calor sensível e latente em áreas de cerrado sensu stricto. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto XIV**, Natal. Anais, p. 4829-4836, 2009.

RUNNING, S. W.; BALDOCCHI, D. D.; TURNER, D. P.; GOWER, S. T.; BAKWIN, P. S.; HIBBARD, K. A. A GLOBAL TERRESTRIAL MONITORING NETWORK INTEGRATING TOWER FLUXES, FLASK SAMPLING. Ecosystem Modeling and EOS Satellite Data. **Global Terrestrial Monitoring Network**, v. 70, p. 108-127, 1999.

RUNNING, S.W.; NEMANI, R. R.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; REEVES, M.; HASHIMOTO, H. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary production. **BioScience** v. 54, n. 6, p. 547 – 560, 2004.

SÁ, I. B.; RICHE, G. R.; FOTIUS, G. A. **As paisagens e o processo de degradação do semi-árido nordestino**. IN: SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M. T.; LINS, L. V. (Org.). Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente: Universidade Federal de Pernambuco, 2003. p. 15-36.

SAMPAIO, E. V. S. B. **Caracterização da caatinga e fatores ambientais que afetam a ecologia das plantas lenhosas**. In: SALES, V. C. (Org.). Ecosistemas brasileiros: manejo e conservação. Fortaleza: Expressão Gráfica e Editora, 2003. p. 129-142.

SAMPAIO, E. V. de S. **Características e potencialidades**. IN: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. de S.; CESTARO, A. L.; Kageyama, P. Y. (Org.). Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga. Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, Ministério do Meio Ambiente, 2010. p. 29-48

SAMPAIO, G.; NOBRE, C.; COSTA, M. H.; SATYAMURTY, P. ; SOARES-FILHO, B. S.; CARDOSO, M. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. 1-7, 2007.

SANTOS, C. A. C. dos; SILVA, B. B. Obtenção dos fluxos de energia à superfície utilizando o algoritmo S-SEBI. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 3, p. 365 - 374, 2010.

SANTOS, F.A.C. **Alterações no balanço radiativo e impactos climáticos decorrentes do uso da terra no estado de São Paulo**. 83f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Campina Grande, 2011.

SANTOS, F. A. C.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; ARAÚJO, A. L.; CUNHA, J. E. B. L. Desempenho de metodologias para estimativa do saldo de radiação a partir de imagens MODIS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 3, 00 - 00, 2015. In press.

SCHIMMEL, D. S. Drylands in the Earth system. **Science**, v. 327, p. 418–419, 2010.

SEEMANN, S. W.; BORBAS, E. E.; Li, J.; MENZEL, W. P.; GUMLEY, L. E. MODIS Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document. Version 6, October 25, 2006. Disponível em: http://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd_mod07.pdf. Acessado em 10 de fevereiro de 2014.

SEEMANN, S. W., J. LI, W. P. MENZEL, AND L. E. GUMLEY. Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. **Journal Applied Meteorology**, v. 42, p. 1072-1091, 2003.

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

SILVA, B. B. da; GALVÍNCIO, J. D.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MACHADO, C. C. C.; OLIVEIRA, L. M. M. de; MOURA, M. S. B. Determinação por sensoriamento remoto da produtividade primária bruta do perímetro irrigado São Gonçalo – PB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 57 - 64, 2013.

SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M.T. **O processo de seleção de áreas e ações prioritárias para a conservação da Caatinga**. IN: SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; FONSECA, M. T.; LINS, L. V. (Org.). Biodiversidade da Caatinga: áreas e ações prioritárias para a conservação. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente: Universidade Federal de Pernambuco, 2003. p. 9-14.

SILVA-JÚNIOR, R. S. DA; MOURA, M. A. L.; MEIXNER, F. X.; KORMANN, R.; LYRA, R. F. F.; NASCIMENTO FILHO, M. F. do. Estudo da concentração do CO₂ atmosférico em área de pastagem na região amazônica. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 3, p. 259-270, 2004.

SOUZA, C. A. **Manejo florestal sustentável e biodiversidade - O Estudo de Caso nas Fazendas Maturi e Formosa – Breve Contextualização.** IN: GARIGLIO, M. A.; SAMPAIO, E. V. de S.; CESTARO, A. L.; Kageyama, P. Y.(Org.). *Uso sustentável e conservação dos recursos florestais da Caatinga.* Brasília: Serviço Florestal Brasileiro, Ministério do Meio Ambiente, 2010. p. 279-286

SOUZA, D. C. de; OYAMA, M. D. Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 103, p. 345-357, 2011.

SOUZA, S. S. **Regional climatic impacts of the vegetation change in the semi-arid in Northeast Brazil.** Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, São Paulo, 2009p, 2006.

Strahler, A.; Muchoney, D.; Borak, J.; Friedl, M.; Gopal, S.; Lambin, E.; Moody, A. **MODIS land cover product algorithm theoretical basis document.** Versão 5.0, p. 1-72, may 1999. Disponível em: <modis.gsfc.nasa.gov/data/atdb/atdb_mod12.pdf>. Acesso em: 6 fev. 2015.

TASUMI, M. **Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery**, 2003. 357p. Ph.D. dissertation, University of Idaho, Moscow, Id. 2003.

TASUMI, M.; ALLEN, R. G.; TREZZA, R.; WRIGHT, J. L. Satellite-Based Energy Balance to Assess Within-Population Variance of Crop Coefficient Curves. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, p. 94-108, 2005.

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

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W. G. M.; AHMAD, M. D.; MOURA, M. S. B.; BOS, M. G. Analysis of energy fluxes and vegetation-atmosphere parameters in irrigated and natural ecosystems of semi-arid Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 362, p. 110– 127, 2008.

TEIXEIRA, A. H. C.; BASTIAANSEN, W.G. M.; AHMAD, M. D.; BOS, M. G. Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle São Francisco River basin, Brazil. Part B: Application to the regional scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 477-490, 2009.

TWINE, T. E.; KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A. Effects of Land Cover Change on the Energy and Water Balance of the Mississippi River Basin. **Journal of Hydrometeorology**. v. 5, p. 640-655, 2004.

TURCO, R. P. **Atmospheric Chemistry**. IN: Trenbeth, K. E. (Ed.). *Climate System Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, 1995. 788p.

TURNER, D. P. ; OLLINGER, S.; SMITH, M. L.; KRANKINA, O.; GREGORY, M. Scaling net primary production to a MODIS footprint in support of Earth observing system product validation. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, n. 10, p. 1961-1979, 2004.

TURNER, D.P. ; RITTS, W.D.; COHEN, W.B.; GOWER, S.T.; ZHAO, M.S.; RUNNING, S.W.; WOFSY, S.C.; URBANSKI, S.; DUNN, A.L.; MUNGER, J.W. Scaling Gross Primary Production (GPP) over boreal and deciduous forest landscapes in support of MODIS GPP product validation. **Remote Sensing of Environment**, v. 88, p. 256–270, 2003.

TURNER, D. P. ; RITTS, W. D.; COHEN, W. B.; GOWER, S. T.; RUNNING, S. W.; ZHAO, M.; COSTA, M. H.; KIRSCHBAUM, A. A.; HAM, J. M.; SALESKA, S. R. D. E. Evaluation of MODIS NPP and GPP products across multiple biomes. **Remote Sensing of Environment**, v. 102, p. 282-292, 2006.

VEENENDAAL, M. E.; KOLLE, O.; LLOYD, J. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad leaved semiarid savanna (Mopane woodland) in Southern Africa. **Global Change Biology**, v. 10, n. 3, p. 318-328, 2004.

VELLOSO, A. L.; SAMPAIO, E. V. S. B.; PAREYN, F. G. (Ed). **Ecorregiões do bioma Caatinga**. Resultados do Seminário de Planejamento Ecorregional da Caatinga – 1ª Etapa. Brasília: The Nature Conservancy/Associação Plantas do Nordeste, 2002. 75 p.

WEBB, E.K. Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. n. 96, 67-90, 1970.

WOHLFAHRT, W. et al. Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chambers and modeling. **Agricultural and Forest meteorology**, v. 128, p. 141–162, 2005.

XIAO, X., HOLLINGER, D., ABER, J. D., GOLTZ, M., DAVIDSON, E. A., & ZHANG, Q. Y. Satellite-based modeling of gross primary production in an evergreen needleleaf forest. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, p. 519-534, 2004a.

XIAO, X.; ZHANG, Q.; BRASWELL, B.; URBANSKI, S.; BOLES, S.; WOFSY, S.; MOORE III, B.; OJIMA, D. Modeling gross primary production of temperate deciduous broadleaf forest using satellite images and climate data. **Remote Sensing of Environment**. v. 91, n. 2, p. 256–270. 2004b.

XIAO, X.; ZHANG, Q.; SALESKA, S.; HUTYRA, L.; DE CAMARGO, P. ; WOFSY, S.; FROLKING, S.; BOLES, S.; KELLER, M.; MOORE B. Satellite-based Modeling of Gross Primary Production in a Seasonally Moist Tropical Evergreen Forest. **Remote Sensing of Environment**. v. 94, n. 1, p. 105– 122, 2005.