



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



**TESE DE DOUTORADO**

**OPERACIONALIZAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA E  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ESCALA REGIONAL COM DADOS DE  
SENSORES ORBITAIS**

**ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO**

**Orientador:**

**Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA**

Campina Grande – PB

Agosto – 2014

**ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO**

**OPERACIONALIZAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA E  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ESCALA REGIONAL COM DADOS DE  
SENSORES ORBITAIS**

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

Área de concentração: **Agrometeorologia e Micrometeorologia**

Subárea: **Sensoriamento Remoto Aplicado**

Orientador:

Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva

Campina Grande – PB

Agosto – 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A663o

Araújo, Argemiro Lucena.

Operacionalização do balanço de energia e evapotranspiração em escala regional com dados de sensores orbitais / Argemiro Lucena Araújo. — Campina Grande, 2014.

101 f.: il. col.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2014.

“Orientação: Prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva”.

Referências.

1. Balanço de Radiação – Meteorologia. 2. Landsat. 3. Calor Latente. 4. Sensoriamento Remoto. 5. Modelagem. I. Silva, Bernardo Barbosa da. II. Título.

CDU – 551.502.5(043)

ARGEMIRO LUCENA ARAÚJO

OPERACIONALIZAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA E  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ESCALA REGIONAL COM DADOS DE SENSORES  
ORBITAIS

TESE APROVADA EM 29/08/2014

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



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



Prof. Dra. CELIA CAMPOS BRAGA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. RANYÉRE SILVA NOBREGA  
Departamento de Ciências Geográficas  
Universidade Federal de Pernambuco



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

## **DEDICATÓRIA**

Dedico primeiramente a Deus, pela força, esperança e fé em sempre alcançar novos objetivos e vencer os desafios que surgem. Aos meus pais Argemiro Gomes de Araújo e Maria do Socorro Lucena Araújo, por todo apoio, afeto e dedicação que me forneceram durante essa jornada. Aos meus avós e familiares pela confiança e apoio. Ao meu orientador, prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, pelo aprendizado e crescimento profissional proporcionado neste tempo de convivência.

## **AGRADECIMENTOS**

A CAPES, pela bolsa de Doutorado concedida durante toda a vigência do curso.

Ao CNPq, pelo financiamento das pesquisas nas quais foram coletados os dados necessários à realização do trabalho.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFCG, pela oportunidade, e a todos os professores que contribuíram com o mesmo, em especial ao prof. Dr. Bernardo Barbosa da Silva, por todo empenho e atenção durante o curso e na orientação deste trabalho.

A Fazenda Frutacor, pela oportunidade de realização do experimento em suas instalações, e a UFERSA, pelo apoio prestado durante o andamento do experimento.

Ao colega e amigo prof. Dr. Saulo Tasso Araújo da Silva por todo empenho e dedicação na montagem, manutenção e coleta de dados do experimento de campo.

Aos colegas e amigos do Programa de Pós-Graduação, em especial a Madson e Fran, e a todos que de alguma forma contribuíram com essa conquista.

Aos membros da banca examinadora, em particular aos prof. Dr. Carlos Antônio Costa dos Santos, profa. Dra. Célia Campos Braga, prof. Dr. Ranyére Silva Nóbrega e prof. Dr. Bergson Guedes Bezerra, pelas valiosas sugestões e correções propostas.

Aos meus pais, Argemiro Gomes de Araújo e Maria do Socorro Lucena Araújo, e aos meus avós e familiares pela confiança, apoio, atenção e carinho.

A todos que de alguma forma contribuíram com esse desfecho, a minha completa e sincera gratidão.

*“É preciso amar as pessoas  
Como se não houvesse amanhã  
Porque se você parar prá pensar  
Na verdade não há...”  
(Renato Russo)*

*“Eu prefiro ser  
Essa metamorfose ambulante  
Do que ter aquela velha  
Opinião formada sobre tudo...”  
(Raul Seixas)*

## RESUMO

Basicamente, a evapotranspiração (ET) é obtida de forma pontual ou local em experimentos a partir de alguns dados medidos em superfície, o que não permite uma visualização espacial em grande escala. Além disso, os modelos são bastante complexos e necessitam de dados de estações meteorológicas, muitas vezes escassos. Neste sentido, pretende-se empregar uma metodologia simplificada e ajustada a partir de algoritmos existentes a dados de sensores orbitais disponíveis para a região Nordeste do Brasil com o intuito de operacionalizar a obtenção do balanço de energia (BE) e evapotranspiração em grande escala apenas com dados de sensoriamento remoto. Foram utilizados dados MODIS/Terra do período de 2002 a 2011 para aplicação da metodologia proposta e avaliação dos resultados. O tratamento dos dados resultou na obtenção de séries temporais e mapas de NDVI, albedo, temperatura da superfície e das componentes do BE e evapotranspiração. Os resultados obtidos foram analisados para diversos alvos espalhados pela região Nordeste, selecionados com base no mapa de vegetação do Brasil do IBGE 2002, e comparados a dados encontrados na literatura. Os alvos da região apresentaram valores médios de NDVI na faixa de 0,35 a 0,70; albedo na faixa de 11 a 23% e  $T_s$  entre 24 e 34°C. Foram obtidos erro médio percentual (EMP) e erro médio absoluto (EMA) da ordem de 9% e 15  $Wm^{-2}$  nos valores do saldo de radiação diário quando comparados a dados de experimento de campo. A estimativa da ET por meio de correlações turbulentas do experimento de campo na fazenda Frutacor apresentou valores que sobrestimaram os dados obtidos por meio do modelo, apresentando EMP e EMA de 22% e 0,79  $mm.dia^{-1}$ , respectivamente. Os dados médios anuais de ET variaram de 482 a 1105  $mm.ano^{-1}$  em áreas de caatinga e floresta tropical pluvial, respectivamente. Quando comparados a dados do produto MOD16 observou-se que houve uma superestimativa por parte destes últimos, com variação de 596 a 1532  $mm.dia^{-1}$  para as mesmas áreas citadas. Os resultados apresentaram-se condizentes com a literatura e evidenciaram que a metodologia proposta constitui uma poderosa ferramenta para estimativa das componentes do BE e da ET.

**Palavras chave:** Balanço de radiação, MODIS, Landsat, calor latente, calor sensível, sensoriamento remoto, modelagem.

## ABSTRACT

Basically, evapotranspiration (ET) is obtained in a timely manner or place in some experiments from data measured on the surface, which does not allow for spatial visualization on a large scale. Furthermore, models are quite complex and require data from meteorological stations, often scarce. In this sense, we intend to employ a simplified methodology and adjusted from existing data from satellite sensors available for the Northeast region of Brazil in order to operationalize obtaining the BE and evapotranspiration on a large scale only with remote sensing algorithms. MODIS/Terra data were used in the period 2002-2011 for implementation of the proposed methodology and evaluation of results. The data resulted in obtaining time series data and maps of NDVI, albedo, land surface temperature and the components of BE and evapotranspiration. The results were analyzed for various targets scattered throughout the Northeast region, selected based on the vegetation map of Brazil's IBGE 2002, and compared with literature data. The targets of the region showed average NDVI values in the range 0.35 to 0.70; albedo in the range 11-23% and Ts between 24 and 34 °C. The assessment values of daily net radiation presented mean percentage error (MPE) and mean absolute error (MAE) of 9% and 15 Wm<sup>-2</sup>, respectively, when compared with field experiment data. The estimation of ET values according to eddy covariance method in a field experiment on the Frutacor farm presented overestimated data when compared to the simplified model, showing MPE and MAE equal to 22% and 0.79 mm.dia<sup>-1</sup>, respectively. The mean annual ET values varied from 482 to 1105 mm.yr<sup>-1</sup> in areas of savanna and rainforest, respectively. When compared to MOD16 product data was observed that there was an overestimation by the latter, ranging from 596 to 1532 mm.yr<sup>-1</sup> for the same areas. The results obtained are consistent with the literature and showed that the proposed methodology is a powerful tool to estimate the components of the BE and ET.

**Key-Words:** Net radiation, MODIS, Landsat, latent heat flux, sensible heat flux, remote sensing, modeling.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Representação da região Nordeste do Brasil e seu relevo (m).....	41
Figura 2 – Representação das áreas de estudo e suas características. ....	44
Figura 3 – NDVI médio mensal (2002-2011) para os alvos da região Nordeste. ....	64
Figura 4 – Albedo médio mensal (2002-2011) para alvos da região Nordeste. ....	66
Figura 5 – Valores médios mensais de Ts (°C) (2002-2011) para alvos da região Nordeste.....	68
Figura 6 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2002 a 2004 para a região Nordeste.....	70
Figura 7 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2005 a 2007 para a região Nordeste.....	71
Figura 8 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2008 a 2010 para a região Nordeste.....	72
Figura 9 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do ano de 2011 para a região Nordeste.....	73
Figura 10 – Saldo de radiação instantâneo médio ( $Wm^{-2}$ ) (2002-2011) para os alvos da região Nordeste na horário da passagem do MODIS/Terra. ....	75
Figura 11 – Médias anuais de Rn instantâneo do período de 2002 a 2010 para a região Nordeste.....	77
Figura 12 – Média anual do Rn instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) do ano de 2011 para a região Nordeste.....	78
Figura 13 – Fluxos G, H e LE e do Rn ( $Wm^{-2}$ ) com seus respectivos alvos e anos correspondentes.....	79
Figura 14 – Fluxos G, H e LE e Rn ( $Wm^{-2}$ ) com seus respectivos alvos e anos correspondentes.....	80
Figura 15 – ET média mensal (mm/mês) (2002-2011) para alvos da região Nordeste. ....	83
Figura 16 – Distribuição sazonal de $ET_0$ e $ET_r$ (mm/8dias) para Bebedouro – CE no período de 2004 a 2011. ....	84

Figura 17 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2002 e 2003.....	86
Figura 18 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2004 e 2005.....	87
Figura 19 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2006 e 2007.....	88
Figura 20 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2008 e 2009.....	89
Figura 21 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2010 e 2011.....	90

## LISTA DE TABELAS E QUADROS

Quadro 1 – Descrição das áreas de interesse e dos respectivos pontos. ....	43
Tabela 1 – Valores da constante $W_b$ para o sensor MODIS (Tasumi et al., 2008). ...	49
Tabela 2 – Características da superfície para escolha dos pixels quentes e frios. ...	52
Tabela 3 – Descrição das bandas do produto MOD11A2 .....	54
Tabela 4 – Descrição das bandas do produto MOD09A1 .....	55
Tabela 5 – Descrição das bandas do produto MOD16A2 .....	57
Tabela 6 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado. ....	59
Tabela 7 – Fluxo de calor no solo instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado. ....	60
Tabela 8 – Fluxo de calor sensível instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado. ....	60
Tabela 9 – Fluxo de calor latente instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado. ....	60
Tabela 10 – Valores observados e estimados de $R_n$ 24h ( $Wm^{-2}$ ). ....	61
Tabela 11 – Valores observados e estimados de ET 24h (mm/dia). ....	61
Tabela 12 – Valores médios anuais de NDVI para alvos da região Nordeste. ....	63
Tabela 13 – Valores médios anuais de albedo para alvos da região Nordeste. ....	65
Tabela 14 – Valores médios anuais de $T_s$ para alvos da região Nordeste. ....	67
Tabela 15 – Valores médios anuais de $R_n$ instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) para a região Nordeste no horário da passagem do MODIS/Terra. ....	74
Tabela 16 – Valores anuais acumulados de ET (mm/ano) para a região Nordeste. .	82
Tabela 17 – Erro médio percentual (%) entre o modelo deste estudo e o modelo Mu et al. (2011). ....	85

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AOI – *Area Of Interesting*

DGI-INPE – Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

EMA – Erro médio absoluto

EMP – Erro médio percentual

LAI – *Leaf Area Index*

METRIC – *Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*

NASA – *National Aeronautics and Space Administration*

NDVI – *Normalized Difference Vegetation Index*

NOAA – *National Oceanic Atmospheric Administration*

REMQ – Raiz do erro médio quadrático

S-SEBI – *Simplified Surface Energy Balance Index*

SAFER – *Simple Algorithm For Evapotranspiration Retrieving*

SAVI – *Soil Adjusted Vegetation Index*

SEBAL – *Surface Energy Balance Algorithm for Land*

SEBS – *Surface Energy Balance System*

SEBTA – *Surface Energy Balance with Topography Algorithm*

SSEB – *Simplified Surface Energy Balance*

TSEB – *Two Source Energy Balance*

TM – *Thematic Mapper*

## LISTA DE SÍMBOLOS

$R_n$  – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ )

$T_a$  – Temperatura da atmosfera (K)

$T_s$  – Temperatura da superfície (K)

$\varepsilon_a$  – Emissividade aparente da atmosfera

$\varepsilon_0$  – Emissividade termal à superfície

$ET_0$  – Evapotranspiração de referência (mm)

$K_c$  – Coeficiente de cultivo

$K_{c_b}$  – Coeficiente de cultura basal

$K_e$  – Coeficiente de evaporação da água da superfície do solo

$Z_{om}$  – Rugosidade da superfície

$R_s$  – Resistencia da superfície

$R_a$  – Resistencia aerodinâmica

$R_{L\downarrow}$  – Radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ )

$R_{S\downarrow}$  – Radiação solar incidente ( $Wm^{-2}$ )

$\alpha$  – Albedo da superfície

$R_{L\uparrow}$  – Radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ )

$G_{SC}$  – Constante solar ( $Wm^{-2}$ )

$\theta_{hor}$  – Ângulo zenital solar para superfície horizontal

$\theta_{rel}$  – Ângulo zenital solar para superfície inclinada

$d^2$  - Quadrado da distância relativa Terra-Sol

$\tau_{sw}$  – Transmissividade atmosférica

$z$  – elevação do pixel (m)

$\delta$  – Declinação do Sol

$s$  – Inclinação da superfície

$\gamma$  – Ângulo de aspecto da superfície

$\omega$  – Ângulo horário

$\rho_{s,b}$  – Reflectância à superfície

$\sigma$  – Constante de Stefan-Boltzmann

$G$  – Fluxo de calor no solo ( $\text{Wm}^{-2}$ )

FE – Fração evaporativa

$H$  – Fluxo de calor sensível ( $\text{Wm}^{-2}$ )

LE – Fluxo de calor latente ( $\text{Wm}^{-2}$ )

$ET_{24}$  – Evapotranspiração diária (mm)

$Rn_{24h}$  – Saldo de radiação diário ( $\text{Wm}^{-2}$ )

$Rn_{MAX}$  – Valor máximo do saldo de radiação instantâneo observado durante o dia

$t_{NAS}$  e  $t_{POR}$  – Instantes onde o  $Rn$  é nulo (próximos ao nascer e pôr do Sol)

$t_{PASS}$  – Instante da passagem do satélite

$F_c$  – Fator de correção para o modelo senoidal

$\alpha_{24h}$  – Albedo médio diário

$\tau_{sw24h}$  – Transmissividade média diária da atmosfera

$R_{s\downarrow 24h}$  – Radiação solar média diária incidente ( $\text{Wm}^{-2}$ )

$X$  – Valor observado da variável

$X'$  – Valor estimado da variável

## SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO .....	17
2 – REVISÃO DE LITERATURA .....	20
2.1 – Saldo de radiação ( $R_n$ ) .....	20
2.2 – Evapotranspiração (ET) .....	22
2.3 – Breve histórico dos sensores disponíveis .....	24
2.4 – Algoritmos para estimativa da ET .....	26
2.4.1 – Algoritmo SEBAL/METRIC .....	27
2.4.2 – Algoritmo S-SEBI.....	29
2.4.3 – Algoritmo SEBS.....	30
2.4.4 – Algoritmo SSEB.....	31
2.4.5 – Algoritmo SEBTA.....	32
2.4.6 – Algoritmo Mu et al. (2007, 2011) .....	34
2.4.7 – Algoritmo SAFER .....	36
2.4.8 – Algoritmo TSEB.....	37
3 – MATERIAL E MÉTODOS .....	40
3.1 – Área de estudo.....	40
3.2 – Coleta dos dados para validação.....	42
3.3 – Definição das áreas de interesse (AOI) .....	43
3.4 – Dados de satélite utilizados .....	44
3.5 – Determinação simplificada do balanço de radiação ( $R_n$ ) .....	46
3.5.1 – Radiação de onda curta incidente ( $R_{s\downarrow}$ ) .....	47
3.5.2 – Albedo da superfície ( $\alpha$ ) e NDVI.....	48
3.5.3 – Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ ).....	49
3.5.4 – Radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ ).....	50
3.6 – Determinação simplificada do balanço de energia (BE).....	50

3.6.1 – Fluxo de calor no solo (G) .....	51
3.6.2 – Fração evaporativa (FE) .....	51
3.6.3 – Fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE) .....	52
3.6.4 – Evapotranspiração (ET) .....	52
3.7 – Etapas para obtenção da ET .....	54
3.7.1 – Descrição dos produtos MODIS/Terra utilizados .....	54
3.7.2 – Tratamento inicial dos dados MODIS/Terra .....	55
3.7.3 – Transformação em pontos de grade .....	56
3.7.4 – Tratamento final dos dados .....	56
3.7.5 – Dados Mu et al. (2011) .....	57
3.8 – Análise estatística dos resultados .....	57
4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	59
4.1 – Validação dos resultados .....	59
4.2 – NDVI, Albedo e Ts .....	62
4.2.1 – NDVI .....	62
4.2.2 – Albedo da superfície .....	65
4.2.3 – Temperatura da superfície .....	67
4.2.4 – Comportamentos médios anuais do albedo, NDVI e Ts .....	69
4.3 – Componentes do balanço de energia .....	74
4.3.1 – Saldo de radiação instantâneo .....	74
4.3.2 – Fluxos de calor e saldo de radiação .....	78
4.4 – Saldo de radiação diário .....	81
4.5 – Evapotranspiração .....	82
5 – CONCLUSÕES .....	91
6 – SUGESTÕES .....	93
REFERÊNCIAS .....	94

## 1 – INTRODUÇÃO

A evapotranspiração (ET) é um fenômeno físico que transfere grandes volumes de água da superfície terrestre para a atmosfera através da evaporação da água do solo e da transpiração dos vegetais. A quantificação do consumo de água de grandes áreas e projetos de irrigação é importante para utilização e manejo dos recursos hídricos e vem sendo cada vez mais aplicada em várias partes do planeta (Bastiaanssen et al., 2005; Silva e Bezerra, 2006; Allen et al., 2007b).

A região Nordeste do Brasil engloba uma grande área caracterizada climatologicamente como semiárida, onde a irregularidade espaço-temporal das chuvas e as altas taxas evaporativas provocam a escassez de água para a população e para sua agricultura. Nessa região, a produção para fins de agronegócio é quase que totalmente obtida através da irrigação e a maior parte da população sobrevive da agricultura de sequeiro. Tendo como objetivo a melhor utilização dos recursos hídricos da região, várias aplicações vêm sendo desenvolvidas ao longo do tempo na região para a estimativa da ET (Santos et al., 2007; Bezerra et al., 2008; Santos e Silva, 2008), do balanço de radiação (Silva et al., 2005; Di Pace et al., 2008), do cômputo dos fluxos de calor sensível e latente (Silva e Bezerra, 2006; Mendonça et al., 2012), da calibração de componentes do balanço de radiação (Araújo et al., 2012) e do refinamento de imagens termais (Agam et al., 2007; Araújo et al., 2012).

Basicamente, a ET pode ser obtida de forma pontual em experimentos espalhados por diversas regiões a partir de alguns dados de superfície, tais como o coeficiente de cultura, parâmetros climáticos, monitoramento da umidade do solo, medida dos fluxos de vapor, dentre outros. Contudo, essas estimativas pontuais não permitem a visualização espacial da ET em grande escala, o que é atualmente uma grande preocupação em numerosas práticas de gestão regional dos recursos hídricos, e em especial no manejo da irrigação local (Bastiaanssen et al., 1998a, b; Kite e Droogers., 2000;. Schuurmans et al., 2003).

Com o desenvolvimento da tecnologia de satélites ambientais, a determinação das perdas de água de grandes áreas passou a ser obtida com

grande precisão. Dentre os vários algoritmos desenvolvidos nos últimos anos, o SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (Bastiaanssen et al., 1998a) foi um dos que tiveram grande repercussão no cenário mundial e vem sendo aplicado em diversas partes do mundo (Bastiaanssen, 2000; Allen et al., 2005; Bezerra et al., 2008; Silva et al., 2012). Entretanto, novas técnicas para melhoria do SEBAL surgiram nos últimos anos. Pode-se destacar as correções propostas por Tasumi (2003), que sugeriu a implementação do aspecto/inclinação da superfície e calibração atmosférica para as bandas espectrais dos satélites, e Trezza (2002), que sugeriu a extrapolação da ET instantânea para valores diários, como as que proporcionaram os avanços necessários para o desenvolvimento do METRIC (*Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration*) (Allen et al., 2007a).

Um dos trabalhos pioneiros para estimativa da ET é o de Norman et al. (1995), que propõem um método de duas camadas para estimar com maior precisão dos fluxos turbulentos e radiativos, separando-os em fluxos distintos de evaporação e transpiração. Entre outros trabalhos que surgiram nos últimos anos destacam-se o de Roerink et al. (2000), que propuseram o *Simplified Surface Energy Balance Index* (S-SEBI), pelo qual a fração evaporativa é calculada a partir de uma relação entre o albedo ( $\alpha$ ) e a temperatura da superfície ( $T_s$ ). Su (2002) desenvolveram o *Surface Energy Balance System* (SEBS) para estimar a ET da superfície. Pela determinação de uma série de parâmetros físicos, o algoritmo estabelecido utiliza a rugosidade e a transferência de calor juntamente com características dinâmicas da superfície para produzir a fração evaporativa e, em seguida, conduzir à ET. Senay et al. (2007) propuseram o *Simplified Surface Energy Balance* (SSEB) para estimar a ET a partir de dados termais do MODIS e da evapotranspiração de referência global. Além disso, Gao et al. (2011) apresentaram uma série de modificações para estimar a ET em áreas heterogêneas, que deram origem ao *Surface Energy Balance with Topography Algorithm* (SEBTA). Mu et al. (2007) propuseram um modelo para estimar a ET global pela combinação de dados meteorológicos e dados MODIS, que posteriormente foi melhorado em Mu et al. (2011). Teixeira et al. (2012) sugeriram o SAFER com o intuito de estimar a ET sem a necessidade de classificação da vegetação e de identificação de condições hidrológicas extremas.

Um grande problema que vem sendo discutido é a aplicação desses algoritmos em grande escala, como por exemplo, a região Nordeste do Brasil. Enquanto a solução do balanço de energia (BE) mostra-se bastante aplicável em diversas partes do mundo, os dados e requisitos necessários para obtenção dos vários termos da equação impedem uma aplicação operacional em grande escala (Senay et al., 2007). Atualmente no Brasil, a grande maioria das aplicações é destinada a projetos irrigados, que geralmente compreendem pequenas áreas, e a aplicações que necessitam apenas de medidas pontuais para estimativas dos fluxos devido à carência de modelos aplicáveis regionalmente. Outro fator que merece atenção é que a escassez de estações de superfície para obtenção dos dados necessários a vários algoritmos vem impedindo a implantação dos mesmos.

Neste sentido, pretende-se empregar uma metodologia simplificada e ajustada a partir de algoritmos existentes a dados de sensores orbitais disponíveis para a região Nordeste do Brasil com o intuito de operacionalizar a obtenção do balanço de energia em grande escala sem a necessidade de dados de superfície. Foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos: a) desenvolver uma metodologia simplificada que necessite apenas de dados de satélite; b) obter as componentes do balanço de energia e analisar seus perfis ao longo do tempo; c) avaliar séries de dados de NDVI, albedo e temperatura da superfície e suas relações com o balanço de energia; d) obter imagens médias, mensais e anuais da evapotranspiração e de outras componentes do balanço de energia; e) comparar os dados de ET obtidos com os dados do modelo Mu et al. (2011).

## 2 – REVISÃO DE LITERATURA

### 2.1 – Saldo de radiação (Rn)

O saldo de radiação é um dado indispensável para aplicação em diversos estudos agrometeorológicos, pois é a principal fonte de energia necessária no processo evaporativo. Isso torna essa componente extremamente importante para aplicação no balanço de energia, e conseqüentemente na estimativa da evapotranspiração, que, por sua vez, proporciona uma melhor eficiência do uso da água através do monitoramento de perdas evaporativas, podendo assim controlar desperdícios e excessos de irrigação a partir da estimativa do consumo de água de cada cultura.

A produção de biomassa e a ET de um cultivo estão diretamente associadas com a quantidade de radiação interceptada e pelo saldo de radiação presente na cultura, desde que as condições hídricas sejam satisfatórias. Estes são responsáveis pelo crescimento e desenvolvimento das plantas devido à energia disponível fornecida aos processos fisiológicos desses vegetais (Hayashi et al., 2002).

O Rn é particionado em saldo de ondas curtas e saldo de ondas longas. O primeiro é função direta da radiação solar incidente e do albedo da superfície. A reflectividade da superfície, por sua vez, depende de características da atmosfera, da cobertura vegetal, do tipo de solo e, principalmente, do ângulo zenital (Silva et al., 2008). Já o saldo de onda longa é função direta da temperatura da atmosfera ( $T_a$ ) e da superfície ( $T_s$ ), que estão diretamente relacionadas com os fluxos de radiação de onda longa emitidos, e das emissividades da atmosfera ( $\epsilon_a$ ) e da superfície ( $\epsilon_0$ ) (Allen et al., 2007a).

A medida direta da Rn é complicada pois necessita de saldo-radiômetros, estes que são instrumentos caros e delicados que requerem manutenção e calibração frequente. Um problema adicional é proporcionar um padrão de superfície para a medição deste parâmetro. Dados Rn, portanto, não estão prontamente disponíveis a partir de muitas estações meteorológicas e, quando disponíveis, sua

obtenção pode não ter sido realizada com a acurácia necessária. Com isto os valores calculados de  $R_n$  por diversas metodologias são comumente usados em lugar dos dados medidos (Kjaersgaard et al., 2009). Segundo Blonquist Jr. et al. (2010) é difícil e dispendioso medir o  $R_n$  com precisão, e em algumas aplicações, o mesmo é previsto por meio de modelos baseados em dados de entrada de radiação de ondas curtas, de temperatura do ar, e de humidade. Normalmente, modelos de estimativa da ET costumam usar valores de  $R_n$  obtidos por modelagem.

Um grande problema que afeta o monitoramento de recursos hídricos no Brasil é a falta de uma rede de estações climatológicas e meteorológicas com dados disponíveis de  $R_n$ , já que a grande maioria das estações presentes no país não mede este elemento meteorológico. A determinação do  $R_n$  com dados de satélites ambientais tem grande potencial de suprir essa limitação, visto que suas estimativas abrangem grandes áreas e os valores são obtidos ponto a ponto, desde que não haja nebulosidade no momento da passagem dos sensores.

A heterogeneidade espacial e complexidade da cobertura do solo são as características mais desafiadoras na modelagem da superfície terrestre e no sensoriamento remoto de variáveis biofísicas. Bisht et al. (2005) propôs um método para cômputo do  $R_n$  inteiramente derivado de produtos MODIS sem validação dos componentes individuais do balanço de radiação, que são vulneráveis a fontes de erros induzidos pela heterogeneidade da superfície.

Comparado ao saldo de radiação instantâneo, que é obtido por meio de sensores orbitais diversos, o saldo integrado em 24h tem mais aplicações para modelagem atmosférica e hidrológica, especialmente para quantificar a ET a partir de dados de satélite. O  $R_n$  médio diário é uma variável crítica que liga os fluxos instantâneos de calor latente (normalmente obtidos no instante da passagem do satélite) e as estimativas de ET com base no pressuposto de que a fração evaporativa permanece relativamente constante durante dias sem nuvens e com baixa advecção (Long et al., 2010).

Para a região Nordeste do Brasil podemos destacar alguns trabalhos desenvolvidos. Di Pace et al. (2008) investigaram os efeitos da topografia no saldo de radiação por meio do modelo de elevação digital (MED) e Silva et al. (2005) obtiveram o saldo de radiação para a região de Petrolina, Pernambuco.

## 2.2 – Evapotranspiração (ET)

A evapotranspiração (ET) é um dos principais componentes do ciclo hidrológico, tornando-se, assim, de fundamental importância para a vida no planeta. Ademais, é responsável por quase todo o volume de água transferido dos continentes para a atmosfera (Santos, 2009). Bastiaanssen et al. (1998a) afirmam que o seu valor integrado no tempo é importante para diferentes aplicações em estudos hidrológicos, agronômicos e de modelagem atmosférica.

O método de Penman-Monteith é amplamente aplicado sobre o balanço de energia para obtenção da ET. Nele o  $R_n$  torna-se um dos principais fatores de controle da ET e um componente essencial para a equação de Penman-Monteith. Em condições bem irrigadas, as plantas transpiram perto da taxa potencial e mantêm-se frescas devido ao resfriamento evaporativo (LE), que é balanceado pela energia disponível ( $R_n$  menos G). Conforme a água torna-se limitante, as plantas começam a fechar os estômatos, a ET decresce e a  $T_s$  e o H aumentam para equilibrar a energia disponível (Blonquist Jr. et al., 2010).

A ET é usualmente determinada pelo o método combinado FAO-Penman-Monteith (Allen et al., 1998), segundo o qual calcula-se a evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ), relativa à uma área coberta por uma cultura hipotética, de altura em torno de 0,12 m, com resistência da cultura ao transporte de vapor de  $69 \text{ s.m}^{-1}$ , sem restrições hídricas e em bom desenvolvimento. Para determinar-se a evapotranspiração da cultura em questão, multiplica-se a  $ET_0$  pelo  $K_c$ , que é o coeficiente de cultivo da referida cultura. O  $K_c$  engloba as características da cultura em relação à resistência superficial ao transporte de vapor d'água, arquitetura e morfologia que influenciam na transpiração, as quais variam ao decorrer do desenvolvimento da cultura, de forma que, para cada estágio de desenvolvimento, há um  $K_c$  específico (Allen et al., 1998). A ET de uma determinada cultura só pode ser determinada por meio de  $K_c$  desde que se tenha dados de  $ET_0$  para o período de 24h e a fração evaporativa da cultura disponíveis.

Em alguns casos necessita-se da estimativa dos efeitos da transpiração da cultura e da evaporação do solo separadamente. Desde modo o  $K_c$  passa a ser

determinado pela soma do  $K_{cb}$  (coeficiente de cultura basal) com o  $K_e$  (coeficiente de evaporação da água da superfície do solo). O coeficiente de cultura basal,  $K_{cb}$ , é definido como a relação entre a evapotranspiração da cultura ( $ET_c$ ) e a  $ET_0$  quando a camada da superfície do solo está seca mas o conteúdo médio de água do solo na zona radicular é adequado para sustentar a transpiração da planta completamente. O  $K_{cb}$  representa a linha base do  $K_c$  potencial na ausência dos efeitos adicionais de molhamento da superfície do solo por irrigação ou chuva (Allen et al., 1998).

Basicamente, a medição da ET pode ser feita de forma local por meio de alguns métodos, tais como: (i) coeficiente de cultura e elementos climáticos; (ii) monitoramento da umidade do solo e medição do fluxo de vapor e (iii) balanço de energia e transferência de vapor d'água por meio de correlações turbulentas. Estas medições locais só fornecem informações pontuais da ET e não levam em conta sua variabilidade espacial em larga escala (Gao et al., 2011).

As técnicas convencionais que empregam medições pontuais para estimar os componentes do balanço de energia são representativas apenas para escalas locais e não podem ser estendidas para grandes áreas, principalmente devido à heterogeneidade das superfícies e da natureza dinâmica dos processos de transferência de calor. O sensoriamento remoto é provavelmente a única técnica de simples aplicação que pode fornecer medições representativas dos vários parâmetros físicos relevantes em escalas maiores. As técnicas que utilizam a informação de sensores remotos para estimar os fluxos turbulentos da atmosfera são essenciais quando lidamos com os processos que não podem ser representados por medições pontuais (Su, 2002).

Para Allen et al. (1998) e Pereira et al. (2002) a evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, de manejo de solo e gestão das condições ambientais e, principalmente, por elementos que dizem respeito ao tempo, tais como: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e o vento, pois elevadas temperaturas da superfície e do ar, baixa umidade, condições de céu claro e alta velocidade dos ventos são fatores que, quando combinados, contribuem significativamente para a ET (Santos, 2009).

### 2.3 – Breve histórico dos sensores disponíveis

O sensoriamento remoto se apresenta como uma ferramenta promissora nas aplicações ambientais e vem sendo empregado em diversas partes do mundo. Hoje as aplicações mais importantes do ponto de vista da agrometeorologia estão relacionadas aos satélites *Landsat*, *NOAA*, *Aqua* e *Terra*, tendo em vista que suas imagens são gratuitas e facilmente obtidas na *Internet*.

A série Landsat foi iniciada no final da década de 60, a partir de um projeto desenvolvido pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) dedicado exclusivamente à observação dos recursos naturais terrestres. O primeiro satélite da série começou a operar em 1972 e a última atualização ocorreu em 2013 com o lançamento do Landsat 8. O Landsat 5 esteve em operação por mais de 29 anos e foi desativado em junho de 2013, orbitou o planeta mais de 150mil vezes e captou e transmitiu mais de 2,5 milhões de imagens da Terra, sobrevivendo muito além da expectativa do seu projeto inicial de 3 anos. O Landsat 7 iniciou suas atividades em abril de 1999 e as encerrou prematuramente em 2003, utilizando o sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*). Este instrumento foi capaz de ampliar as possibilidades de uso dos produtos Landsat, porque manteve a alta resolução espectral (característica importante desse sistema) e conseguiu ampliar a resolução espacial da banda 6 (Infravermelho Termal) para 60 metros, além de inserir a banda pancromática e permitir a geração de composições coloridas com 15 metros de resolução. O Landsat 8, mais novo membro da família, orbita a Terra uma vez a cada 99 minutos, a uma altitude média de 705Km, repetindo o mesmo ciclo e imageando o terreno a cada 16 dias - a exemplo de seus antecessores Landsat 5 e Landsat 7. Sua mais marcante característica está na possibilidade de fusionar a banda pancromática (tons de cinza) de 15 metros de resolução espacial com outras bandas multiespectrais (coloridas) de 30 metros, a resolução espacial final da cena será 15 metros. (Landsat, 2013).

A família de satélites NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration), administrada pelo National Environmental Satellite and Information Service (NESDIS), foi iniciada em 1960 com os satélites da série TIROS e já realizou o lançamento de mais de uma dezena de satélites e diversos instrumentos

operacionais (sondas e imageadores). Esta série gera diariamente observações globais de dados ambientais que podem ser utilizados em diversas aplicações (NOAA, 2013).

O satélite *Aqua*, lançado em 04/05/2002 faz parte do projeto Earth Science Enterprise (ESE) da NASA que se propõe a coletar e interpretar dados buscando compreender a dinâmica terrestre e as mudanças globais causadas pela atuação humana ou pela própria natureza. O *Aqua* segue uma recente tendência em satélites de monitoramento que é a de incluir vários sensores a bordo da mesma plataforma espacial, desenvolvidos por vários países e com distintas aplicações (Aqua, 2013).

A plataforma orbital *Terra* foi lançada em 18 de dezembro de 1999 como parte do programa Earth Observing System (EOS), da NASA e tem por objetivo principal adquirir dados que possam aumentar nossos conhecimentos sobre a dinâmica atmosférica global, sobre a interação terra, oceano e atmosfera. Estes dados começaram a ser coletados em fevereiro de 2000. Atualmente, existem três satélites do programa EOS em órbita e planejam-se lançar outros quinze durante os próximos anos. A bordo do satélite *Terra* estão os sensores MODIS, ASTER, CERES, MISR e MOPITT (Terra, 2013).

Allen et al. (2011) consideram que os métodos que determinam a ET a partir de imagens de satélite apresentam as vantagens de possibilitar a análise da variação espacial da ET, além de apresentar menor custo, em comparação aos métodos pontuais de campo. Entretanto, advertem acerca de pixels das imagens de áreas de vegetação esparsa, como pequenos campos agrícolas, podem ser em verdade uma grande mistura de diferentes tipos vegetais e outras superfícies distintas, tornando sua interpretação difícil. O tempo de revisita dos satélites, especialmente daqueles de alta resolução espacial, muitas das vezes é grande, o que causa lacunas entre as estimativas da ET, além da necessidade de imagens sem nuvens, que torna a utilização destes métodos pouco viável em locais costeiros, por exemplo (Borges, 2011).

## 2.4 – Algoritmos para estimativa da ET

Os métodos que utilizam informações de sensoriamento remoto para estimar a troca de calor entre a superfície terrestre e atmosfera podem ser colocados em duas categorias (Su, 2002):

- Primeiramente se calcula o fluxo de calor sensível (H) para em seguida se obter o fluxo de calor latente (LE) como resíduo da equação do balanço de energia;
- Estimar a evaporação relativa por meio de um índice (por exemplo, o índice de estresse hídrico), utilizando uma equação de combinação (por exemplo Menenti, 1984; Bastiaanssen, 1995; Kustas e Norman, 1996; Su e Menenti de 1999).

Embora as estimativas dos fluxos de calor possam ser obtidas com sucesso para superfícies horizontais homogêneas em pequena escala (Jackson et al., 1981; Choudhury et al., 1986), as dificuldades para estimativa em superfícies que são geometricamente e termalmente heterogêneas permanecem, principalmente conforme se aumenta a área de estudo (Kalma e Jupp, 1990; Zhan et al., 1996). Os algoritmos clássicos que têm por base medições de temperatura da superfície em combinação com parâmetros meteorológicos espacialmente constantes podem ser adequados para avaliar os fluxos de superfície em pequena escala, porém quando a aplicação ocorre em escalas maiores, os parâmetros meteorológicos deixam de ser constantes e as características da superfície deixam de ser homogêneas. Assim, algoritmos mais avançados precisam ser projetados para escalas maiores com superfícies heterogêneas (Su, 2002).

De acordo com a classificação de Courault et al. (2005), os algoritmos para estimativa da ET pode ser divididos em quatro categorias:

- Métodos empíricos diretos: Choudhury et al. (1984, 1994, 1998), SAFER;
- Métodos residuais do balanço de energia: SEBAL, S-SEBI, SEBS, TSEB;
- Métodos determinísticos de transferência Solo-Vegetação-Atmosfera (SVAT);

- Métodos de índice de vegetação: Kogan et al. (1995); Allen et al. (2005); Neale et al. (2005); Garatuza-Payan e Watts (2005).

Segundo Gao et al. (2011) os modelos baseados no método residual do balanço de energia são os melhores a serem aplicados na estimativa ET regional com dados de sensoriamento remoto.

#### **2.4.1 – Algoritmo SEBAL/METRIC**

Com o desenvolvimento da tecnologia de satélites ambientais, a determinação das perdas de água de grandes áreas passou a ser obtida com grande precisão. Dentre os vários algoritmos desenvolvidos nos últimos anos, o SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a) foi um dos que tiveram grande repercussão no cenário mundial e vem sendo aplicado em diversas partes do mundo (Bezerra et al., 2008; Allen et al., 2005; Kimura et al., 2007).

O SEBAL é um algoritmo proposto com objetivo de estimar os componentes do balanço de energia à superfície (Bastiaanssen et al., 1998a). Foi desenvolvido na Holanda por Bastiaanssen (1995) e é empregado principalmente na obtenção da ET, a partir do fluxo de calor latente (LE), como resíduo da equação do balanço de energia.

O método faz uso apenas das radiâncias espectrais registradas em sensores de satélites e de um conjunto mínimo de dados meteorológicos de superfície, que incluem velocidade do vento e temperatura do ar, para resolver o balanço de energia. Seus produtos principais são: albedo da superfície, emissividades, índices de vegetação, temperatura da superfície, saldo de radiação, fluxos de calor no solo, sensível e latente, consumo d'água e ET real, pixel a pixel.

A característica mais marcante do SEBAL está na estimativa do H. O mesmo é obtido a partir de um processo iterativo, onde se considera, inicialmente, a atmosfera em equilíbrio neutro e, posteriormente, é identificada a condição de estabilidade e realizadas as correções necessárias. O termo H é estimado com base na velocidade do vento, velocidade de fricção e temperatura da superfície, usando-

se uma calibração interna da diferença da temperatura entre dois níveis próximos à superfície (Bastiaanssen et al., 1998a).

Novas técnicas para melhoria do SEBAL surgiram nos últimos anos. Pode-se destacar as correções propostas por Tasumi (2003), que sugeriu a implementação do aspecto/inclinação da superfície e calibração atmosférica para as bandas espectrais dos satélites, e Trezza (2002), que sugeriu a extrapolação da ET instantânea para valores diários, como as que proporcionaram os avanços necessários para o desenvolvimento do METRIC (Mapping Evapotranspiration at high Resolution with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007a).

O METRIC surgiu com algumas alterações objetivando refinar o SEBAL (Trezza, 2002; Tasumi, 2003, Allen et al., 2005; Allen et al, 2007). As alterações mais significativas estão relacionadas à correção atmosférica das refletâncias espectrais, que levam em consideração fatores de absorção, espalhamento e transmitância, que são obtidos através do modelo de transferência radiativa MODTRAN. Este, por sua vez, considera perfis de vapor d'água, temperatura, pressão, gases e aerossóis. A adoção dessas correções possibilita a obtenção dos índices de vegetação corrigidos atmosféricamente.

Outra importante correção do METRIC é a utilização de cartas de elevação digital no cômputo do aspecto e inclinação da superfície, que possibilitam a estimativa das componentes do saldo de radiação de forma mais precisa (Allen et al., 2006).

As aplicações do SEBAL/METRIC na região do semiárido brasileiro têm crescido muito nos últimos anos. Bezerra et al. (2008) estimaram a ET real diária com dados TM – Landsat 5 para a região da Chapada do Araripe, Ceará. Santos et al. (2007) avaliaram a performance dos algoritmos SEBAL e S-SEBI na estimativa da ET diária para o município de Quixeré, Ceará. Por sua vez, Silva e Bezerra (2006) avaliaram os fluxos de calor sensível e latente à superfície com dados TM – Landsat 5. Silva et al., (2012) mapearam a ETr e determinaram o volume de água em áreas irrigadas. Folhes et al. (2009) aplicaram o METRIC para monitoramento da irrigação e apresentar usos e limites do modelo para o uso da água. Teixeira et al. (2009a,b) utilizaram o SEBAL para avaliar a ET e a produtividade de água na região do médio São Francisco.

### 2.4.2 – Algoritmo S-SEBI

O S-SEBI surgiu como uma alternativa ao SEBAL propondo um método relativamente simples que permite a obtenção dos fluxos de energia à superfície. Basicamente ele determina a relação entre as reflectâncias máximas e mínimas e suas respectivas temperaturas para condições seca e úmida do solo. Com isso os fluxos de calor sensível e latente são particionados de acordo com a temperatura atual da superfície (Roerink et al., 2000). As maiores vantagens sobre outros algoritmos são:

- Não são necessários dados meteorológicos adicionais para o cálculo dos fluxos radiativos (desde que os extremos hidrológicos estejam presentes);
- As temperaturas extremas para as condições seca e úmida variam com os valores de reflectância, onde outros métodos tentam determinar uma temperatura fixa para essas condições de solo para a imagem inteira e/ou para cada tipo de cobertura vegetal.

De acordo com Weligepolage (2005) a principal diferença entre o SEBAL e o S-SEBI está no cálculo do componente  $H$ . No modelo S-SEBI os fluxos não são calculados como parâmetros separados, mas com a fração evaporativa (FE). O uso da fração evaporativa para o cálculo dos fluxos turbulentos assume similaridade entre fluxos de  $H$  e  $LE$ , uma suposição que é plausível para a maioria dos tipos de solo (Roerink et al., 2000).

O S-SEBI foi desenvolvido para encontrar o balanço de energia à superfície pixel a pixel a partir de técnicas de sensoriamento remoto. Basicamente precisa-se apenas das radiâncias espectrais sob condições de céu claro nas faixas do visível, infravermelho próximo e infravermelho termal para determinar seus parâmetros principais. A partir desse ponto é possível determinar a reflectância da superfície, a temperatura da superfície e os índices de vegetação para serem utilizados como dados de entrada para obtenção do balanço de energia (Roerink et al., 2000).

De acordo com o autor, a temperatura da superfície aumenta com o aumento da reflectância e, acima de certo ponto, a temperatura pode ser definida como “evaporação controlada” porque a mudança na temperatura é resultado do

decréscimo da evaporação como consequência da menor disponibilidade de umidade no solo. Por outro lado, a partir de certo valor limiar da reflectância, a temperatura da superfície diminui com o aumento da reflectância. Nesse caso, isso ocorre devido ao fato de a umidade do solo ter decrescido a uma magnitude que nenhuma evaporação pode ocorrer. Assim, a energia disponível é totalmente usada para aquecer a superfície. No entanto, devido ao aumento da reflectância, a energia disponível decresce como resultado da diminuição da radiação líquida (mais radiação é refletida).

Santos (2009) indica que a ET diária estimada pelo SEBAL *versus* a estimada pelo S-SEBI, apresenta forte correlação, evidenciando a aplicabilidade do S-SEBI para regiões onde não existe uma rede de estações meteorológicas bem distribuídas, uma vez que o mesmo só depende de informações da temperatura do ar no momento da passagem do satélite. Constatou também que as estimativas pelos algoritmos SEBAL e S-SEBI são similares aos valores medidos em torres de fluxos e que o baixo erro médio quadrático entre os valores da ET diária medidos e os estimados pelo SEBAL e S-SEBI evidenciam a aplicabilidade de ambos os métodos na obtenção da evapotranspiração real diária.

### **2.4.3 – Algoritmo SEBS**

O algoritmo SEBS foi proposto inicialmente por Su (2001) para estimativa dos fluxos turbulentos atmosféricos utilizando dados de satélite. O trabalho foi aprimorado e os detalhes do mesmo foram avaliados em Su (2002).

O SEBS é composto basicamente por um conjunto de ferramentas para a determinação dos parâmetros físicos da superfície terrestre (tais como albedo, emissividade, temperatura, cobertura vegetal, etc.) obtidos a partir da radiância e reflectância (Su et al., 1999), um modelo para a determinação do comprimento de rugosidade para transferência de calor (Su, 2001) e uma nova formulação para a determinação da fração evaporativa com base no balanço de energia em casos limitantes.

Apenas três conjuntos de informações de entrada são necessários para aplicação do SEBS. O primeiro conjunto é composto por albedo da superfície, emissividade, temperatura da superfície, cobertura vegetal fracionada, índice de área foliar e altura da vegetação (ou altura de rugosidade). Quando as informações de vegetação não estão disponíveis, o NDVI é usado como substituto. Estas informações podem ser obtidas a partir de dados de sensoriamento remoto em conjunto com outras informações sobre a superfície. O segundo conjunto inclui a pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade e velocidade do vento a uma altura de referência. A altura de referência é a altura de medição para aplicações pontuais e a altura da camada limite planetária (CLP) para aplicações regionais. Este conjunto de dados também pode ser composto por variáveis estimadas por um modelo meteorológico de grande escala. O terceiro conjunto de dados inclui a radiação solar incidente e a radiação de onda longa incidente, estes que podem ser medidos diretamente ou obtidos a partir de modelos e/ou parametrizações.

Su (2002) avaliaram a precisão do SEBS para diferentes tipos de culturas. Para o algodão foram encontrados valores do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) iguais a 0,91 e 0,43 para o  $R_n$  e o LE, respectivamente. Para arbusto e grama os valores variaram de 0,80 a 0,87 para o LE, enquanto o  $R_n$  apresentou erro desprezível, com  $R^2$  igual a 0,99 em ambos os casos. Os valores de  $R^2$  para  $G_0$  e H variaram de 0,81 a 0,95 para os três tipos de cultura estudados.

#### **2.4.4 – Algoritmo SSEB**

O algoritmo SSEB surgiu como uma alternativa simples aos demais modelos necessitando apenas de poucos dados de entrada: Temperatura da Superfície, NDVI e  $ET_0$ . Segundo Senay et al. (2007) o SSEB oferece uma boa aproximação para obtenção do balanço de energia para estimar a ET atual, mantendo e ampliando a maioria das aproximações propostas no SEBAL e no METRIC. As metodologias do SEBAL e do METRIC assumem que a diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo a superfície variam linearmente com a temperatura da superfície. Essa relação foi derivada com base em dois pixels âncoras definidos como pixels quente e frio, que representam as condições de solo seco e/ou exposto

e de superfícies úmidas e/ou bem vegetadas, respectivamente. Com isso os métodos SEBAL e METRIC assumem que no pixel quente a ET tende a ser mínima e no pixel frio a ET é máxima. Su et al. (2005) assumem as condições quente e fria como “seca” e “úmida” respectivamente.

O SSEB amplia a definição apresentada anteriormente assumindo que o fluxo do calor latente (ET atual) também varia linearmente entre os valores de pixels quente e frio. Esta suposição baseia-se na lógica de que a diferença de temperatura entre a superfície do solo e o ar está linearmente relacionada com a umidade do solo (Sadler et al., 2000). Em outras palavras, enquanto o pixel de uma área quente ou de solo exposto apresenta pouca ET e o pixel frio de um campo bem irrigado apresenta uma ET máxima, os pixels restantes na área de estudo irão apresentar valores de ET proporcionais aos valores de  $T_s$  em relação aos pixels quente e frio. A seleção destes pixels é feita por áreas e a partir de uma média de 3 pixels obtidos de cada uma dessas áreas da cena (Senay et al., 2007).

Foi realizada uma avaliação preliminar do SSEB em campos de cultivo de milho e soja no centro-norte dos Estados Unidos para comparar os resultados do modelo com os métodos SEBAL e METRIC. Foram utilizadas imagens termais do Landsat do período de 01/08/2000 a 04/08/2001 para avaliar o desempenho do SSEB. Dependendo do tipo de cultura e do ano, o coeficiente de correlação ( $R^2$ ) entre o SSEB e o METRIC variou de 0,94 a 0,99 e com o SEBAL de 0,55 a 0,79 (Senay et al., 2007).

#### **2.4.5 – Algoritmo SEBTA**

O SEBTA se enquadra na categoria dos métodos residuais do balanço de energia. O mesmo surgiu como alternativa aos demais métodos com a premissa de incorporar dados de topografia e uma modelagem que torna a discriminação dos pixels quente e frio automática, em contraste aos demais métodos que geralmente são subjetivos quanto a esse aspecto.

Com os princípios tradicionais do balanço de energia e da teoria de similaridade da camada limite, o SEBTA estabelece seus fluxos de calor utilizando

dados do sensor MODIS e introduz os fatores de impacto de topografia e cobertura do solo no âmbito dos cálculos de ET. Para alcançar tal objetivo, o SEBTA requer a obtenção de parâmetros de superfície relevantes (temperatura da superfície, albedo da superfície, etc.) e parâmetros característicos da vegetação (cobertura vegetal, NDVI, etc.) para uso em conjunto com dados meteorológicos e de superfície confiáveis (Gao et al., 2011).

O autor destaca algumas características importantes do SEBTA:

- A inclusão de informações topográficas, que promove a melhoria dos parâmetros cinéticos de superfície que incluem principalmente a rugosidade da superfície ( $z_{om}$ ) e o deslocamento do plano zero ( $d$ ), ambos que podem ser calculados de forma dinâmica em combinação com o Modelo de Elevação Digital (DEM) e cobertura do solo;
- A estimativa da rugosidade;
- Obtenção automática dos pixels seco e úmido, que podem ser discriminados automaticamente a partir de características espaciais com base na  $T_s$  e do Modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI).

Todas estas três melhorias foram integradas com os cálculos contínuos de fluxos de calor e de vapor d'água em apoio aos cálculos de ET sob terrenos heterogêneos em uma grande área e um longo período de tempo. Com estas vantagens, os mapas de ET em grande escala com resolução maior do que os dados interpolados de medições terrestres podem ser produzidos para fornecer apoio prático para aplicações tais como a irrigação agrícola e monitoramento da seca, especialmente nas áreas com terrenos heterogêneos (Gao et al., 2011).

Para o estudo proposto em Gao et al. (2011) foram utilizados 48 banco de dados do MODIS entre 2005 e 2006 para evitar dias nublados e/ou chuvosos. A validação final do SEBTA foi confirmada com coeficiente de determinação de 0,92 e um coeficiente de correlação de 0,87. Os resultados da pesquisa indicam que as respostas da ET sazonal simulada pelo SEBTA é sensível as estações do ano. Observou-se que no inverno não há qualquer resposta a mudanças de elevação, na primavera e no outono observa-se resposta para as alterações de elevação até certo ponto e no verão a ET tem resposta significativa para as alterações de elevação. Os dados simulados pelo SEBTA em diferentes estações associadas a zonas de

altitude diferentes refletem bem as características sazonais no contexto dos padrões de uso e cobertura da área de estudo.

#### **2.4.6 – Algoritmo Mu et al. (2007, 2011)**

Usando uma combinação de dados meteorológicos globais e dados de sensoriamento remoto Mu et al. (2007) adaptaram o algoritmo proposto por Cleugh et al. (2007), que se baseia no método de Penman-Monteith (P-M), para estimar a ET e a condutância do dossel.

O método original de Cleugh et al. (2007), chamado de RS-ET, utiliza os produtos MODIS de cobertura da superfície, albedo, índice de área foliar (LAI) e índice de vegetação aprimorado (EVI), juntamente com dados meteorológicos de reanálise obtidos do Global Modeling and Assimilation Office da NASA para estimar a ET global e regional para mapeamento e monitoramento dos recursos hídricos. O método se utiliza de duas aproximações baseadas na resistência aerodinâmica ( $R_a$ ) e na resistência da superfície ( $R_s$ ). A primeira aproximação pressupõe que em superfícies úmidas, quando  $R_s$  se aproxima de zero ou quando  $R_s \ll R_a$  a equação de P-M se reduz a taxa de equilíbrio da evaporação, que é limitada apenas pela energia disponível. A segunda sugere que quando  $R_a \ll R_s$  a evaporação é controlada apenas pela resistência da superfície.

Mu et al. (2011) aperfeiçoaram o algoritmo inicial após identificar alguns problemas relacionados a estimativa da ET:

- A ET foi calculada como a soma da evaporação a partir de solo úmido e a transpiração da vegetação durante o dia. Para o período noturno a ET foi assumida como insignificante.
- O fluxo de calor do solo ( $G$ ) foi assumido como sendo zero. Para os cálculos diários,  $G$  pode ser ignorado.  $G$  é uma componente relativamente pequena do balanço de energia à superfície para fluxos de calor sensível e latente para a maioria dos biomas florestais e pastagens e representou, geralmente, menos de 20% da radiação líquida encontrada na área de floresta e pastagens do estudo.

Constataram então que a hipótese do valor de  $G$  insignificante no algoritmo inicial não se aplica para a tundra. Nas regiões árticas e boreais,  $G$  pode representar uma quantidade substancial do saldo de radiação, especialmente no início da estação de crescimento. A hipótese de uma  $G$  insignificante pode ser válida em regiões de latitudes médias em escala diária, contudo nessas áreas uma porção substancial do saldo de radiação derrete o gelo na camada ativa, especialmente no início da estação de crescimento. O algoritmo inicial também negligencia a evaporação da precipitação interceptada da copa das plantas. Após o evento de precipitação, partes da vegetação e da superfície do solo estão cobertas por água. A evaporação a partir da superfície do solo saturado é muito maior do que a evaporação a partir da superfície do solo não saturado, e a evaporação da água interceptada pela copa é diferente da transpiração do dossel (Mu et al., 2011).

Mu et al. (2011) sugeriram novas propostas para melhorar o algoritmo inicial (Mu et al., 2007):

- Simplificar o cálculo da fração de cobertura vegetal;
- Calcular ET como a soma dos componentes diurnos e noturnos;
- Calcular o fluxo de calor no solo;
- Melhorar os métodos para estimativa da condutância estomática, da resistência aerodinâmica e da resistência da camada limite;
- Separação da superfície do dossel úmido da superfície seca, e, conseqüentemente, a perda de água do dossel passa a incluir a evaporação a partir da superfície úmida do dossel e a transpiração a partir da superfície seca;
- Dividindo-se a superfície do solo em superfície molhada saturada e superfície úmida, assim a evaporação do solo passa a incluir a evaporação potencial da superfície úmida saturada e evaporação real da superfície úmida.

Mu et al. (2011) compararam o novo algoritmo ao antigo a partir de dados obtidos em 46 torres de correlações turbulentas. A ET anual total global sobre a superfície vegetada foi de  $62,8 \times 10^3 \text{ Km}^3$ , que concorda muito bem com outras estimativas de  $65,5 \times 10^3 \text{ Km}^3$  sobre a superfície terrestre, o que se mostra muito acima do que o valor de  $45,8 \times 10^3 \text{ Km}^3$  que foi estimado pelo algoritmo antigo. Para a

ET medida ao nível das torres de correlações turbulentas, o novo algoritmo reduziu o erro médio absoluto da ET diária de  $0,39 \text{ mm.dia}^{-1}$  para  $0,33 \text{ mm.dia}^{-1}$  a partir de dados de torres meteorológicas, e de  $0,40 \text{ mm.dia}^{-1}$  para  $0,31 \text{ mm.dia}^{-1}$  a partir de dados de reanálise. O novo algoritmo aumentou o desempenho do coeficiente de correlação de 0,83 para 0,86 a partir de dados meteorológicos, e de 0,81 para 0,86 a partir de dados de reanálise.

Os dados Mu et al. (2011) foram disponibilizados segundo a nomenclatura do MODIS/Terra como MOD16 e disponibilizados no site do grupo de pesquisa *Numerical Terradynamic Simulation Group*. O produto é resultado do projeto da NASA/EOS para estimar a evapotranspiração da superfície terrestre utilizando dados de sensoriamento remoto.

#### **2.4.7 – Algoritmo SAFER**

O algoritmo SAFER (*Simple Algorithm for Evapotranspiration Retrieving*), proposto recentemente por Teixeira (2012), se apresenta como uma alternativa aos demais pela simplicidade de aplicação e pela ausência da necessidade de classificação da vegetação e da identificação de condições hidrológicas extremas. Diferente de modelos mais complexos, tais como o SEBAL, que necessitam de várias calibrações e parametrizações, o SAFER, baseado na modelagem da razão  $ET/ET_0$ , já foi calibrado por meio de dados provenientes de quatro experimentos de campo envolvendo culturas irrigadas e vegetação natural nas condições semiáridas brasileiras (Teixeira, 2012).

O SAFER tem ainda a vantagem adicional do uso de dados de ambos os tipos de estações agrometeorológicas, convencionais e automáticas. Essa característica é importante por possibilitar a avaliação das tendências históricas dos componentes do balanço de energia e da produtividade da água em larga escala ao longo dos anos, visto que sensores automáticos são avanços relativamente recentes na tecnologia instrumental (Teixeira et al., 2013). Sua grande vantagem em relação a modelos mais complexos é a utilização de apenas três dados de entrada: NDVI,  $\alpha$

e  $T_s$ . Com estes dados é possível obter a relação  $ET/ET_0$ , que posteriormente é multiplicada por uma grade de dados de  $ET_0$  para obtenção da ET.

Os valores de  $ET/ET_0$  para o momento da passagem do satélite Landsat foram comparados com os diários em estudo prévio envolvendo espécies da Caatinga e pomar de mangas irrigado, sendo a inclinação da reta de regressão bem próxima de 1 (Teixeira, 2010). Esses resultados nas condições semiáridas do Brasil suportam a consideração de similaridade entre os valores dessa razão, instantâneos e diários, em condições de ausência de nebulosidade (Allen et al., 2007a). Os resultados da ET obtidos pelo SAFER foram preliminarmente comparados com aqueles provenientes do SEBAL no noroeste de São Paulo (Hernandez et al., 2013), tomando-se como referência o manejo de água baseado no tradicional método da FAO (Allen et al., 1998).

Teixeira et al. (2013) afirmam que a vantagem do SAFER em relação ao SEBAL é a ausência da necessidade de identificação das condições hidrológicas extremas e da necessidade de conhecimentos específicos da física da radiação. Para períodos com chuvas, a consideração de desprezar o fluxo de calor latente em pixels quentes no SEBAL não é realista, em decorrência da ausência de áreas com valores nulos de evapotranspiração. Concluem também que como vantagem adicional, o SAFER apresenta, ainda, a possibilidade do uso de dados climáticos tanto de estações agrometeorológicas automáticas quanto convencionais, tornando possível uma avaliação histórica dos componentes do balanço de energia.

#### **2.4.8 – Algoritmo TSEB**

Norman et al. (1995) propuseram que o sistema solo-vegetação pode ser representado por um modelo de duas camadas em que os fluxos de energia são divididos entre o solo e a vegetação. O modelo permite calcular os fluxos de calor latente e sensível através de medições remotas da temperatura de brilho da superfície e alguns dados complementares. O autor afirma que a diferença entre as temperaturas termodinâmicas do solo e dos componentes da vegetação provoca diferentes valores de temperaturas radiométrica e aerodinâmica.

O TSEB parte do pressuposto de que a contribuição das camadas de solo e do dossel para os fluxos de calor sensível depende das diferenças de temperatura entre cada camada e a atmosfera, quando se assume que as camadas são acopladas. Por questões de simplicidade, assume-se que o fluxo de calor da superfície do solo é paralelo ao o fluxo de calor a partir das folhas da copa. No entanto, para regiões semiáridas com o LAI da vegetação variando de baixo a moderado junto à velocidade do vento moderada as resistências  $R_a$  e  $R_s$  são indistinguíveis porque gradientes de temperatura do ar no dossel superior são pequenos. Foi proposta então uma solução mais simples para regiões semiáridas onde a cobertura do solo e o dossel tendem a interagir menos um com o outro do que eles fazem em copas densas (Norman et al., 1995).

Kustas e Norman (1999a) realizaram algumas modificações no modelo original. Uma delas é a substituição da comumente utilizada lei de Beer por um algoritmo com maior base física para estimar a divergência do  $R_n$  em superfícies parcialmente cobertas por vegetação. O outro é um método simples para avaliar os efeitos da vegetação agregada à radiação e a velocidade do vento dentro do dossel. Também foi ajustada a magnitude do coeficiente de Priestley-Taylor, utilizado na estimativa da transpiração do dossel, e proposta uma nova formulação para estimativa da resistência do solo a transferência do fluxo de calor sensível.

Yao et al. (2010) apresentaram uma metodologia que objetiva integrar modelo numérico, índice de vegetação e evapotranspiração regional para avaliar o ciclo da água na China. Para isto foi utilizada uma nova solução para o modelo Two-Source Energy Balance (TSEB), desenvolvido originalmente por Norman et al. (1995) e Kustas e Norman (1999a,b), baseada na definição de temperatura aerodinâmica para uma estrutura de duas camadas da superfície. Essa nova solução para o TSEB utiliza os dados de saída do SEBAL como dados de entrada para evitar os cálculos complexos da camada limite e da resistência da superfície do solo. De acordo com Timmermans et al. (2007), as aplicações do TSEB e do SEBAL obtiveram resultados semelhantes para a estimativa da evapotranspiração e outros fluxos de superfície do solo, o que permite a consistência da aplicação dos dois modelos em conjunto.

O SEBAL, por ser um modelo de camada única, não tem a capacidade de distinguir diferentes fontes de evapotranspiração. Neste caso, modelos de duas

camadas proporcionam uma representação mais realista das trocas de radiação e de fluxos turbulentos entre a superfície e a baixa atmosfera. Contudo, o processo de parametrização para modelos de duas camadas se mostram bastante complexos. A exigência de uma grande carga de dados auxiliares dificilmente pode ser totalmente satisfeita com as medições meteorológicas convencionais. Como no caso do TSEB, a obtenção dos valores dos fluxos de calor a partir do substrato da superfície demanda um complexo processo de cálculo para a resistência da superfície do solo. A complexidade de tais processos de parametrização exige uma série de esforços adicionais no manuseio de aplicações (Yao et al., 2010).

### 3 – MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 – Área de estudo

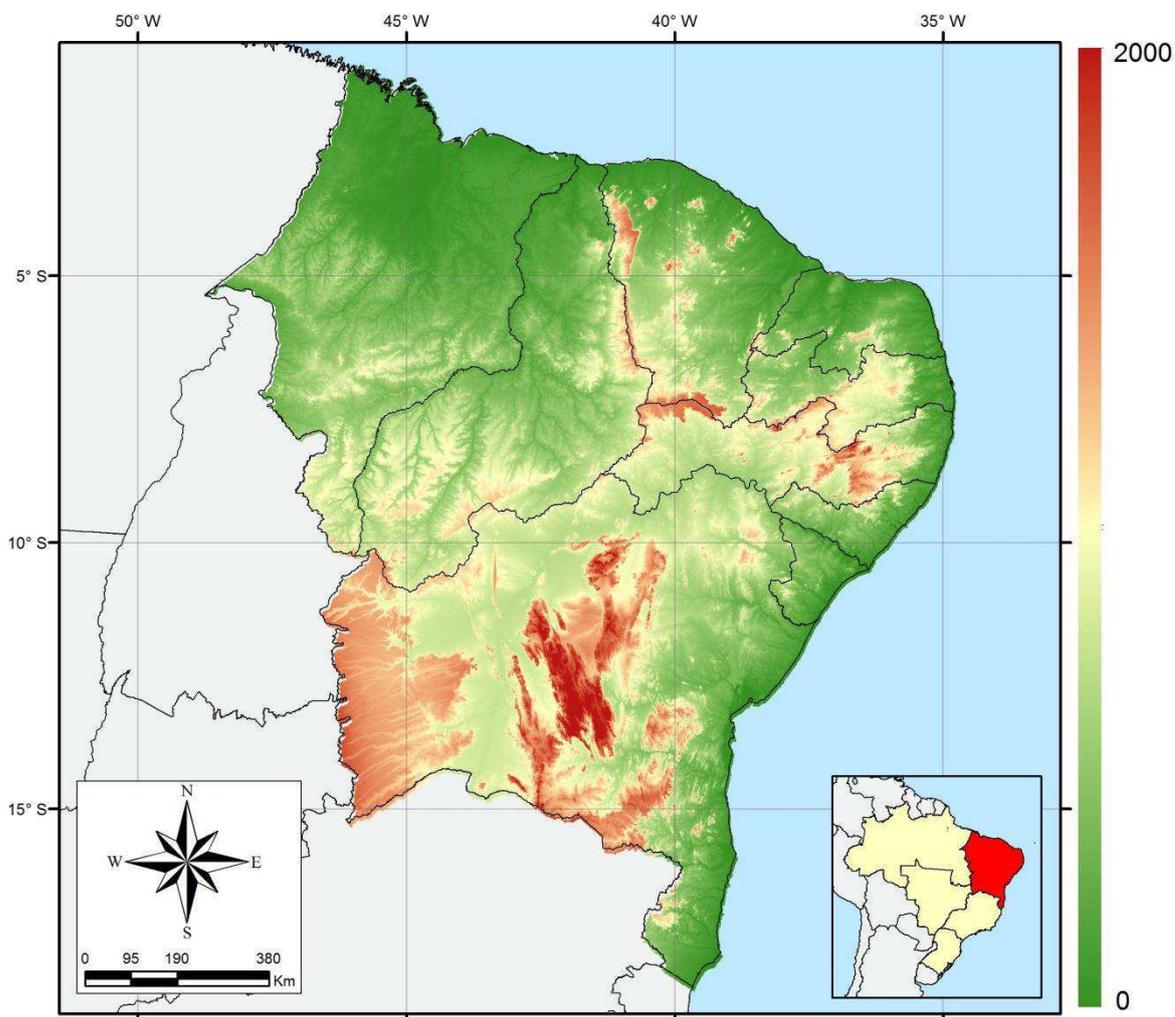
A região Nordeste do Brasil (NEB) possui uma área de aproximadamente 1.558.196 km<sup>2</sup> e uma população de 53.081.510 habitantes (IBGE, 2010). A mesma está localizada entre os paralelos de 01° 02' 30" e 18° 20' 07" S e entre os meridianos de 34° 47' 30" e 48° 45' 24" W. Limita-se a norte e a leste com o oceano Atlântico, ao sul com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo e a oeste com os estados do Pará, Tocantins e Goiás. Apresenta média anual de temperatura entre 20° e 28° C. Nas áreas situadas acima de 200 metros e no litoral oriental as temperaturas variam de 24° a 26°C. As médias anuais inferiores a 20°C encontram-se nas áreas mais elevadas da Chapada Diamantina e do planalto da Borborema. Com precipitação pluviométrica média de 300 milímetros por ano em algumas regiões, as quais ocorrem durante no máximo três meses, dando vazão a estiagens que duram às vezes mais de dez meses. Cabaceiras, na Paraíba, tem o título de município mais seco do país. A Região Nordeste encontra-se com 72,24% de seu território dentro do semiárido, segundo dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO).

Esta região possui quatro tipos de clima: (i) Clima Equatorial Úmido: presente em uma pequena parte do Estado do Maranhão e na divisa com o Estado do Pará; (ii) Clima Litorâneo Úmido: presente do litoral do Estado da Bahia ao Rio Grande do Norte; (iii) Clima Tropical: presente nos Estados da Bahia, Ceará, Maranhão e Piauí e (iv) Clima Tropical Semiárido: presente em todo o sertão nordestino (IBGE, 2014). A Figura 1 apresenta a região de estudo.

O NEB brasileiro é dividido em quatro sub-regiões (IBGE, 2014):

- Meio-Norte: caracterizado como uma faixa de transição entre a Amazônia e o Sertão nordestino, que compreende o estado do Maranhão e o oeste do estado do Piauí. A vegetação predominante dessa região é de palmeiras de babaçu e carnaúba, o que torna a área conhecida como Mata dos Cocais. As chuvas variam de cerca de 2.000 mm anuais no litoral para 1.500 mm

anuais na direção do leste e/ou interior. No sul do Piauí chove em média 700 mm por ano, pois esta região se assemelha com o Sertão.



**Figura 1 – Representação da região Nordeste do Brasil e seu relevo (m).**

- Sertão: maior zona geográfica da região e caracteriza-se por apresentar clima semiárido. Em estados como Ceará e Rio Grande do Norte chega a alcançar o litoral, e descendo mais ao sul alcança a divisa entre Bahia e Minas Gerais. Possui distribuição de chuvas irregulares e escassas, o que ocasiona vários períodos de estiagem. Sua vegetação típica é a caatinga.
- Agreste Nordestino: está localizado no planalto da Borborema e é a menor zona geográfica da Região Nordeste. Caracteriza-se como uma faixa de transição entre o Sertão e a Zona da Mata e atua como um obstáculo natural para a chegada das chuvas ao sertão. Estende-se do Rio Grande do

Norte até o sul da Bahia. Ao leste do planalto encontram-se áreas mais úmidas (Zona da Mata); do lado oposto em direção ao interior, o clima se torna seco (Sertão).

- Zona da Mata: situa-se entre o planalto da Borborema e a costa litorânea e tem a maior abundância de chuvas. Estende-se do Rio Grande do Norte ao sul da Bahia na área onde antes havia a Mata Atlântica. Os cultivos de cana-de-açúcar e cacau substituíram as áreas de florestas. É a zona mais urbanizada, industrializada e mais economicamente desenvolvida da Região Nordeste.

### **3.2 – Coleta dos dados para validação**

Os dados empregados na validação dos resultados foram obtidos em campanha experimental na Fazenda Frutacor ( $5^{\circ}4'35''S$ ,  $37^{\circ}51'54''O$ , 131 m), localizada no município de Quixeré no estado do Ceará, através de instrumentos instalados em uma torre micrometeorológica no centro da área. Os instrumentos foram instalados a 8,0 metros de altura, quais sejam: um saldo radiômetro CNR1 (Kipp & Zonen B.V., Delft, Holanda), pelo qual são medidos os quatro componentes do balanço de radiação; uma sonda HMP45C (Vaisala, Finlândia), através da qual foram medidos os dados de umidade relativa e temperatura do ar; um analisador de  $CO_2/H_2O$  LI-7500 (LI-COR, Lincoln, EUA) para a obtenção dos dados de concentração de vapor d'água e de gás carbônico; um anemômetro sônico 3D CSAT3 (Campbell Scientific Inc., Logan, EUA), posicionado na direção predominante do vento (sudeste), medindo as três componentes da velocidade do vento ( $u_x, u_y$  e  $u_z$ ) e a temperatura sônica; e dois fluxímetros HFP01SC (Hukseflux Thermal Sensors, Delft, Holanda), a 0,02 m de profundidade, dos quais foi extraída a média para medida do fluxo de calor no solo. Para armazenamento dos dados utilizou-se um sistema de aquisição de dados (Datalogger) CR23X (Campbell Scientific Inc., Logan, EUA), programado para coletar dados a uma frequência de 10 Hz e extrair médias e covariâncias a cada 10 min durante o período de 02/09/2005 a 08/02/2006, sendo modificado posteriormente para o intervalo de tempo de 20 min em 08/02/2006 e 30 min a partir de 03/03/2006.

### 3.3 – Definição das áreas de interesse (AOI)

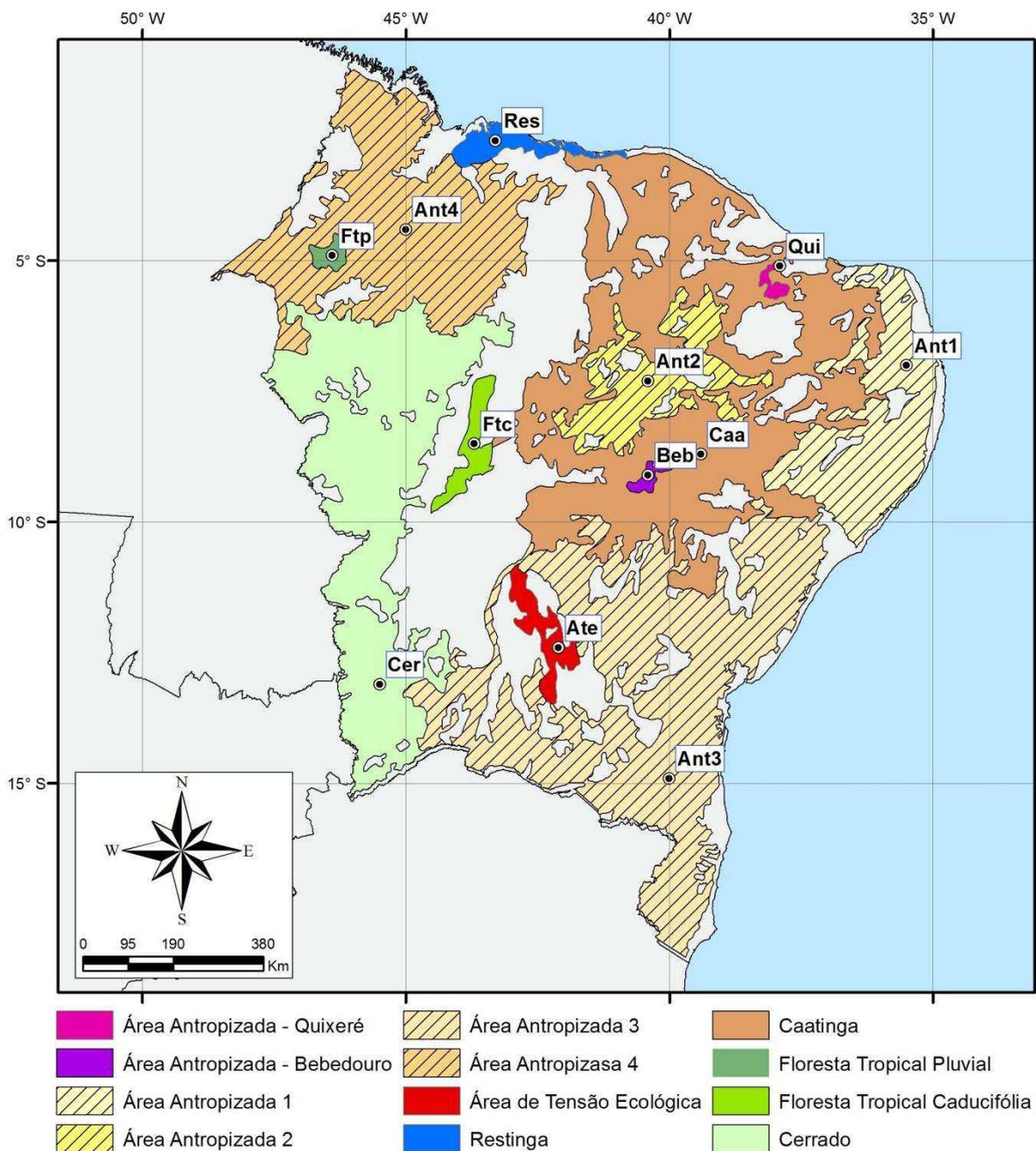
As áreas de estudo utilizadas no presente trabalho foram obtidas com base no mapa de vegetação do Brasil (IBGE – 2002), disponível no *site* do Ministério do Meio Ambiente ([www.mma.gov.br](http://www.mma.gov.br)). Este mapa mostra as principais classes de cobertura vegetal do país, assinalando as formações remanescentes, que correspondem à vegetação que permanece preservada ou pouco alterada, e os antropismos, ou seja, as áreas afetadas pelas atividades humanas. Também traz a indicação das áreas das formações pioneiras, as áreas de tensão ecológica e os refúgios vegetacionais.

Com base no mapa de vegetação foram selecionadas 12 AOI's que correspondem a diferentes tipos de vegetação e de áreas antropizadas. Estes foram escolhidos de modo que englobassem a maior parte das características dos tipos de vegetação predominantes no NEB e são descritos no Quadro 1 a seguir.

**Quadro 1 – Descrição das áreas de interesse e dos respectivos pontos.**

AOI	Sigla	Descrição
Bebedouro	Beb	Área antropizada no interior de Pernambuco
Quixeré	Qui	Área antropizada do Ceará
Área Antropizada 1	Ant1	Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e Alagoas
Área Antropizada 2	Ant2	Semiárido nordestino do Piauí, Ceará e Pernambuco
Área Antropizada 3	Ant3	Grande parte da Bahia e do Sergipe
Área Antropizada 4	Ant4	Maranhão
Área de Tensão Ecológica	Ate	Interior da Bahia
Restinga	Res	Litoral norte do Maranhão
Caatinga	Caa	Maior parte do semiárido nordestino
Floresta Tropical Pluvial	Ftp	Interior do Maranhão
Floresta Tropical Caducifólia	Ftc	Interior do Piauí
Cerrado	Cer	Oeste da Bahia e sul do Maranhão e do Piauí

Para avaliação das séries de dados de NDVI, albedo, Ts e das diversas componentes do BE fez-se a seleção de alguns pontos localizados em cada uma das AOI's descritas anteriormente. Com isto tornou-se possível a construção de gráficos com valores médios mensais e acumulados mensais para o período de estudo. Os AOI's e os respectivos pontos estão representados na Figura 2.



**Figura 2 – Representação das áreas de estudo e suas características.**

### 3.4 – Dados de satélite utilizados

Para validação do modelo proposto neste estudo foram utilizadas imagens TM – Landsat 5, adquiridas junto ao DGI-INPE (Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). Foram utilizadas imagens

correspondentes aos dias 06 de setembro de 2005, 23 de julho, 08 e 24 de agosto de 2006, com órbita 216 e ponto 64, para a região de Quixeré, Ceará. Estes dados possuem uma resolução espacial de 30 m para as bandas reflectivas e 120 m para a banda termal. Com isto foi possível obter valores de ET em uma escala compatível com a medição em campo realizada no experimento descrito anteriormente. O procedimento detalhado para obtenção do  $R_n$  a partir de dados TM – Landsat 5 pode ser encontrado em Araújo (2010). A ET é obtida a partir da metodologia descrita na seção 3.6.

Os dados MODIS/Terra utilizados no trabalho foram adquiridos junto à plataforma *Reverb* ([reverb.echo.nasa.gov](http://reverb.echo.nasa.gov)) disponibilizada pela agência EOSDIS (Earth Observing System Data and Information System) pertencente à NASA. Para os resultados foram utilizadas imagens correspondentes ao período de 01 de janeiro de 2002 a 31 de dezembro de 2011 com base nos produtos de *8-day* (produto gerado a cada 8 dias com os melhores pixels do período). Foram utilizados os *Tiles* h13v09, h13v10, h14v09 e h14v10 para que fosse possível abranger toda a Região Nordeste.

A escolha dos produtos MODIS para aplicação dos algoritmos se dá principalmente pela extensão terrestre que o mesmo cobre. Para cobrir a região Nordeste, por exemplo, necessita-se de apenas do mosaico de 4 imagens. Por ter uma excelente base de dados e uma ampla gama de produtos, a série de dados do MODIS se apresenta como uma excelente escolha para estudos em escala regional. Inicialmente foi obtido o balanço de radiação a partir de imagens MODIS para análise e posteriormente aplicação na estimativa do balanço de energia.

O produto *MODIS Surface Reflectance* fornece uma estimativa da reflectância espectral da superfície como se fosse medida ao nível do solo, considerando ausência de dispersão atmosférica ou absorção. Os dados de baixos níveis possuem correções para efeitos de gases e aerossóis atmosféricos, gerando uma base Level-2 para vários produtos de escalas maiores. No produto combinado de 8 dias, a reflectância de cada pixel da superfície contém a melhor observação L2G possível que ocorreu durante o período, selecionada conforme fatores como alta cobertura de observação, baixo ângulo de visão, ausência de nuvens ou sombras de

nuvens e carga de aerossóis. A nomenclatura do produto se inicia com MOD09 (Terra) e MYD09 (Aqua).

Os dados de Temperatura da Superfície da Terra (LST) e de emissividade diários são obtidos com resolução espacial de 1 km pelo algoritmo *split-window* e em grades de 6 km pelo algoritmo *day/night*. No algoritmo *split-window*, as emissividades das bandas de 31 e 32 são estimadas a partir de tipos de cobertura do solo, da coluna de vapor de água atmosférico e da temperatura do ar na camada mais baixa. No algoritmo de *day/night*, os valores diurnos e noturnos de LST e emissividade de superfície são obtidos a partir de pares de observações do MODIS durante o dia e a noite em sete bandas na faixa do TIR (infravermelho termal). O produto é composto de LST, avaliação da qualidade, tempo de observação, ângulos de visão e emissividade. A nomenclatura do produto se inicia com MOD11 (Terra) e MYD11 (Aqua).

Os dados de evapotranspiração (ET) incluem a evaporação do solo úmido, da água da chuva interceptada pelo dossel antes de atingir o solo e a transpiração através dos estômatos em folhas e caules das plantas. O produto de ET global pode ser usado para calcular a água regional e o balanço energético e o estado da água no solo. Assim, ele fornece informações importantes para a gestão de recursos hídricos. Com os dados de ET de longo prazo pode-se quantificar os efeitos das mudanças no clima, uso da terra e nos ecossistemas sobre os recursos hídricos regionais e mudanças de energia da superfície terrestre. A nomeclatura do produto se inicia com MOD16 (Terra) e MYD16 (Aqua).

### 3.5 – Determinação simplificada do balanço de radiação (Rn)

O Rn, que representa a contabilização dos fluxos radiativos à superfície, foi obtido através do cômputo dos fluxos ascendentes e descendentes das radiações de onda longa e curta atuantes no sistema solo-planta-atmosfera a partir da equação (Bastiaanssen, 1995; Morse et al., 2001; Allen et al., 2002; Silva et al., 2005):

$$Rn = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (1)$$

com  $R_{S\downarrow}$  = radiação de onda curta incidente ( $Wm^{-2}$ );  $\alpha$  = albedo da superfície (adimensional);  $R_{L\downarrow}$  = radiação de onda longa incidente ( $Wm^{-2}$ );  $R_{L\uparrow}$  = radiação de onda longa emitida ( $Wm^{-2}$ ) e  $\varepsilon_0$  = emissividade termal à superfície (adimensional). O termo  $(1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow}$  = representa a fração da radiação de onda longa incidente que é refletida pela superfície.

A seguir é mostrado o procedimento para estimativa das componentes do balanço de radiação instantâneo com base em produtos Terra/MODIS. Para aplicações em outros satélites são utilizados procedimentos semelhantes, levando em consideração as características particulares de cada banda espectral dos respectivos satélites e dos produtos disponíveis.

### 3.5.1 – Radiação de onda curta incidente ( $R_{S\downarrow}$ )

A radiação solar de onda curta incidente, como radiação direta e difusa na superfície da Terra ( $Wm^{-2}$ ), representa a principal fonte de energia para a ET e é dada por:

$$R_{S\downarrow} = \frac{G_{sc} \cdot \cos\theta_{hor} \cdot \tau_{sw}}{d^2} \quad (2)$$

com  $G_{sc}$  = constante solar ( $1367 Wm^{-2}$ );  $\theta_{hor}$  = ângulo zenital solar para superfície horizontal;  $d^2$  = quadrado da distância relativa Terra-Sol e  $\tau_{sw}$  = transmissividade atmosférica (adimensional).

A transmissividade  $\tau_{sw}$  pode ser calculada de forma simples com auxílio do modelo de elevação digital (DEM – Digital Elevation Model) pela equação (Allen et al., 1998):

$$\tau_{sw} = 0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z \quad (3)$$

com  $z$  = elevação do pixel (m), que pode ser representado por uma carta de DEM.

O produto MOD09A1 possui uma banda específica com os valores de  $\theta_{hor}$  para cada pixel. Para efeito de simplicidade, muitos algoritmos consideram  $\theta_{hor}$  constante para toda a cena, porém esta consideração somente é válida se a região

de estudo possuir pouca variação de relevo e suas dimensões forem pequenas. Para regiões onde o aspecto e inclinação da superfície possuem grande variação sugere-se a aplicação da metodologia proposta por Allen et al. (2006) onde  $\theta_{hor}$  deve ser substituído por  $\theta_{rel}$  (ângulo zenital para superfície inclinada) tal qual:

$$\begin{aligned} \cos\theta_{rel} = & \text{sen}(\delta) \text{sen}(\varphi) \cos(s) - \text{sen}(\delta)\cos(\varphi)\text{sen}(s)\cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(s)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\text{sen}(\varphi)\text{sen}(s)\cos(\gamma)\cos(\omega) \\ & + \cos(\delta)\text{sen}(\gamma)\text{sen}(s)\text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (4)$$

com  $\delta$  = declinação da Sol (positiva no verão no hemisfério norte);  $\varphi$  = latitude do pixel (positiva no hemisfério norte e negativa no hemisfério sul);  $s$  = inclinação da superfície, com  $s = 0$  para horizontal e  $s = \pi/2$  radianos para vertical ( $s$  é sempre positivo e representa a inclinação em qualquer direção);  $\gamma$  = ângulo de aspecto da superfície, com  $\gamma = 0$  para orientação em direção ao sul,  $\gamma = -\pi/2$  para o leste,  $\gamma = \pi/2$  para o oeste e  $\gamma = \pm\pi$  para o norte (valores em radianos);  $\omega$  = ângulo horário, com  $\omega = 0$  ao meio-dia, negativo pela manhã e positivo à tarde.

O parâmetro  $d^2$  (distância relativa Terra-Sol) pode ser calculado em função do dia sequencial do ano (DSA) usando Duffie e Beckman (1991):

$$d^2 = \frac{1}{1 + 0,033\cos(DSA \cdot 2\pi/365)} \quad (5)$$

com  $DSA$  = dia sequencial do ano e  $(DSA \cdot 2\pi/365)$  dado em radiano. O valor do  $DSA$  para cada pixel pode ser encontrado no produto MOD09A1.

### 3.5.2 – Albedo da superfície ( $\alpha$ ) e NDVI

O albedo foi calculado a partir da integração das reflectâncias das bandas utilizando uma função de ponderação. O produto MOD09A1 fornece os valores de reflectância à superfície os quais podem ser aplicados na relação:

$$\alpha = \sum_{b=1}^n [\rho_{s,b} W_b] \quad (6)$$

com  $W_b$  = coeficiente de ponderação (Tabela 1), que representa a fração da radiação solar que ocorre na faixa espectral da referida banda  $b$ .

**Tabela 1 – Valores da constante  $W_b$  para o sensor 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

O NDVI é dado por uma relação entre a reflectividade das bandas 1 e 2 do Terra/MODIS, que correspondem às bandas do vermelho e do infravermelho próximo, respectivamente:

$$NDVI = \frac{\rho_{t,2} - \rho_{t,1}}{\rho_{t,2} + \rho_{t,1}} \quad (7)$$

### 3.5.3 – Radiação de onda longa emitida ( $R_{L\uparrow}$ )

A radiação de onda longa emitida pela superfície ( $Wm^{-2}$ ) é obtida a partir da temperatura e da emissividade da superfície segundo a lei de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \sigma T_S^4 \quad (8)$$

com  $\varepsilon_0$  = emissividade da superfície (adimensional);  $\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$ );  $T_S$  = temperatura da superfície (K). O valor de  $\varepsilon_0$  pode ser obtido por meio da média das emissividades das bandas 31 e 32 disponíveis no produto MOD11A2.

### 3.5.4 – Radiação de onda longa incidente ( $R_{L\downarrow}$ )

A radiação de onda longa incidente é dada pelo fluxo termal de radiação oriundo da atmosfera ( $Wm^{-2}$ ), sendo tradicionalmente computado usando a equação de Stefan-Boltzmann:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (9)$$

com  $\varepsilon_a$  = emissividade da atmosfera (adimensional);  $T_a$  = temperatura do ar próximo à superfície (K).

O METRIC sugere que a temperatura da superfície  $T_S$  de cada pixel da imagem pode ser utilizada no lugar de  $T_a$ , sugerindo que a radiação de onda longa incidente varia proporcionalmente à  $T_S$ . Em outras aplicações, pode-se utilizar um valor fixo de  $T_a$  para toda a cena, considerando no caso  $R_{L\downarrow}$  constante em toda a imagem, com  $T_a$  igual a  $T_S$  do pixel frio (Allen et al., 2007). Neste estudo foi adotado o valor de  $T_S$  para manter o modelo simplificado.

Uma equação empírica para  $\varepsilon_a$  desenvolvida por Bastiaanssen (1995) pode ser aplicada para o Nordeste Brasileiro utilizando os coeficientes propostos por Araújo et al. (2012), qual seja:

$$\varepsilon_a = 0,9565(-\ln\tau_{sw})^{0,1362} \quad (10)$$

### 3.6 – Determinação simplificada do balanço de energia (BE)

As componentes do balanço de energia são obtidas a partir estimativa do  $R_n$  descrita anteriormente. Inicialmente, calculou-se o fluxo de calor no solo (G) através de parametrizações. Em seguida procede-se a determinação dos fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE), os quais são estimados por meio da fração evaporativa (FE). A seguir é apresentada a metodologia para estimativa da evapotranspiração.

### 3.6.1 – Fluxo de calor no solo (G)

O valor de G foi computado segundo a equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000):

$$G = \left[ \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4) \right] R_n \quad (11)$$

com  $T_s$  = temperatura da superfície (°C);  $\alpha$  = albedo da superfície (adimensional); NDVI = índice de vegetação (adimensional);  $R_n$  = saldo de radiação ( $Wm^{-2}$ ). Para corpos d'água, nos quais  $NDVI < 0$ , assume-se que  $G = 0,3R_n$  (Bezerra et al., 2008).

### 3.6.2 – Fração evaporativa (FE)

Senay et al. (2007) propõem que a FE seja obtida a partir de uma média de três pixels quentes e três pixels frios identificados por meio de cartas de NDVI e  $T_s$ . Os pixels frios representam áreas bem vegetadas e irrigadas e/ou corpos d'água, que são identificados por valores baixos de  $T_s$  e valores altos de NDVI. Já os pixels quentes são representados por áreas de pouca vegetação e solo relativamente seco, tal qual podem ser identificados por valores altos de  $T_s$  e valores baixos de NDVI.

Com o objetivo de operacionalizar o método, este estudo propõe uma metodologia na qual um conjunto de pixels quentes e frios é obtido automaticamente a partir de um conjunto de características da superfície. Tais características foram selecionadas a partir da proposta de Allen et al. (2007a) para obtenção dos pixels. Observou-se por meio de uma seleção subjetiva dos pixels que os mesmos se enquadram em faixas específicas de valores, e que estão diretamente relacionados ao NDVI,  $T_s$  e albedo. Com isto chegou-se à Tabela 2, mostrada a seguir, que apresenta as características da superfície para escolha dos pixels.

**Tabela 2 – Características da superfície para escolha dos pixels quentes e frios.**

<b>Característica</b>	<b>Pixel Frio</b>	<b>Pixel Quente</b>
NDVI	>0,8	<0,3
T <sub>s</sub>	<20°C	>35°C
Albedo	<0,2	>0,3

Com o pressuposto de que os pixels quentes apresentam valores bem pequenos de ET e os pixels frios representam a ET máxima ao longo da área de estudo, a média de cada conjunto de pixels pode ser utilizada para calcular as frações evaporativas (FE) para todos os pixels da cena a partir da equação dada por Senay et al. (2007):

$$FE = \frac{T_H - T_S}{T_H - T_C} \quad (12)$$

com T<sub>H</sub> = média dos pixels quentes (hot); T<sub>C</sub> = média dos pixels frios (cold); T<sub>s</sub> = temperatura da superfície.

### 3.6.3 – Fluxos de calor sensível (H) e de calor latente (LE)

Uma vez determinada a fração evaporativa, os fluxos de calor sensível e latente são calculados conforme as equações abaixo (Roerink et al., 2000; Sobrino et al., 2007):

$$H = (1 - FE)(R_n - G) \quad (13)$$

$$LE = FE(R_n - G) \quad (14)$$

### 3.6.4 – Evapotranspiração (ET)

A ET diária (ET<sub>24</sub>) foi obtida diretamente a partir da fração evaporativa e do Rn<sub>24</sub> pela equação:

$$ET_{24} = \frac{86.400 FE Rn_{24}}{L} \quad (15)$$

com FE = fração evaporativa (adimensional);  $Rn_{24}$  = saldo de radiação diário ( $W.m^{-2}$ ); L = calor latente de vaporização da água ( $2,45.10^6 J.Kg^{-1}$ ).

O  $Rn_{24}$  pode ser determinado por meio do Modelo Senoidal proposto por Bisht et al. (2005) e aperfeiçoado por Araújo (2010) a partir da equação:

$$Rn_{24} = \frac{Rn_{MAX}}{\pi} - 0,08Rn_{MAX} \quad (16)$$

Araújo (2010) propõe que o  $Rn_{24}$  seja corrigido pelo produto da Equação 16 por um fator de correção ( $F_C$ ) que visa corrigir o problema de superestimava do modelo senoidal. O valor médio encontrado para o  $F_C$  foi de 0,75.

O  $Rn_{MAX}$  (valor máximo do Rn observado durante o dia), em  $W.m^{-2}$ , é dado por:

$$Rn_{MAX} = \frac{Rn}{\sin \left[ \left( \frac{t_{PASS} - t_{NAS}}{t_{POR} - t_{NAS}} \right) \pi \right]} \quad (17)$$

com  $t_{PASS}$  = instante da passagem do satélite;  $t_{NAS}$  e  $t_{POR}$  = instantes próximos ao nascer e pôr do Sol onde  $Rn = 0$ .

Para efeito comparativo, foi aplicada a equação de Slob (De Bruin, 1987), utilizada pelo SEBAL (Bastiaanssen et al., 1998a) para estimativa do  $Rn_{24h}$ , para o estado do Ceará durante o ano de 2007 com dados de radiação global diária obtidos pela rede de estações automáticas da região:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - a\tau_{sw24h} \quad (18)$$

com  $\alpha_{24h}$  = albedo médio diário,  $R_{S\downarrow 24h}$  = radiação solar média diária ( $Wm^{-2}$ ) e  $a$  = coeficiente de regressão da relação entre o saldo de radiação de onda longa e a transmissividade atmosférica em escala diária.

Araújo (2010) propõe duas calibrações para a Equação 18:

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - 98,208\tau_{sw24h} \quad (19)$$

$$Rn_{24h} = (1 - \alpha_{24h})R_{S\downarrow 24h} - 183,05\tau_{sw24h} + 50,581 \quad (20)$$

As equações anteriores têm a vantagem de omitir as emissividades necessárias para resolver a equação de Stefan-Boltzmann. Então, o saldo de radiação diário pode ser quantificado se a radiação de onda curta e o albedo forem observados e o fator de ajuste  $\alpha$  for conhecido (Teixeira, 2008).

### 3.7 – Etapas para obtenção da ET

#### 3.7.1 – Descrição dos produtos MODIS/Terra utilizados

Inicialmente foram obtidos os produtos MODIS/Terra junto à plataforma *Reverb*. Basicamente são necessários apenas dois produtos MODIS para obtenção da ET e nenhum dado de estações de superfície.

O produto MOD11A2 empregado possui dados globais de temperatura da superfície e emissividade combinados durante 8 dias com resolução espacial de 1Km a partir do produto MOD11A1, estes que por sua vez são gravados em grades de 1Km com projeção sinusoidal como médias dos valores para dias de céu claro durante o período de estudo. As bandas utilizadas são descritas na Tabela 3.

**Tabela 3 – Descrição das bandas do produto MOD11A2**

Banda	Descrição	Unidades	Fator de Escala
1	Temperatura da Superfície diurna	Kelvin	0,02 * B1
5	Temperatura da Superfície noturna	Kelvin	0,02 * B2
9	Emissividade Band 31	-	0,002 * B9 + 0,49
10	Emissividade Band 32	-	0,002 * B10 + 0,49
11	Dias de céu claro	-	-
12	Noites de céu claro	-	-

Para a reflectância da superfície foi utilizado o produto MOD09A1, que é constituído de bandas com 500m de resolução espacial combinadas durante 8 dias

com projeção sinusoidal. Cada pixel do produto contém a melhor observação possível do período selecionado com base em alta cobertura observacional, baixo ângulo de visada, remoção de nuvens ou sombra de nuvens e aerossóis. A Tabela 4 apresenta as bandas utilizadas no estudo.

**Tabela 4 – Descrição das bandas do produto MOD09A1**

<b>Banda</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidades</b>	<b>Fator de Escala</b>
1	Reflectância (620-670 nm)	Reflectância	0,001
2	Reflectância (841-876 nm)	Reflectância	0,001
3	Reflectância (459-479 nm)	Reflectância	0,001
4	Reflectância (545-565 nm)	Reflectância	0,001
5	Reflectância (1230-1250 nm)	Reflectância	0,001
6	Reflectância (1628-1652 nm)	Reflectância	0,001
7	Reflectância (2105-2155 nm)	Reflectância	0,001
9	Ângulo zenital solar	Graus	0,01
11	Ângulo azimutal relativo	Graus	0,01
13	Dia do Ano	Dia Juliano	-

### 3.7.2 – Tratamento inicial dos dados MODIS/Terra

Os dados obtidos foram submetidos a um procedimento de tratamento de imagens para torná-los aplicáveis ao modelo proposto. Com isto algumas etapas são realizadas por meio de softwares de geoprocessamento:

1. **Importação:** para a conversão do formato de alta compressão HDF para o formato Imagine (\*.img), que é utilizado pelos softwares de geoprocessamento;
2. **Mosaico:** faz a junção dos *tiles* formando uma imagem única, no caso deste estudo foi realizado o mosaico de 4 *tiles* do MODIS/Terra;
3. **Recorte:** realiza o contorno desejado às imagens que foram formadas com o mosaico, que ficam em formato retangular. No caso deste estudo foi utilizado o Nordeste como máscara de recorte;
4. **Processamento:** realizado para obtenção dos parâmetros básicos para estimativa da ET: albedo, NDVI, Ts e Rn.

### 3.7.3 – Transformação em pontos de grade

A estimativa da ET necessita de alguns processos iterativos e alguns condicionais em sua metodologia que impedem uma aplicação direta dos modelos quando se utiliza softwares de geoprocessamento. Com o objetivo de operacionalizar a obtenção da ET, foi necessária a criação de uma grade de pontos para extração dos dados e posterior utilização em planilhas eletrônicas. Com isto tornou-se possível a realização de condicionais e operações matemáticas mais complexas.

Inicialmente foi criada uma grade retangular de pontos no formato *shapefile* com espaçamento equidistante de 1 km, porém devido a limitações do uso de planilhas eletrônicas tornou-se inviável trabalhar-se com esta resolução espacial. Foi proposta então a criação de uma grade de 10 km de espaçamento, esta que se tornou bastante viável para a realização dos cálculos.

Posteriormente, a grade foi recortada com o contorno do Nordeste e foi realizada a extração dos dados iniciais de albedo, NDVI, Ts e Rn. Estes dados foram aplicados nas equações propostas na metodologia de obtenção da ET e resultaram na obtenção das componentes do processo de evapotranspiração: G, H e LE.

### 3.7.4 – Tratamento final dos dados

Os dados de ET e de suas componentes obtidos foram submetidos a um refinamento que proporcionou a eliminação de valores incoerentes. Estes valores foram substituídos por **zero** para facilitar a análise e comparação dos dados.

Com a obtenção do LE e do Rn 24h foi possível a extrapolação dos valores instantâneos em valores diários de ET. Estes valores foram posteriormente convertidos em valores acumulados mensais e anuais da ET. Foram também obtidas médias diárias, mensais e anuais para o período de 2002 a 2011. Também foi possível se obter gráficos pontuais dos parâmetros para o período de estudo citado.

### 3.7.5 – Dados Mu et al. (2011)

O produto MOD16A2 foi utilizado para fins comparativos entre o modelo Mu et al. (2011) e o modelo descrito no estudo. Devido a falta de uma rede de estações que possibilitasse a obtenção de dados de ET de forma simples e com uma resolução espacial aceitável, tornou-se essencial a utilização deste produto para análise de médias e valores de ET acumulados mensais e anuais. Os dados MOD16A2 são gerados com resolução espacial de 1 km para o período de 8 dias, os quais representam os valores de ET acumulados no período. O produto ainda informa os valores de LE para o período. Na Tabela 5 consta a descrição do produto MOD16A2.

**Tabela 5 – Descrição das bandas do produto MOD16A2**

Banda	Descrição	Unidades	Fator de Escala
1	Evapotranspiração	mm/8dias	0,1
2	Fluxo de Calor Latente	J/m <sup>2</sup> .dia	10 <sup>4</sup>
3	Evapotranspiração Potencial	mm/8dias	0,1
4	Fluxo de Calor Latente Potencial	J/m <sup>2</sup> .dia	10 <sup>4</sup>

### 3.8 – Análise estatística dos resultados

A acurácia da técnica foi determinada com base em alguns parâmetros estatísticos bem conhecidos, ou seja, o erro médio absoluto (EMA), que representa o módulo da diferença entre o valor observado e o valor estimado. Considerando que  $X$  representa o valor observado,  $X'$  representa o valor estimado a partir dos modelos e  $N$  representa o número de valores, tem-se que o EMA é dado por:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - X'_i| \quad (21)$$

O erro médio percentual (EMP) é dado pela seguinte expressão:

$$\text{EMP} = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{X_i - X'_i}{X'_i} \right| \quad (22)$$

A raiz do erro médio quadrático (REMQ) é dada por:

$$\text{REMQ} = \sqrt{\frac{[\sum_{i=1}^N (X_i - X'_i)^2]}{N}} \quad (23)$$

## 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 – Validação dos resultados

Para comparação entre os valores estimados a partir do modelo proposto neste estudo e os dados obtidos no experimento realizado em Quixeré – CE procedeu-se à obtenção das componentes do balanço de energia com base em imagens TM – Landsat 5. A resolução espacial do sensor (30 m) permite a obtenção das componentes com maior proximidade do ponto de coleta dos dados em relação à resolução do sensor MODIS (1 km), que o torna inviável para esta validação devido sua resolução espacial inferior.

Estão descritos nas Tabelas 6 a 9 os valores do Rn, G, H e LE instantâneos, obtido no momento da passagem do sensor para os dias disponíveis, respectivamente.

**Tabela 6 – Saldo de radiação instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado.**

<b>Dia</b>	<b>Rn Obs.</b>	<b>Rn Land.</b>	<b>EMP %</b>	<b>EMA (<math>Wm^{-2}</math>)</b>
06/09/2005	610	630	3,1	20
23/07/2006	500	535	6,5	35
08/08/2006	525	580	9,4	55
24/08/2006	563	628	10,3	65
<b>Média</b>	-	-	7,3	43

Os valores de Rn medidos no experimento variaram de 500 a 610  $Wm^{-2}$  enquanto que os valores estimados pelo modelo situaram-se entre 535 e 630  $Wm^{-2}$ . Os resultados evidenciam que o EMP obtido na estimativa do Rn foi da ordem de 7,3%, o EMA foi de 43  $Wm^{-2}$  e REMQ de 47  $Wm^{-2}$ . Araújo (2010) comparou diversas parametrizações para estimativa da transmissividade atmosférica e sua influência no Rn e obteve valores de EMP variando de 4 a 8% e valores de EMA variando de 25 a 69  $Wm^{-2}$  na região de Quixeré-CE. Concluiu ainda, que a superestimativa do Rn está diretamente relacionada a estimativa do saldo de ondas longas. Silva (2009) encontrou valores de EMP oscilando de 2 a 6% e EMA de 8 a 34  $Wm^{-2}$  para a mesma área de estudo por meio do METRIC. Também constatou que este erro de

estimativa se encontra dentro dos limites habitualmente encontrados em estudos relacionados ao BE (Wang et al., 1995).

**Tabela 7 – Fluxo de calor no solo instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado.**

<b>Dia</b>	<b>G Obs.</b>	<b>G Land.</b>	<b>EMP %</b>	<b>EMA (<math>Wm^{-2}</math>)</b>
06/09/2005	25	55	54,5	30
23/07/2006	7	47	85,1	40
08/08/2006	10	50	80,0	40
24/08/2006	7	62	88,7	55
<b>Média</b>	-	-	77,0	41

Os valores de G estimados variaram de 47 a 62  $Wm^{-2}$  e apresentaram erros bastante elevados quando comparados aos dados medidos no experimento. Silva (2009) constatou que os erros podem estar relacionados ao posicionamento das placas de medição de fluxo de calor. Concluiu também que a incerteza relativa às medições de G pode ser grande quando se utiliza um número insuficiente de placas de fluxo e quando seu posicionamento não é representativo espacialmente, visto que cada pixel de uma imagem Landsat possui 900  $m^2$  de área. Bastiaassen et al. (1998b) e Feitosa (2005) observaram que os valores de G apresentaram os piores resultados quando comparados aos outros fluxos estimados. Indicam ainda que as médias de G só são representativas para áreas muito pequenas, nas quais as influências da variação do tipo de solo e da cobertura vegetal são desprezíveis.

**Tabela 8 – Fluxo de calor sensível instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado.**

<b>Dia</b>	<b>H Obs.</b>	<b>H Land.</b>	<b>EMP %</b>	<b>EMA (<math>Wm^{-2}</math>)</b>
06/09/2005	139	150	7,3	11
23/07/2006	160	109	46,7	51
08/08/2006	184	157	17,1	27
24/08/2006	178	279	36,2	101
<b>Média</b>	-	-	26,8	47,5

**Tabela 9 – Fluxo de calor latente instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) observado e estimado.**

<b>Dia</b>	<b>LE Obs.</b>	<b>LE Land.</b>	<b>EMP %</b>	<b>EMA (<math>Wm^{-2}</math>)</b>
06/09/2005	229	420	45,4	191
23/07/2006	235	377	37,6	142
08/08/2006	238	367	35,1	129
24/08/2006	273	270	1,1	3
<b>Média</b>	-	-	29,8	116

Nas Tabelas 8 e 9 constam os valores medidos e estimados de H e LE para os dias estudados. Os EMP foram superiores a 25% em ambos os casos. Evidencia-se ainda que as estimativas de LE apresentam erros superiores a  $100 \text{ Wm}^{-2}$ . Silva (2009) encontrou EMP de 69,5% quando comparou dados medidos e estimados pelo METRIC, porém ao comparar dados METRIC com dados de LE obtidos a partir do Kc observou erros da ordem de 13%. Concluiu ainda que o não fechamento do BE por meio de correlações turbulentas subestima o LE, o que determina os erros observados nas tabelas anteriores.

As Tabelas 10 e 11 apresentam dados diários de Rn e ET para os dias selecionados do sensor TM.

**Tabela 10 – Valores observados e estimados de Rn 24h ( $\text{Wm}^{-2}$ ).**

Dia	Rn 24h Obs.	Rn 24h sem Fc	EMP %	EMA ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Rn 24h com Fc	EMP %	EMA ( $\text{Wm}^{-2}$ )
06/09/2005	133	213	37,5	80	159	16,3	26
23/07/2006	132	181	27,1	49	136	2,9	4
08/08/2006	132	196	32,6	64	147	10,2	15
24/08/2006	145	214	32,2	69	160	9,4	15
<b>Média</b>	-	-	32,3	65	-	9,7	15

**Tabela 11 – Valores observados e estimados de ET 24h (mm/dia).**

Dia	ET 24h Obs.	ET 24h sem Fc	EMP %	EMA (mm/dia)	ET 24h com Fc	EMP %	EMA (mm/dia)
06/09/2005	2,88	5,50	47,6	2,62	3,94	26,9	1,06
23/07/2006	2,87	5,10	43,7	2,23	3,71	22,6	0,84
08/08/2006	3,03	5,00	39,4	1,97	3,64	16,7	0,61
24/08/2006	3,52	3,80	7,4	0,28	2,85	23,5	0,67
<b>Média</b>	-	-	34,5	1,77	-	22,4	0,79

Conforme exposto na Tabela 10, o Rn diário obtido por meio do modelo senoidal com Fc que apresentou EMP da ordem de 9,7% em relação ao modelo original, fato que se constata pela superestimativa natural do modelo original, visto que o mesmo é proposto para condições de céu claro. Constata-se ainda que os EMA e REMQ da ordem de 15 e  $17 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, mostram-se aceitáveis diante dos EMA e REMQ de 65 e  $66 \text{ Wm}^{-2}$  do modelo original. A seção 4.5 apresenta um comparativo entre o modelo senoidal com Fc e o modelo Bastiaanssen et al. (1998a) para o ano de 2007 no estado do Ceará.

Os valores descritos na Tabela 11 evidenciam que a ET diária modelada superestima a observada em torno de 34% sem o Fc e 22% com o Fc. Em média, os valores de ET diários foram de 4,8 e 3,5 mm.dia<sup>-1</sup> para os casos com Fc e sem Fc, respectivamente. Santos (2009) encontrou valores da ordem de 6,2 e 6,6 mm.dia<sup>-1</sup> para a mesma região utilizando, respectivamente, os métodos do SEBAL e S-SEBI. Silva (2009) obteve uma média de valores modelados pelo METRIC de 6 mm.dia<sup>-1</sup> para a região, enquanto os valores médios medidos foram da ordem de 3,6 mm.dia<sup>-1</sup>, o que representou um erro da ordem de 69%. Obteve ainda valores médios de ET<sub>0</sub> de 5,7 mm.dia<sup>-1</sup> e constatou que os dados de ET obtidos por meio de correlações turbulentas no experimento acompanham a tendência observada na estimativa do LE, provocando uma subestimativa dos valores.

## 4.2 – NDVI, Albedo e Ts

Nesta seção são apresentados os dados de NDVI, albedo e Ts para os diferentes alvos selecionados nas áreas de interesse destacadas na Figura 2.

### 4.2.1 – NDVI

De acordo com os dados extraídos das imagens de NDVI médio anual para o período de 2002 a 2011 observou-se que os maiores valores foram encontrados nos alvos correspondentes às florestas tropicais **Ftc** e **Ftp**. O alvo da **Ftc** apresentou valores que variaram de 0,54 a 0,68, com média de 0,62. A **Ftp** apresentou uma média superior de em torno de 0,64 com mínimo e máximo de 0,57 e 0,70, respectivamente. No período de 2004 a 2006 apresentou uma sequência de NDVI acima da média para ambas as áreas. Os alvos das áreas antropizadas 3 e 4 apresentaram valores similares por estarem contidos em áreas de clima tropical, oscilando de 0,52 a 0,61 na área 3 e de 0,50 a 0,57 na área 4.

Os menores valores foram encontrados na região da caatinga e área antropizada 2, ambas situadas na região de clima semiárido. Os menores valores

encontrados foram de 0,37 e 0,35, respectivamente. O período de 2009 a 2011 foi caracterizado por um aumento do NDVI em ambas as regiões, ocasionando valores acima da média em relação a períodos anteriores. Os alvos de Bebedouro e Quixeré, apesar de situados no semiárido, apresentaram valores um pouco acima dos encontrados para os alvos **Caa** e **Ant2**. Isto ocorre principalmente pela quantidade de áreas agrícolas irrigadas presentes em ambas as regiões. Os alvos de área de restinga e da área antropizada 1 apresentaram valores de NDVI intermediários devido ao fato de ambas situam-se próximas ao litoral. Silva e Moreira (2011) encontraram valores de NDVI em área de restinga superiores a 0,59. O cerrado apresentou valores que variaram de 0,52 a 0,61, enquanto o alvo da Ate variou de 0,47 a 0,62. Nascimento (2012) encontrou valores de NDVI inferiores a 0,45 em áreas de solo exposto e de caatinga e, superiores a 0,60 em áreas irrigadas na região. Bezerra et al. (2011) encontraram valores de 0,29 a 0,31 para a caatinga e valores superiores a 0,72 para áreas de floresta em regiões da Chapada do Araripe – PE.

A Tabela 12 apresenta os valores médios anuais de NDVI para o período de 2002 a 2011. Observa-se que o NDVI cresceu, em média, nos anos de 2004 a 2006 e decresceu nos anos de 2007 e 2008, voltando a aumentar novamente em 2009.

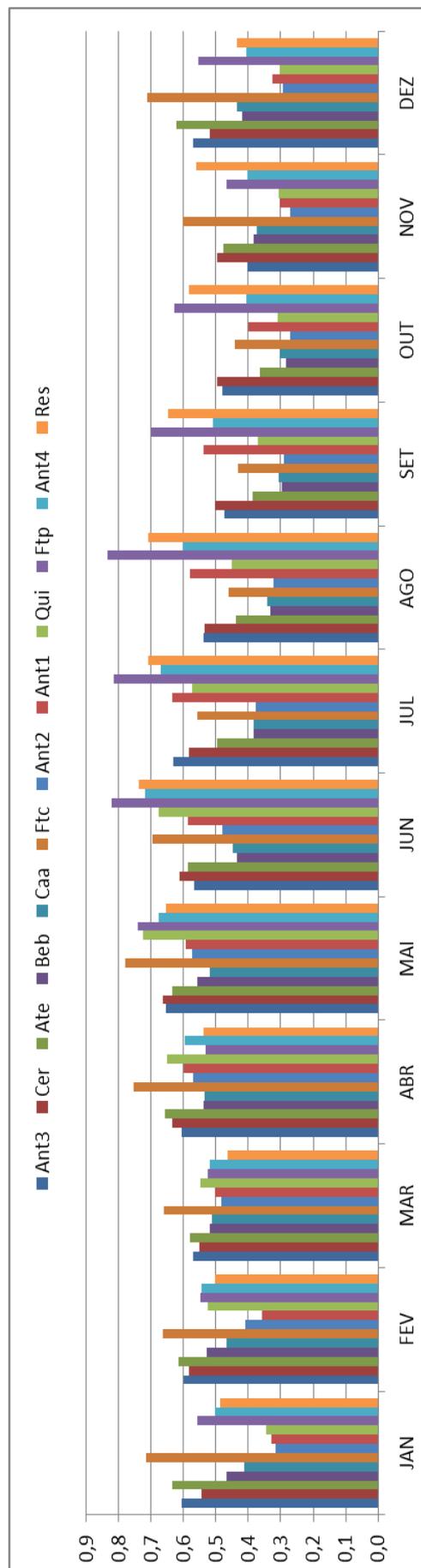
**Tabela 12 – Valores médios anuais de NDVI para alvos da região Nordeste.**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
<b>Ant3</b>	0,54	0,56	0,53	0,57	0,52	0,60	0,54	0,62	0,57	0,52
<b>Cer</b>	0,53	0,62	0,59	0,55	0,60	0,61	0,54	0,52	0,54	0,49
<b>Ate</b>	0,51	0,48	0,54	0,53	0,63	0,57	0,48	0,60	0,56	0,52
<b>Beb</b>	0,41	0,39	0,42	0,41	0,40	0,38	0,41	0,52	0,46	0,48
<b>Caa</b>	0,37	0,39	0,43	0,43	0,45	0,39	0,40	0,45	0,46	0,43
<b>Ftc</b>	0,63	0,62	0,65	0,65	0,69	0,57	0,62	0,55	0,62	0,66
<b>Ant2</b>	0,36	0,40	0,38	0,41	0,38	0,33	0,38	0,42	0,42	0,42
<b>Ant1</b>	0,43	0,47	0,53	0,43	0,46	0,50	0,48	0,50	0,47	0,53
<b>Qui</b>	0,48	0,44	0,51	0,47	0,47	0,47	0,45	0,51	0,43	0,56
<b>Ftp</b>	0,58	0,61	0,66	0,70	0,67	0,63	0,65	0,59	0,64	0,67
<b>Ant4</b>	0,58	0,50	0,55	0,55	0,53	0,53	0,57	0,54	0,56	0,53
<b>Res</b>	0,58	0,60	0,61	0,59	0,61	0,56	0,57	0,57	0,58	0,56

As médias mensais de NDVI apresentadas na Figura 3 sugerem uma visão geral do comportamento da variável durante o ano. Observa-se que a **Ftp** responde mais acentuadamente ao período chuvoso da região, que ocorre no trimestre Mar/Abr/Mai (Infoclima, 2014). O acúmulo das chuvas provoca o aumento do NDVI até um pico superior a 0,80 observado nos meses subsequentes. A **Ftc** apresenta um comportamento regular durante a estação chuvosa, com valores em torno de 0,60. No trimestre mais seco, que compreende Ago/Set/Out (Infoclima, 2014), este valor cai para um patamar abaixo dos 0,50.

Os alvos do semiárido (**Beb**, **Caa**, **Ant2**, **Qui**) apresentam as menores médias de NDVI durante o ano, variando de 0,3 durante a estação seca a 0,50 na estação chuvosa. O cerrado apresenta um valor de NDVI pouco variável durante o ano. Os alvos **Res** e **Ant3** possuem comportamento similar entre si. O alvo da área **Ant1** apresenta um regime de variação que mantém seus valores de NDVI próximos a 0,60 em grande parte da estação chuvosa.

**Figura 3 – NDVI médio mensal (2002-2011) para os alvos da região Nordeste.**



#### 4.2.2 – Albedo da superfície

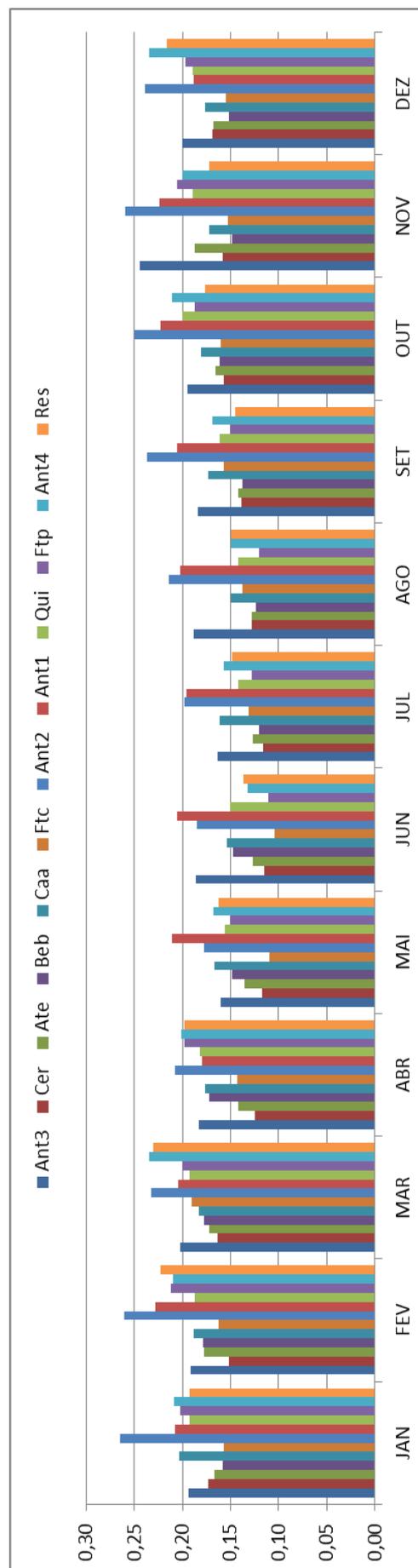
Os resultados obtidos para o albedo da superfície evidenciam que os maiores valores foram encontrados nos alvos das áreas antropizadas 1 a 4, sendo o maior deles observado no alvo **Ant2**, que se localiza no interior do semiárido. Os alvos **Ant1** e **Ant2** apresentaram valores de albedo mais elevados que nas áreas **Ant3** e **Ant4**, estas últimas que estão localizadas em regiões de clima tropical. Os valores médios para estas quatro áreas descritas foram superiores a 19%. A área de floresta **Ftc** apresentou os menores valores, com mínimo e máximo de 11 e 16%, respectivamente. O outro tipo de floresta tropical presente na área **Ftp** apresentou valores mais elevados, variando de 15 a 19%. Bezerra et al. (2011) encontraram valores médios de 13% para áreas de floresta na Chapada do Araripe - PE. Para a região com predominância da caatinga observou-se valores médios de 15 a 18%, que condizem com os valores de 17 a 18% encontrados por Bezerra et al. (2011) para o mesmo tipo de vegetação. Nascimento (2012) encontrou valores médios de albedo da ordem de 22% para a caatinga. A região do cerrado apresentou valores de albedo abaixo dos observados para a caatinga, fato que pode ser explicado pela diminuição da área de solo exposto na região de cerrado quando comparada a de caatinga. As áreas antropizadas **Beb** e **Qui** apresentaram valores abaixo dos observados no semiárido devido principalmente às áreas irrigadas da região. O alvo **Res** apresentou um albedo que variou de 16 a 19% enquanto o alvo **Ate** apresentou albedo similar ao da **Ftc**.

**Tabela 13 – Valores médios anuais de albedo para alvos da região Nordeste.**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
<b>Ant3</b>	0,20	0,18	0,19	0,21	0,21	0,19	0,20	0,16	0,18	0,19
<b>Cer</b>	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,15	0,14	0,16
<b>Ate</b>	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15	0,14	0,16
<b>Beb</b>	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,14	0,15	0,16
<b>Caa</b>	0,17	0,19	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,16	0,16
<b>Ftc</b>	0,15	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,14	0,12	0,15
<b>Ant2</b>	0,23	0,23	0,23	0,22	0,23	0,25	0,24	0,21	0,21	0,23
<b>Ant1</b>	0,22	0,20	0,21	0,21	0,20	0,22	0,21	0,20	0,20	0,19
<b>Qui</b>	0,17	0,18	0,18	0,19	0,19	0,17	0,19	0,17	0,16	0,15
<b>Ftp</b>	0,20	0,17	0,16	0,15	0,17	0,17	0,16	0,19	0,17	0,18
<b>Ant4</b>	0,19	0,21	0,20	0,19	0,20	0,19	0,18	0,17	0,17	0,19
<b>Res</b>	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,16	0,19

Os valores médios mensais de albedo para o período de 2002 a 2011 podem ser observados na Figura 4. Observa-se que os maiores valores encontram-se no alvo **Ant2**, situado no interior do semiárido, para os meses de outubro a fevereiro. A menor variância pode ser observada na área **Ant1**, que apresentou valores sempre próximos a 20% durante todo o ano. A **Ftc** apresentou os menores valores durante todo o período de estudos, situados próximo a 10% ocorrido durante a época chuvosa da região, onde a vegetação torna-se mais densa e a exposição do solo menor. O região do cerrado e o alvo **Ate** apresentaram comportamento similar dado o regime pluvial similar das duas áreas, com valores mínimos ocorrendo de abril a agosto. As áreas antropizadas **Beb** e **Qui** apresentam comportamento similar, dado o fato de ambas apresentarem áreas irrigadas em sua região.

**Figura 4 – Albedo médio mensal (2002-2011) para alvos da região Nordeste.**



### 4.2.3 – Temperatura da superfície

Quando são comparados dados de NDVI e Ts é observada, em geral, uma relação inversa entre as variáveis, característica que foi explorada por Agam et al. (2007) em sua metodologia de refinamento da banda termal de sensores orbitais. Em geral, alvos com baixos valores de NDVI, tais como caatinga, cerrado e áreas antropizadas tendem a apresentar valores de Ts mais elevados. De acordo com os dados médios, observa-se que os maiores valores de Ts foram encontrados na região do semiárido, que contém os alvos **Beb**, **Caa**, **Ant** e **Qui**, chegando a atingir valores superiores a 33°C. O alvo **Ftc** apresentou valores elevados de Ts, os quais variaram entre 30 e 33°C, enquanto os valores apresentados por **Ftp** foram mais baixos, variando de 24 a 26°C. Isto pode estar relacionado principalmente à localização da região e ao regime pluviométrico. No primeiro caso a proximidade do semiárido pode ter uma influência significativa, principalmente devido à questão dos efeitos advectivos e das altas temperaturas associadas. Nas áreas antropizadas 3 e 4, influenciadas pelo clima tropical, observou-se valores de Ts variando de 25 a 27°C e de 27 a 30°C, respectivamente. O alvo **Ant2** apresentou uma oscilação média de 29 a 33°C. A região de restinga apresentou um valor praticamente constante de Ts em todo o período, situando-se na faixa de 30°C. Silva (2009) encontrou valores superiores a 40°C para a caatinga e inferiores a 29°C para áreas irrigadas, valores estes que se equiparam aos encontrados por Nascimento (2012). A Tabela 14 apresenta os dados médios anuais de Ts obtidos.

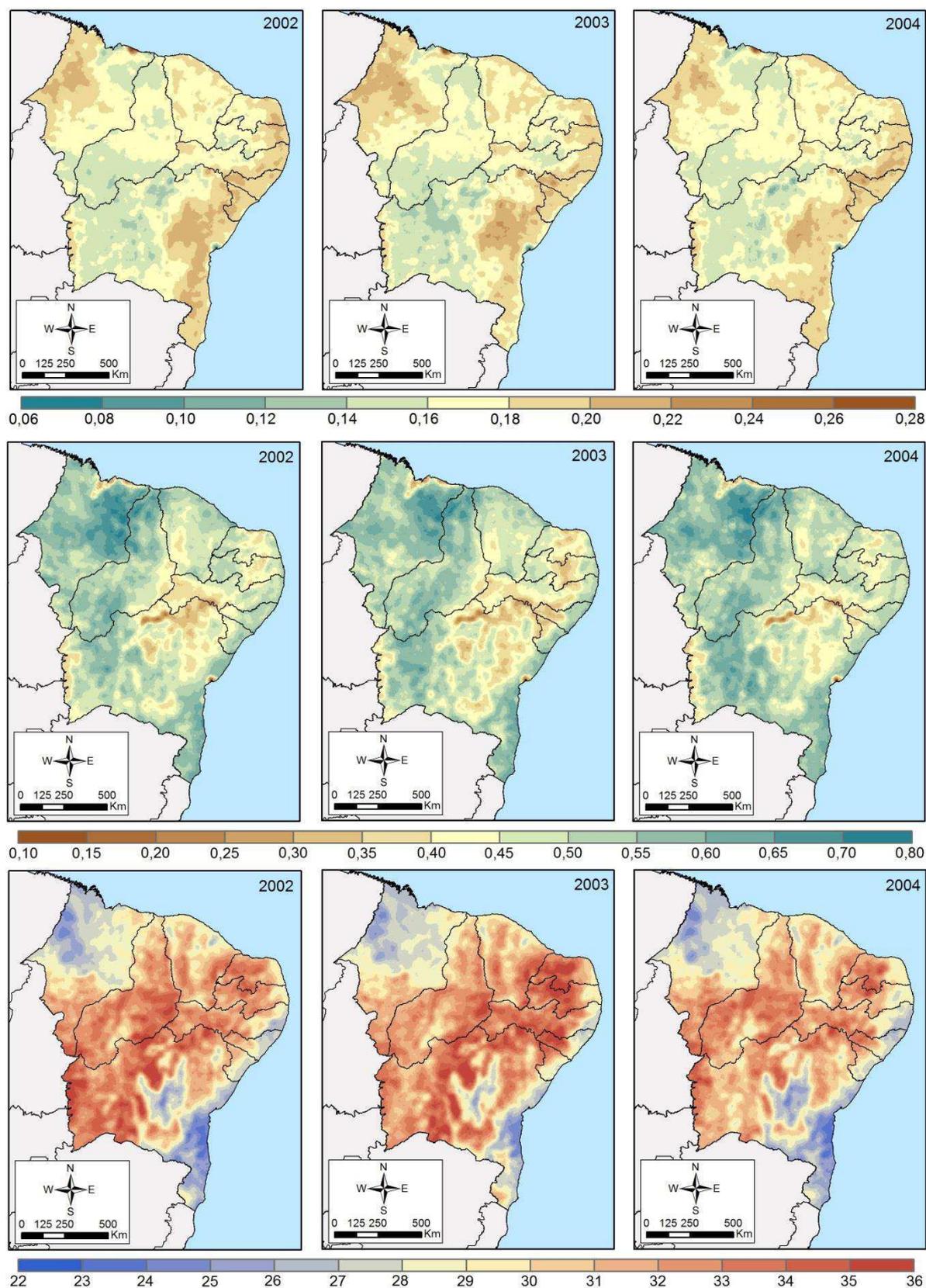
**Tabela 14 – Valores médios anuais de Ts para alvos da região Nordeste.**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
<b>Ant3</b>	25,6	26,5	25,6	26,6	25,3	26,2	26,7	26,2	27,7	25,4
<b>Cer</b>	32,3	30,6	30,2	31,8	30,9	31,7	34,2	31,7	32,9	35,0
<b>Ate</b>	29,2	30,2	28,6	27,3	26,6	28,8	29,8	28,1	28,1	28,4
<b>Beb</b>	33,4	34,1	33,1	33,2	33,7	34,7	34,1	30,0	33,2	31,5
<b>Caa</b>	32,4	33,0	32,3	31,5	31,3	31,3	31,3	30,9	31,5	31,0
<b>Ftc</b>	33,8	33,1	32,3	32,6	30,4	33,9	31,2	32,2	33,0	30,7
<b>Ant2</b>	33,0	32,2	30,8	32,5	31,2	32,2	31,3	31,1	31,1	29,1
<b>Ant1</b>	29,5	28,2	28,0	29,0	30,1	27,9	28,0	27,7	28,6	28,2
<b>Qui</b>	33,5	34,6	32,7	33,8	33,4	35,0	34,0	31,2	35,3	31,3
<b>Ftp</b>	25,6	25,4	24,8	25,6	24,6	25,7	25,7	25,2	26,3	25,1
<b>Ant4</b>	27,8	27,9	28,4	30,4	26,8	29,1	29,2	27,5	29,1	28,6
<b>Res</b>	30,4	29,0	29,4	31,3	29,5	30,7	29,2	29,1	29,8	29,5

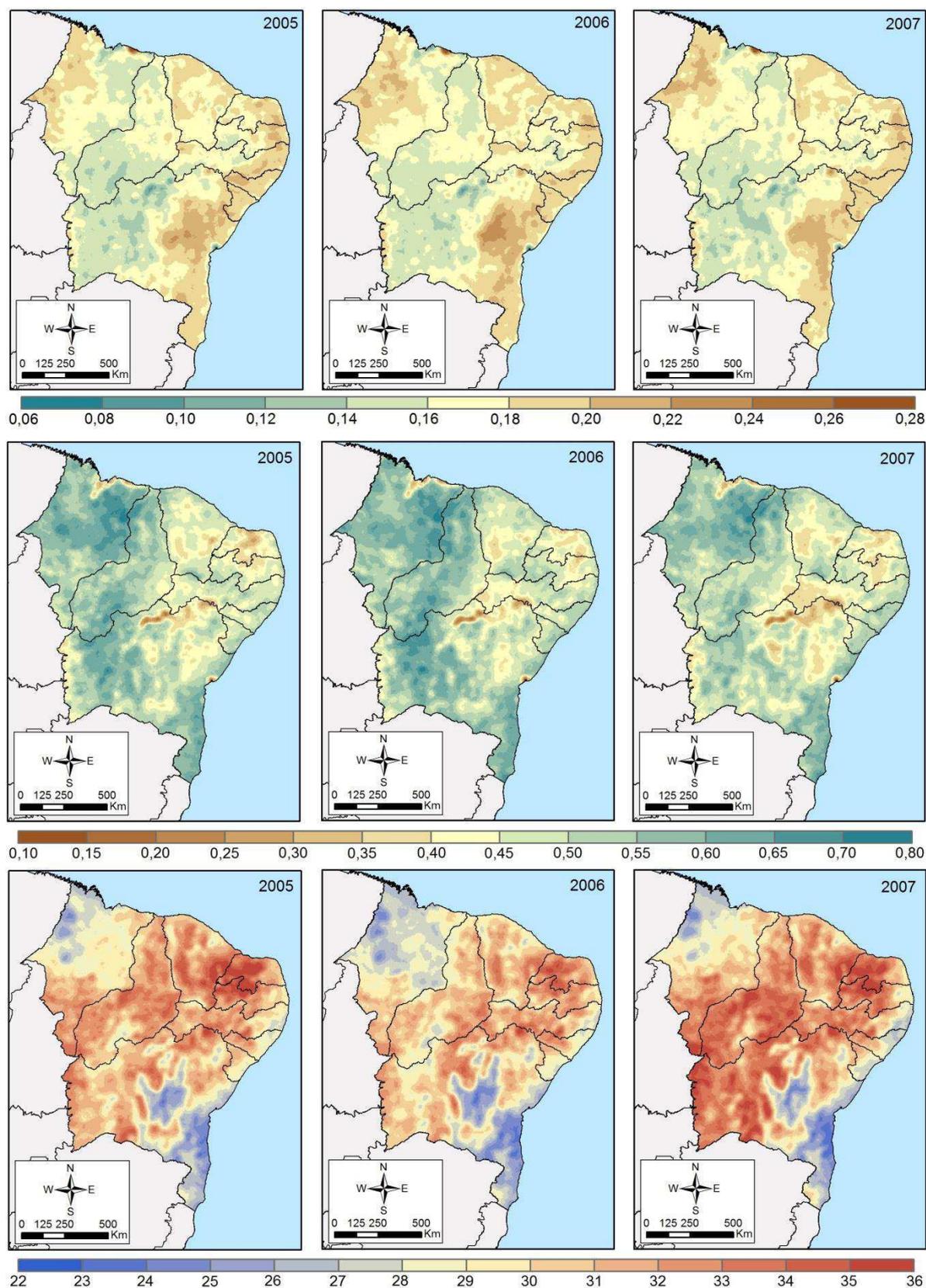


#### 4.2.4 – Comportamentos médios anuais do albedo, NDVI e Ts

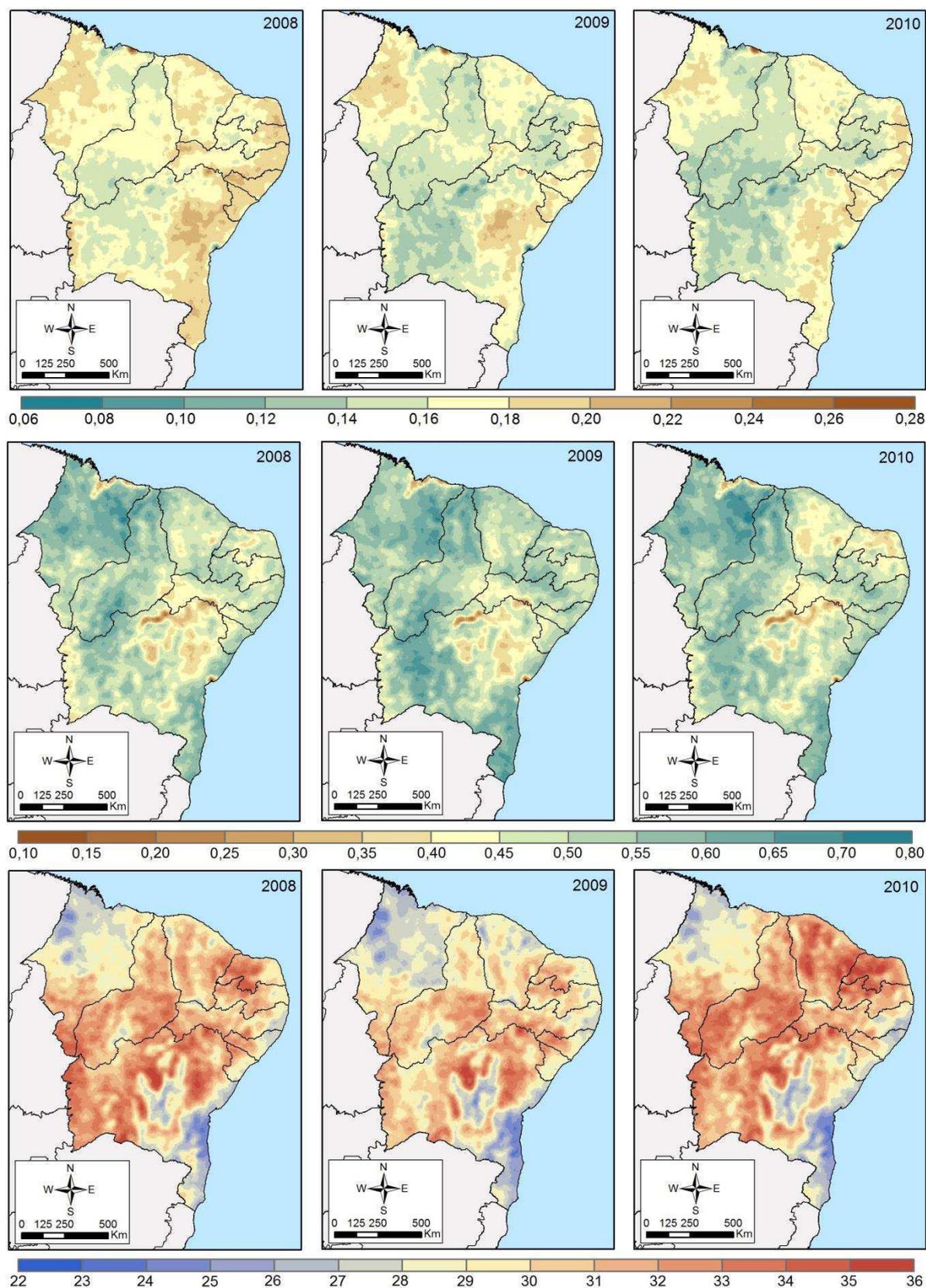
As Figuras 6 a 9 apresentam o comportamento médio anual das variáveis albedo, NDVI e Ts no período de 2002 a 2011 para a região Nordeste do Brasil. Observou-se que os maiores valores de albedo situam-se na região da zona da mata, meio-norte e sul da Bahia, com valores superiores a 20%. Associados a eles estão valores de NDVI superiores a 0,50 e de Ts abaixo de 26°C. Em geral observou-se um decréscimo do albedo na maioria dos estados, principalmente nos anos de 2009 e 2010. Os valores mais baixos de NDVI podem ser observados região do semiárido, que estão associados a valores de albedo da ordem de 14 a 18% e valores de Ts superiores a 32°C. Os valores médios de NDVI, em geral, aumentaram até o ano de 2006, quando tiveram uma baixa em 2007 e 2008, voltado a subir em 2009. Os valores médios de Ts mais baixos foram observados no anos de 2006, 2009 e 2011. O sul da Bahia, o meio-norte maranhense e a região da Chapada Diamantina apresentaram as menores médias anuais de Ts. Já a região do sertão compreendida pela maioria dos estados nordestinos apresentou valores superiores a 30°C.



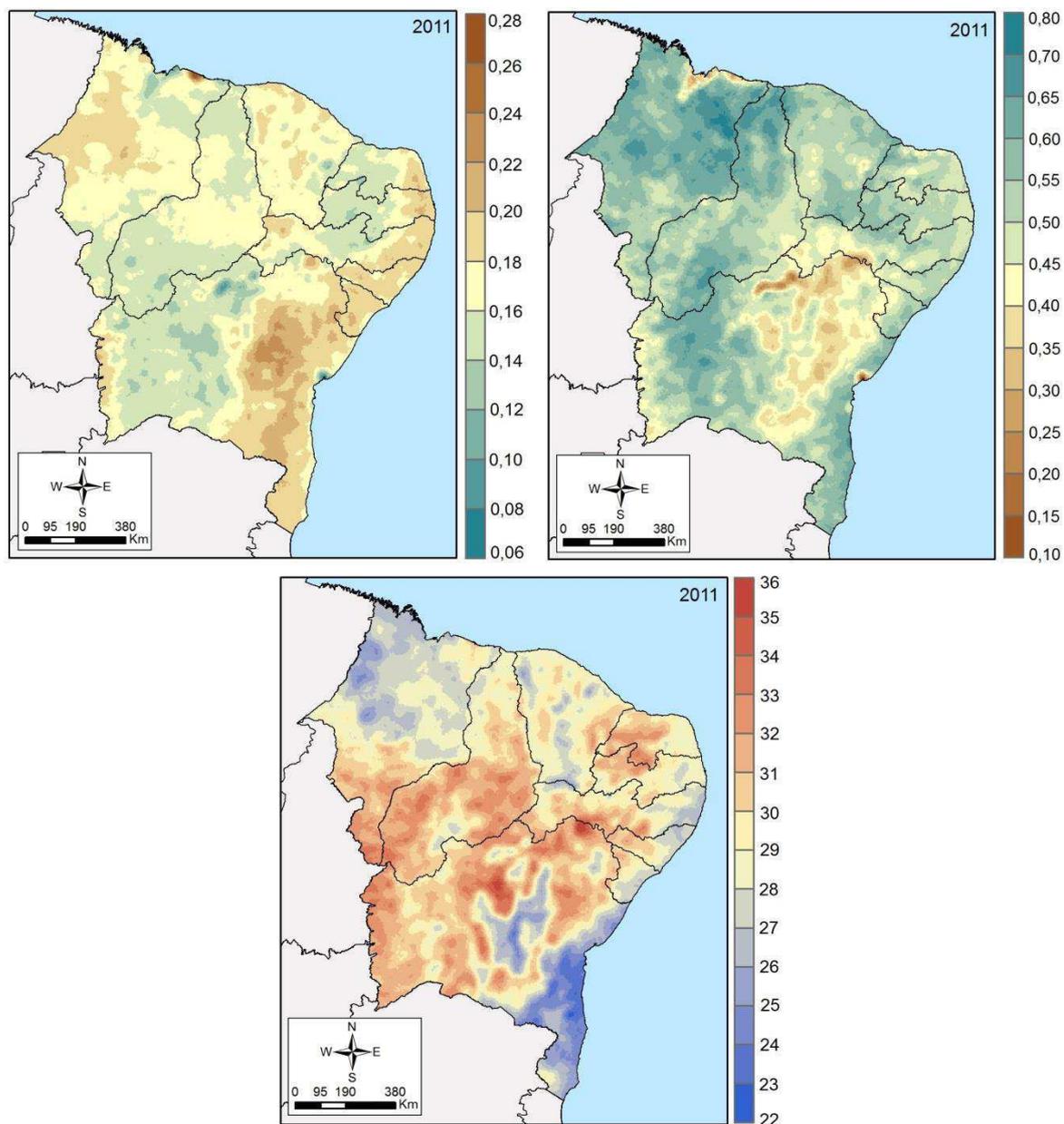
**Figura 6 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2002 a 2004 para a região Nordeste.**



**Figura 7 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2005 a 2007 para a região Nordeste.**



**Figura 8 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do período de 2008 a 2010 para a região Nordeste.**



**Figura 9 – Médias anuais de albedo (topo), NDVI (meio) e Ts (baixo) do ano de 2011 para a região Nordeste.**

### 4.3 – Componentes do balanço de energia

Nesta seção são apresentados os dados de  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$  para os alvos contidos nas áreas de interesse destacadas na Figura 2.

#### 4.3.1 – Saldo de radiação instantâneo

A Tabela 15 apresenta os valores médios anuais para o  $R_n$  ( $Wm^{-2}$ ) instantâneo obtido no momento da passagem do sensor MODIS/Terra (em torno de 10:30h hora local). Os maiores valores de  $R_n$  foram encontrados no alvo **Ftc**, que apresentou, anteriormente, os menores valores de albedo. Seus valores médios variaram de 607 a 646  $Wm^{-2}$ . No geral, nas áreas vegetadas, onde o albedo é menor, é observado que os valores de  $R_n$  tendem a ser maiores que os valores correspondentes às áreas antropizadas. Observa-se que as áreas **Ant1**, **Ant2**, **Ant3** e **Ant4** apresentaram os menores valores de  $R_n$  quando comparadas às áreas com vegetação.

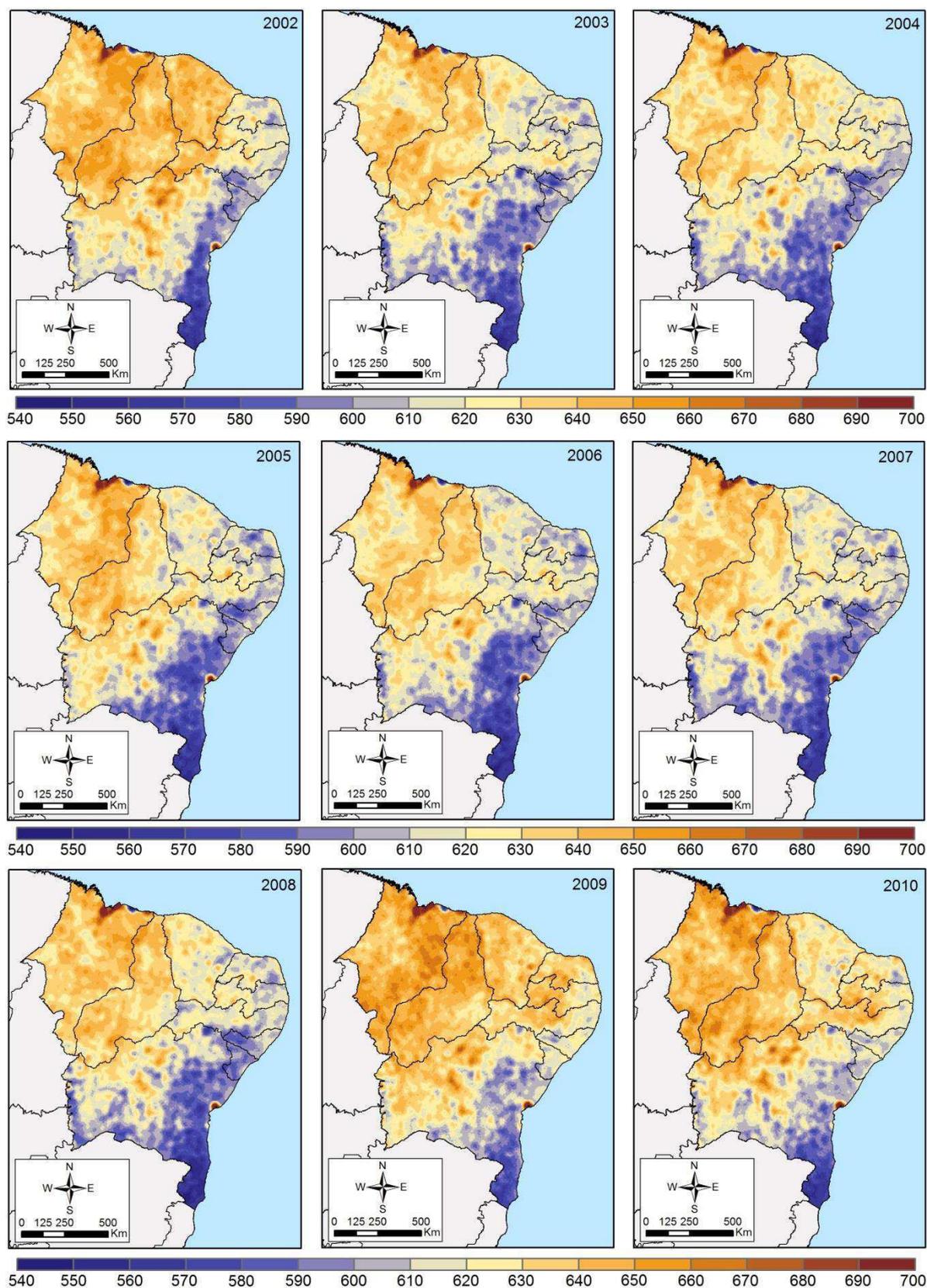
**Tabela 15 – Valores médios anuais de  $R_n$  instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) para a região Nordeste no horário da passagem do MODIS/Terra.**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
<b>Ant3</b>	594	604	593	578	576	607	588	626	596	596
<b>Cer</b>	618	632	619	637	641	626	631	629	630	627
<b>Ate</b>	641	622	618	630	630	638	641	637	635	622
<b>Beb</b>	644	637	630	644	634	614	632	642	636	628
<b>Caa</b>	629	599	620	615	611	614	609	629	623	626
<b>Ftc</b>	639	607	620	628	621	624	631	646	645	622
<b>Ant2</b>	594	568	572	577	575	559	562	594	593	571
<b>Ant1</b>	597	612	608	602	607	599	604	620	617	623
<b>Qui</b>	659	626	625	618	620	634	609	639	641	659
<b>Ftp</b>	626	652	658	650	639	647	656	625	642	630
<b>Ant4</b>	609	604	602	620	608	618	619	632	634	618
<b>Res</b>	626	646	650	652	646	642	629	650	661	635

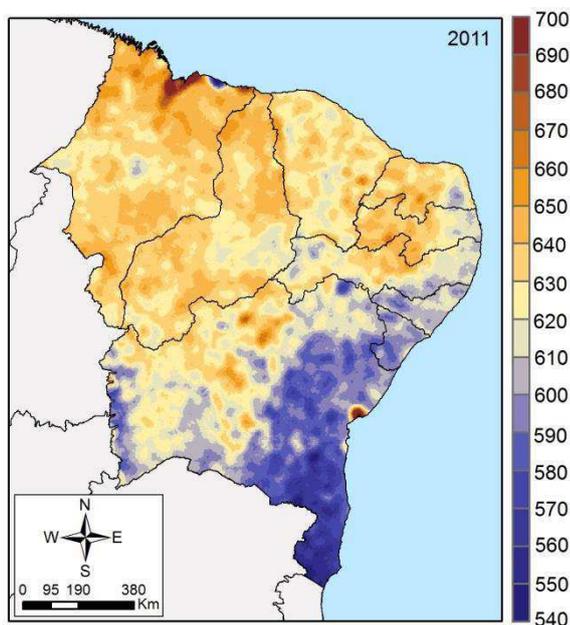
Dos alvos vegetados a caatinga e a restinga apresentaram os valores mais baixos de  $R_n$ . As áreas de **Beb** e **Qui**, que possuem grande influência de áreas irrigadas tiveram seus valores de  $R_n$  variando de 614 a 644  $Wm^{-2}$  e 609 a 659  $Wm^{-2}$ ,



Analisando os mapas de Rn instantâneo das Figuras 11 e 12 observa-se que os maiores valores situam-se na região do semiárido e tendem a crescer na direção do meio-norte. Os menores valores são observados na costa litoral leste da região e no sul da Bahia, que são regiões com maior influência do oceano e do clima subtropical, respectivamente. São encontrados valores inferiores a  $580 \text{ Wm}^{-2}$  para essas regiões. No geral tem-se que o valor médio do Rn decresceu de 2002 a 2006 e voltou a aumentar até 2009, quando permaneceu praticamente constante até 2011. Na parte nordeste do mapa observa-se valores de Rn variando de 580 a  $640 \text{ Wm}^{-2}$ . O meio-norte apresentou valores tão altos quantos os observados no interior do sertão da Paraíba e de Pernambuco, atingindo valores superiores a  $650 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Figura 11 – Médias anuais de Rn instantâneo do período de 2002 a 2010 para a região Nordeste.**

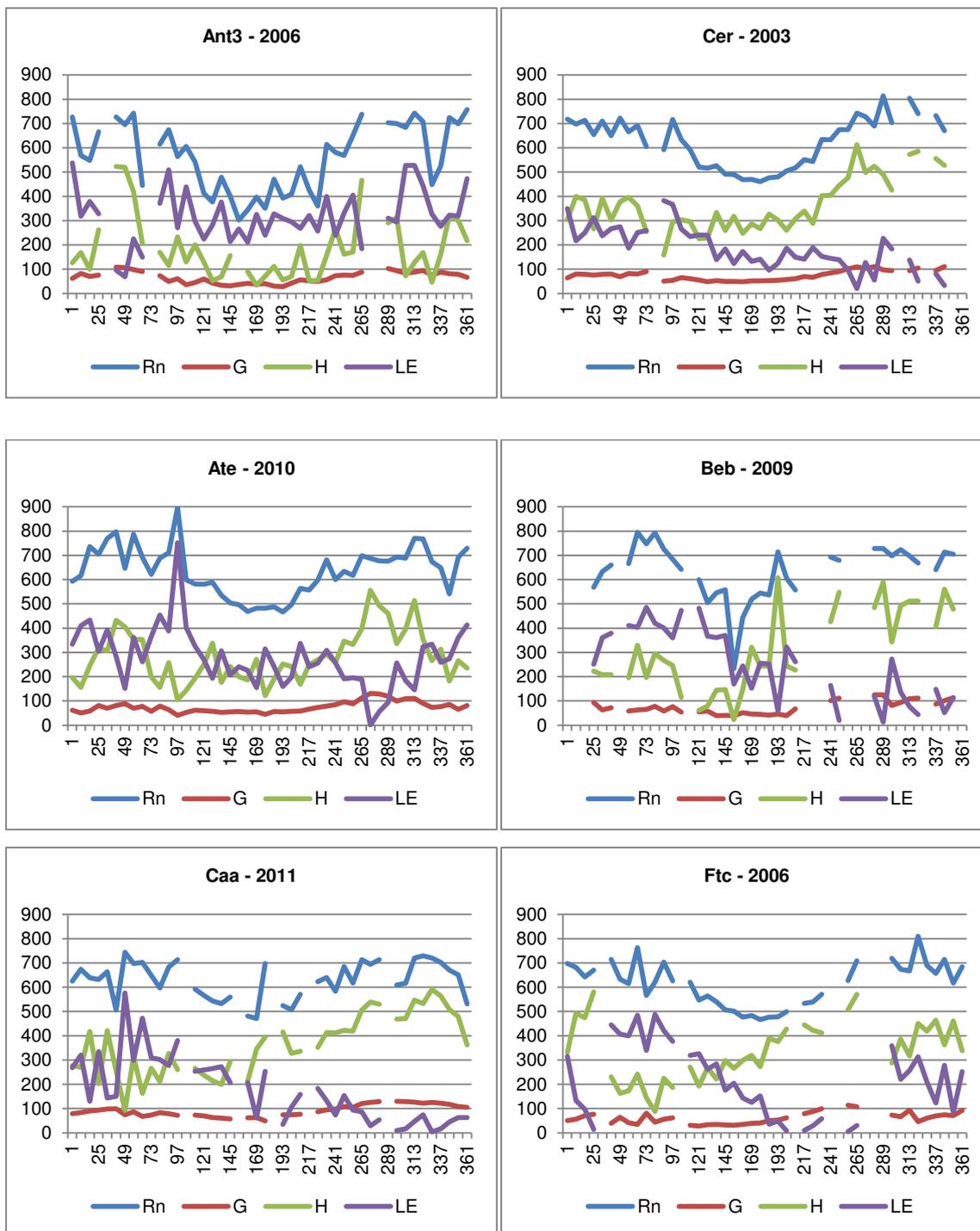


**Figura 12 – Média anual do Rn instantâneo ( $Wm^{-2}$ ) do ano de 2011 para a região Nordeste.**

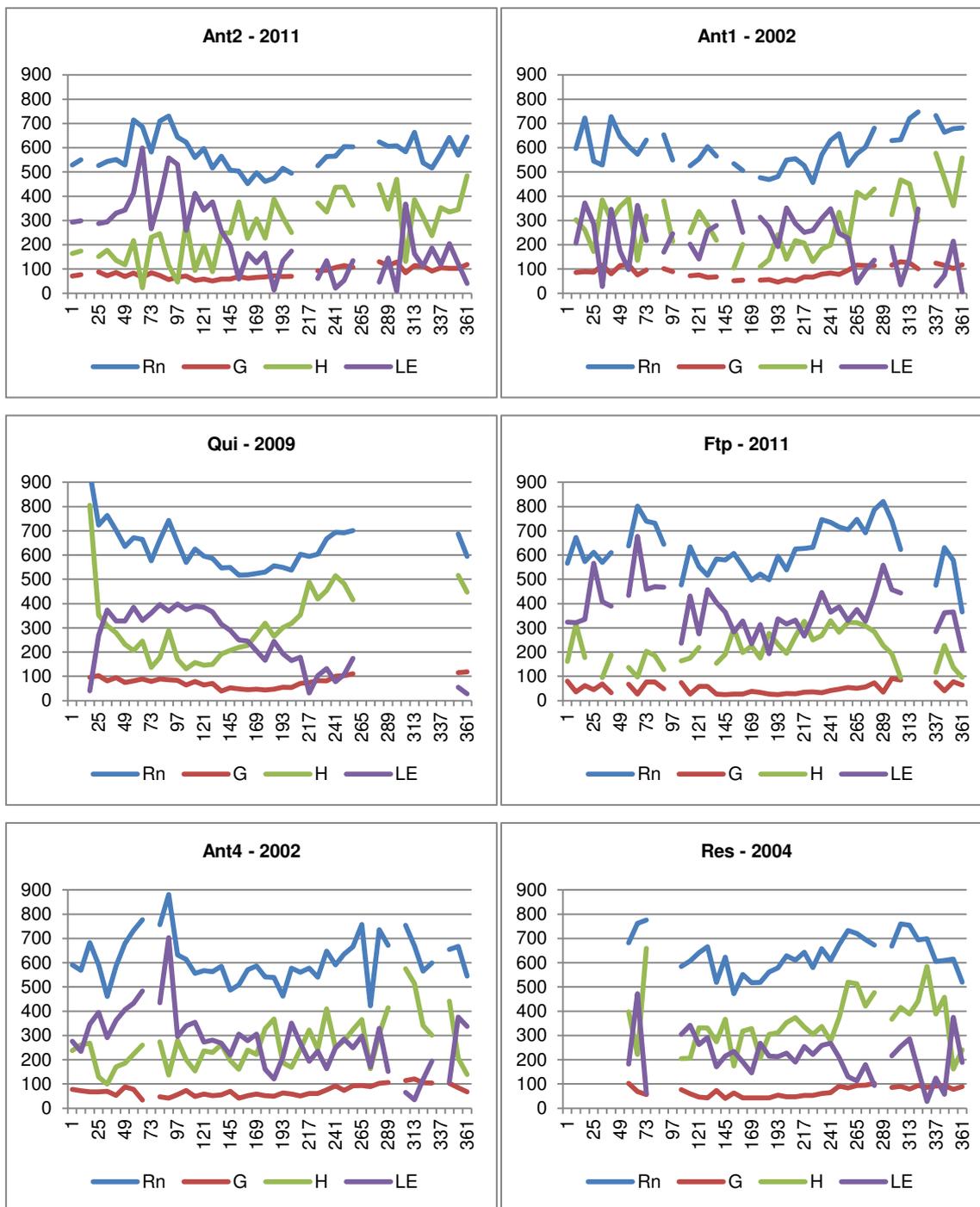
#### **4.3.2 – Fluxos de calor e saldo de radiação**

Para análise das quatro componentes do BE foram selecionados os anos com menor número de falhas nos dados para cada alvo da região de estudo. As Figuras 13 e 14 apresentam os gráficos de Rn, G, H e LE, em  $Wm^{-2}$ , correspondentes ao período de um ano para cada alvo com dados obtidos a cada 8 dias por meio do MODIS/Terra.

O valor de G permanece praticamente constante durante o ano em todos os alvos, apresentando valores de no máximo  $100 Wm^{-2}$  no período seco. Com relação ao Rn observa-se em todos os gráficos o efeito da sazonalidade anual, que está relacionada diretamente com o valor de Ts. Esse efeito sazonal provoca o aumento do Rn no verão e a diminuição no inverno. Contudo, verifica-se que nos alvos Caa e Ant1 a variação anual do Rn foi mais amena que nos demais pontos.



**Figura 13 – Fluxos G, H e LE e do Rn ( $\text{Wm}^{-2}$ ) com seus respectivos alvos e anos correspondentes.**



**Figura 14 – Fluxos G, H e LE e Rn ( $Wm^{-2}$ ) com seus respectivos alvos e anos correspondentes.**

A relação inversa de H e LE permite observar a influência direta do período chuvoso em cada alvo da área de estudo. Nos alvos **Ant3** e **Ftp**, onde a quantidade de água disponível para evapotranspiração é maior, observa-se que o valor de LE é sempre maior que o de H. Já em alvos onde o período seco influencia diretamente a quantidade de água disponível, observa-se que o valor de H tende a superar o valor

de LE em algumas épocas do ano, como pode-se notar na maioria dos alvos. Para os alvos **Caa** e **Cer**, onde a vegetação é mais esparsa, pode-se verificar que o valor de H supera o LE na maior parte do ano. Silva (2009) encontrou uma predominância de valores de G em torno de  $100 \text{ Wm}^{-2}$  em áreas de caatinga e valores na faixa de 50 a  $75 \text{ Wm}^{-2}$  em áreas irrigadas. Obteve também valores de LE variando de 300 a  $600 \text{ Wm}^{-2}$  em áreas irrigadas e inferiores a  $300 \text{ Wm}^{-2}$  na caatinga. Santos (2009) encontrou valores médios de LE superiores a  $200 \text{ Wm}^{-2}$  sobre plantação de bananas em Quixeré – CE.

#### 4.4 – Saldo de radiação diário

A conversão de valores de  $R_n$  instantâneos para diários sugerida para este estudo foi obtida por meio da Equação 16 segundo a metodologia aperfeiçoada por Araújo (2010). Para feito de validação os dados foram comparado ao método clássico proposto por Bastiaanssen et al. (1998a) obtidos a partir da Equação 18 devidamente calibrada para Quixeré – CE.

Foram selecionados 1.146 pontos de grade do estado do Ceará para comparação entre os modelos. Os valores de  $R_n$  diários para o modelo de Bastiaanssen foram obtidos a partir de dados de radiação global de 47 PCD's situadas no estado, estes que foram convertidos para valores de 8 em 8 dias para comparação com os dados obtidos a partir do MODIS/Terra.

Quando comparados os dados de Bastiaanssen et al. (1998a) aos dados do modelo senoidal sem fator de correção foram encontrados erros EMP, EMA e REMQ de 20%, 27 e  $30 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Quando o  $R_n$  diário foi obtido por meio da inclusão do fator de correção  $F_c$ , observou-se que os erros associados foram reduzidos. Os valores de EMP, EMA e REMQ passaram a ser de 12%, 17 e  $20 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente. Os testes de T-Student considerando variâncias equivalentes para ambas as amostras indicaram que aos níveis de 1% e 5% não houve diferença significativa entre os dados comparados.

Araújo (2010) encontrou EMP e EMA da ordem de 9% e 14 Wm<sup>-2</sup> ao validar os dados do modelo senoidal com Fc na região de Quixeré – CE e valores da ordem de 8% e 11 Wm<sup>-2</sup> para o modelo de Bastiaanssen et al. (1998a).

#### 4.5 – Evapotranspiração

A ET é função direta da FE e do Rn<sub>24h</sub> como pode ser observado na Equação 15. A metodologia original empregada por Senay et al. (2007) indica a escolha de 3 pixels quentes e 3 pixels frios para o cálculo de uma média, esta que é empregada na Equação 12 para obtenção da FE ponto a ponto. Neste estudo foi proposta uma metodologia operacional que permitisse a escolha automática destes pixels âncoras. Observou-se que, em média, foram selecionados menos que 0,5% da quantidade de pixels totais das cenas MODIS/Terra empregadas no estudo. As cenas apresentaram um total de 12.793 pontos com grade de 10 Km.

A Tabela 16 apresenta os valores acumulados da ET para o período de um ano para cada alvo da região de estudo. Os maiores valores foram encontrados nos alvos **Ant3** e **Ftp**, com valores de ET superiores a 1.000 mm/ano em praticamente todo o período estudado. Os menores valores foram observados no alvo **Ftc**, que possui por característica principal a queda de folhas de sua vegetação para evitar perdas de águas excessivas no período seco.

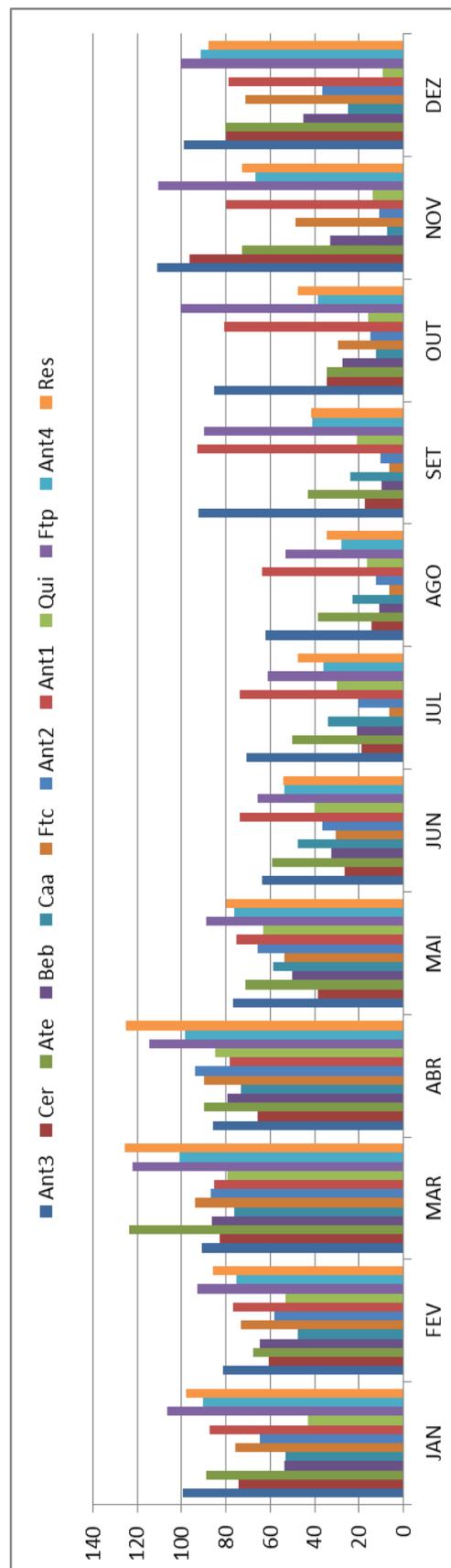
**Tabela 16 – Valores anuais acumulados de ET (mm/ano) para a região Nordeste.**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
<b>Ant3</b>	1100	1008	1053	916	1017	1043	977	1046	903	1117
<b>Cer</b>	524	616	644	723	747	454	547	628	628	598
<b>Ate</b>	1028	580	782	902	973	724	747	848	800	816
<b>Beb</b>	800	603	466	522	541	334	389	657	420	650
<b>Caa</b>	658	334	464	504	460	473	484	597	516	467
<b>Ftc</b>	496	494	473	589	611	415	625	880	439	593
<b>Ant2</b>	654	461	544	384	474	410	512	551	545	625
<b>Ant1</b>	826	918	913	1003	772	979	955	1108	1032	958
<b>Qui</b>	636	330	452	337	419	317	357	537	313	546
<b>Ftp</b>	1113	1138	1215	1060	1125	1087	1110	1120	1018	1073
<b>Ant4</b>	826	903	783	685	870	781	738	844	772	766
<b>Res</b>	818	994	866	847	902	831	884	1007	985	871

Os alvos do semiárido **Beb**, **Caa**, **Ant2** e **Qui** apresentaram comportamento similar entre si, com valores de ET oscilando, em média, de 300 a 650 mm/ano. A restinga apresentou um comportamento de ET variando de 818 a 1007 mm/ano, enquanto no cerrado variou de 454 a 747 mm/ano.

A Figura 15 apresenta os valores médios da ET acumulada mensalmente para o período de 2002 a 2011 para os 12 alvos espalhados pela região Nordeste. Observa-se uma forte relação entre os valores de ET e o período chuvoso de cada região. Os alvos localizados no semiárido e no cerrado possuem maior influência do período seco, tendo seus valores mínimos situados abaixo dos 20 mm/mês. O alvo **Ftc** apresenta valores extremamente baixos de ET no período seco, devido ao fato de que suas árvores perdem as folhas nesse período para evitar a perda excessiva de água. Os alvos **Ant3**, **Ant1**, **Ftp** e **Res** apresentam as maiores medias de ET devido à maior presença de água disponível em suas respectivas áreas. Os alvos da **Caa** e **Ant** tem um comportamento similar ao alvo **Cer**, porém observa-se que este último possui um período seco menor.

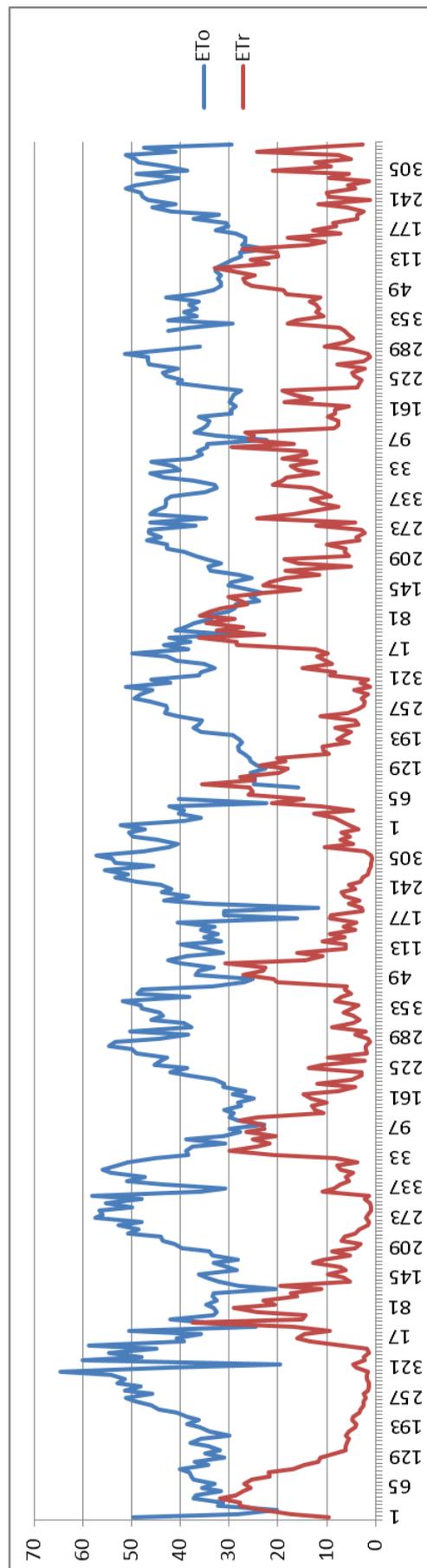
**Figura 15 – ET média mensal (mm/mês) (2002-2011) para alvos da região Nordeste.**



Em março e abril foram observados valores de ET superiores a 120 mm/mês para os alvos **Ate**, **Ftp** e **Res**. Os valores de ET alvo **Ant3** situaram-se acima dos 60 mm/mês em todo o ano. O trimestre Jul/Ago/Set apresentou os menores valores de ET para o cerrado e as regiões do semiárido, com valores abaixo dos 20 mm/mês em vários alvos. As amplitudes máximas observadas foram de ordem de 80 mm/mês para alguns alvos, tais como **Ftc** e **Res**. Os alvos **Ant3** e **Ftp** apresentaram as menores variações de ET ao longo do ano.

A Figura 16 apresenta os dados de  $ET_0$  obtidos a partir de uma estação meteorológica para o município de Bebedouro – PE e os dados de ET obtidos por meio da metodologia proposta neste estudo. Observa-se que anualmente o valor da ET tende a se aproximar do valor da  $ET_0$  nos meses mais chuvosos, onde a disponibilidade de água para evapotranspiração é maior. Isto pode ser verificado sazonalmente nos meses de fevereiro a maio. Nos meses secos a ET mantém-se abaixo dos 10 mm/8dias enquanto a  $ET_0$  é superior a 40 mm/8dias.

**Figura 16 – Distribuição sazonal de  $ET_0$  e ETr (mm/8dias) para Bebedouro – CE no período de 2004 a 2011.**

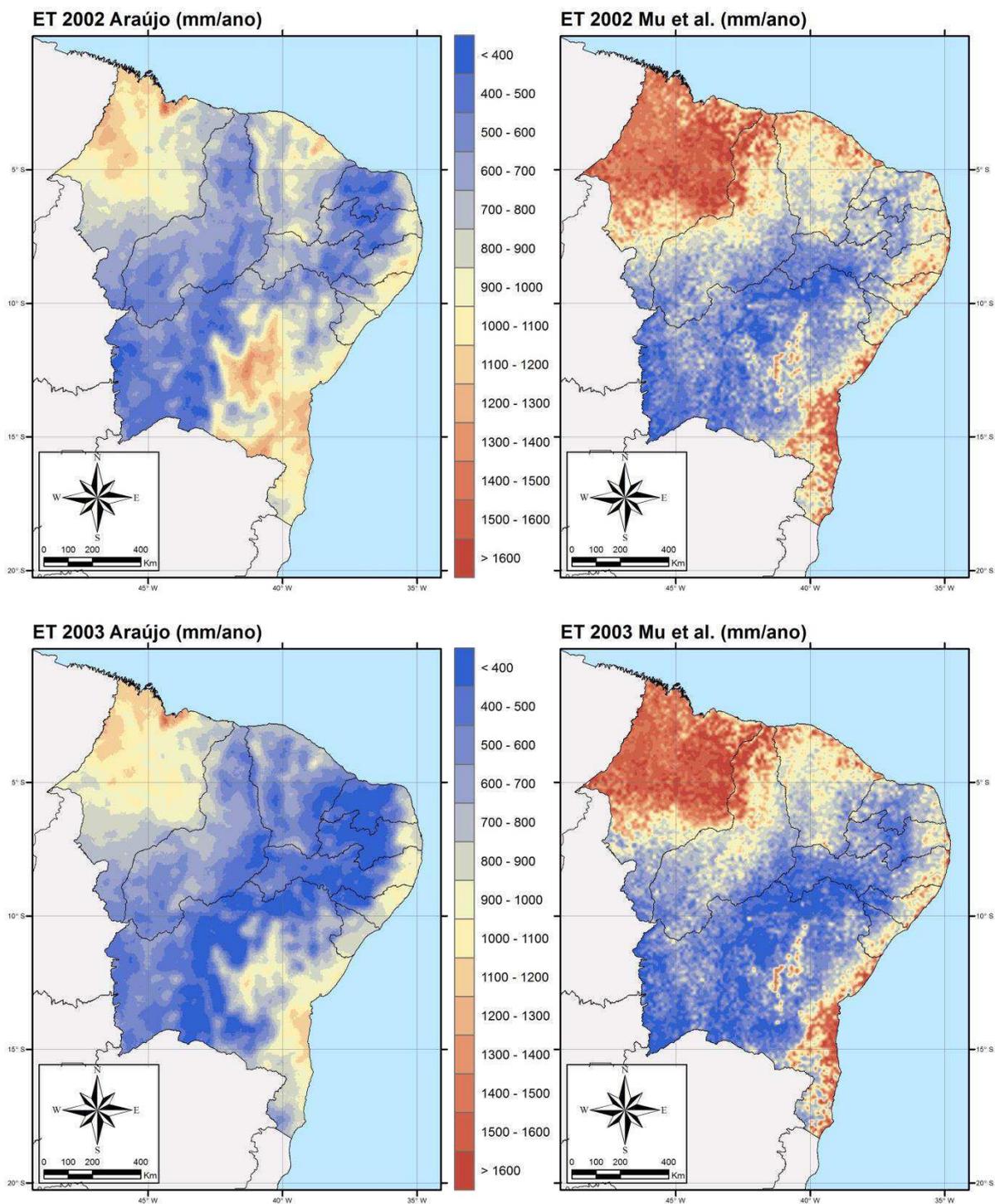


Os dados de ET obtidos foram comparados aos dados do produto MOD16A2, obtido com base na metodologia de Mu et al. (2011). A Tabela 17 apresenta os erros médios percentuais associados. Os dados evidenciam que o modelo Mu et al. (2011) tende a superestimar os valores de ET obtidos neste estudo (valores de EMP negativos), exceto pelo alvo **Ate** apresentou uma subestimativa dos valores. Essas diferenças entre os modelos podem estar associadas ao fato de que o método empregado por Mu et al. (2011) é muito dependente de dados de reanálise para estimativa dos elementos do tempo e da resistência aerodinâmica. Além disso, a resistência da cultura é obtida com base em dados médios para diversos biomas em todo o globo, estes que podem comprometer a estimativa desse parâmetro. As menores diferenças foram observados no alvo **Beb** com valor médio de 9%. As maiores diferenças são observados nos alvos da região do meio-norte e nos alvos **Qui** e **Ftc**.

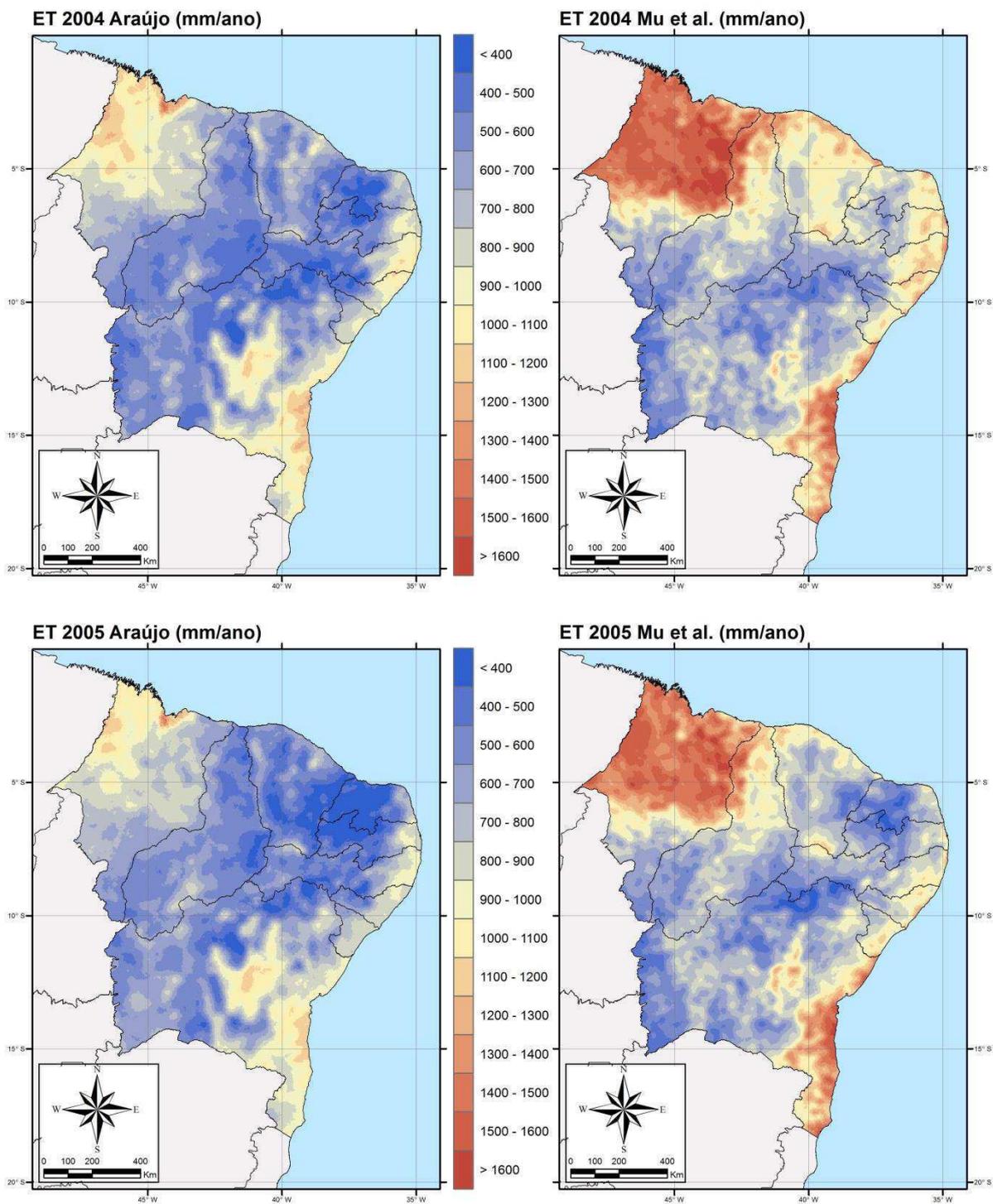
**Tabela 17 – Erro médio percentual (%) entre o modelo deste estudo e o modelo Mu et al. (2011).**

PONTO	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Média
<b>Ant3</b>	-11,8	-16,1	-15,3	-37,3	-21,3	-6,8	-19,4	-25,2	-38,5	-7,7	-19,9
<b>Cer</b>	-1,7	5,8	-9,0	14,7	-9,8	-45,0	-28,9	-42,1	-33,7	-33,0	-18,3
<b>Ate</b>	39,5	9,0	8,2	24,5	16,7	14,8	17,0	2,8	14,3	13,8	16,0
<b>Beb</b>	29,9	42,7	-12,7	7,8	7,2	-26,7	-40,8	-25,6	-52,6	-18,3	-8,9
<b>Caa</b>	26,7	-29,2	-33,1	-8,9	-42,8	10,4	-32,8	-39,6	-40,2	-29,4	-21,9
<b>Ftc</b>	-60,6	-93,4	-95,5	-66,2	-76,7	-78,2	-65,0	-25,9	-119,7	-115,3	-79,7
<b>Ant2</b>	8,0	-35,2	-12,9	-70,7	-45,3	6,8	-42,6	-60,4	-48,3	-33,4	-33,4
<b>Ant1</b>	-30,5	-14,2	-57,9	15,6	-12,2	-10,5	-29,4	-15,7	7,7	-23,1	-17,0
<b>Qui</b>	-16,9	-94,5	-81,3	-68,3	-54,1	-85,6	-80,2	-53,8	-72,2	-58,0	-66,5
<b>Ftp</b>	-34,2	-36,3	-33,5	-48,0	-35,6	-38,1	-36,7	-28,9	-54,4	-42,2	-38,8
<b>Ant4</b>	-65,8	-55,3	-80,3	-80,9	-43,0	-58,3	-72,2	-55,8	-63,4	-71,0	-64,6
<b>Res</b>	-86,6	-58,1	-84,0	-97,4	-76,2	-94,9	-76,5	-55,6	-58,2	-91,2	-77,9

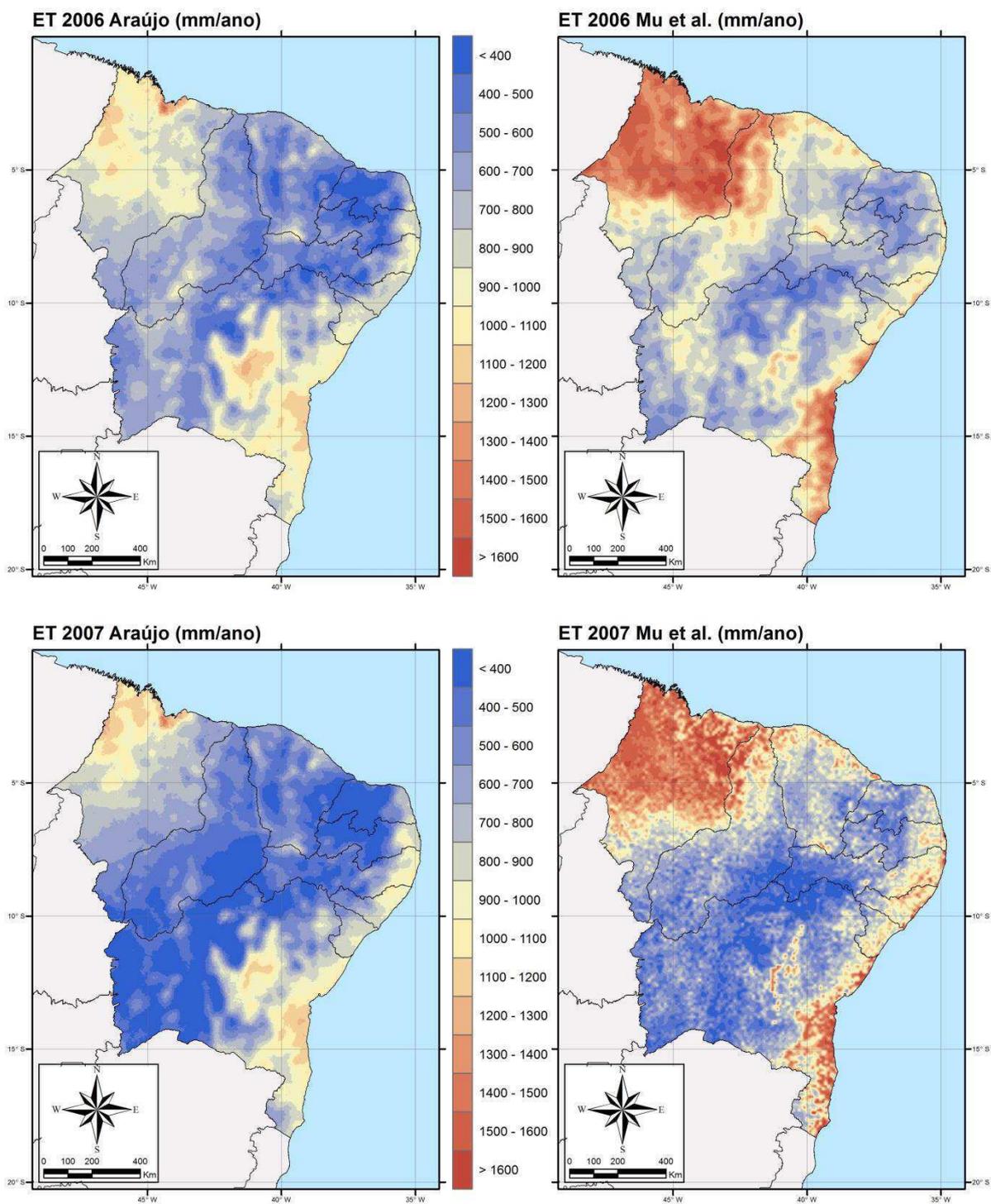
As Figuras 17 a 21 apresentam os mapas da variabilidade espacial da ET (mm/ano) no período de 2002 a 2011 para o modelo proposto neste estudo (Araújo, 2014) e o produto MOD16A2. De acordo com os mapas nota-se que o modelo Mu et al. (2011) tende a superestimar os valores de ET no Maranhão, norte do Piauí e do Ceará e no litoral nordestino. Na região do semiárido os valores de ambos os modelos se apresentam similares.



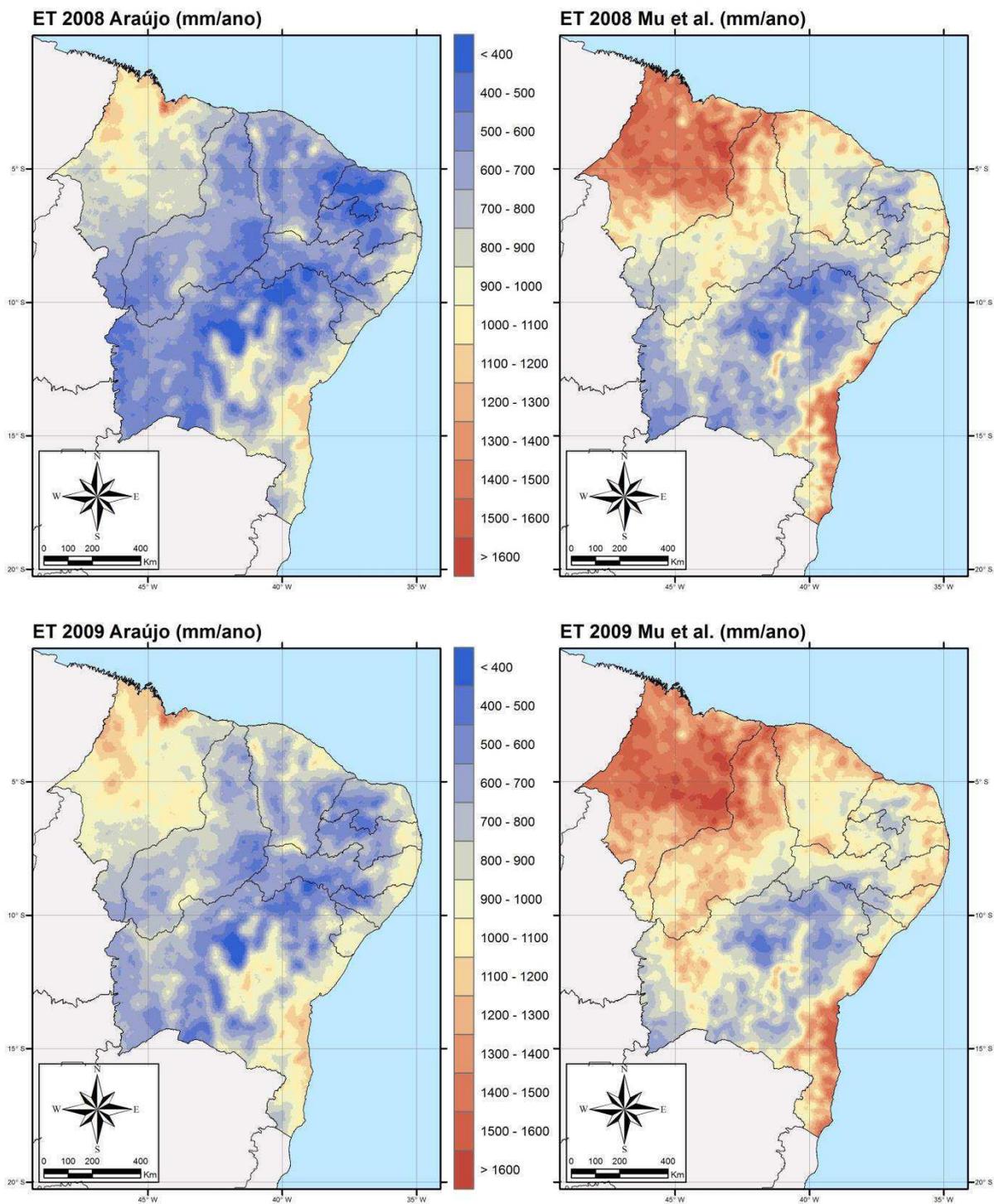
**Figura 17 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2002 e 2003.**



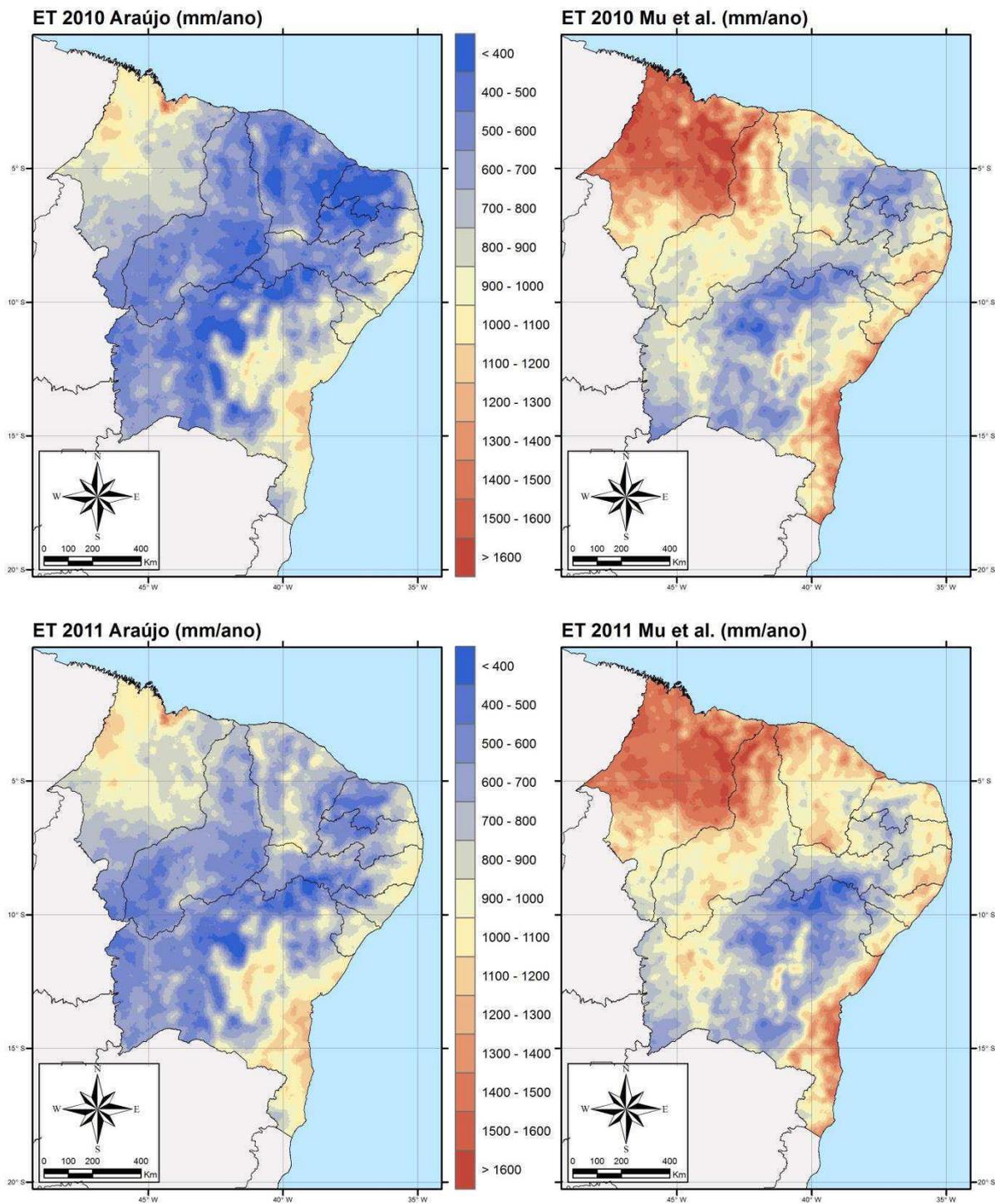
**Figura 18 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2004 e 2005.**



**Figura 19 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2006 e 2007.**



**Figura 20 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2008 e 2009.**



**Figura 21 – ET anual acumulada (mm/ano) dos modelos Araújo e Mu et al. (2011) para os anos de 2010 e 2011.**

## 5 – CONCLUSÕES

Com o exposto conclui-se que o modelo proposto neste estudo mostrou-se bastante promissor, permitindo o processamento de uma grande quantidade de dados de forma simplificada e operacional, sem comprometer a precisão das informações obtidas.

A validação do modelo localmente evidenciou erros EMP, EMA e REMQ de 7,3%, 43 e 47  $\text{Wm}^{-2}$  na obtenção do  $R_n$  instantâneo, que estão em concordância com os encontrados na literatura. Os altos erros relacionados à estimativa do  $G$  estão relacionados ao posicionamento das placas de medição de fluxo. Os fluxos  $H$  e  $LE$  apresentaram EMP e EMA de 26,8% e 47  $\text{Wm}^{-2}$  e 29,8% e 116  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente. A estimativa da ET diária apresentou EMP e EMA da ordem de 22% e 0,79 mm/dia, o que está diretamente relacionado à subestimativa do método das correlações turbulentas observada no experimento. Quando comparados os modelos Bastiaanssen e senoidal sem fator de correção foram observados EMP, EMA e REMQ de 20%, 27 e 30  $\text{Wm}^{-2}$  e com a inclusão do  $F_c$  os erros entre os métodos decresceram para 12%, 17 e 20  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente. Os dados de  $R_n$  diários foram comparados aos medidos no experimento e observou-se EMP e EMA de 9,7% e 15  $\text{Wm}^{-2}$ , respectivamente.

O NDVI variou de valores médios anuais da ordem de 0,35 encontrados em áreas do semiárido, até valores a ordem de 0,70 em regiões de floresta tropical. O albedo variou de 11 a 23% na região e a temperatura da superfície de 24 a 34°C. A seleção automática dos pixels âncoras por meio de parâmetros pré-definidos de NDVI, albedo e  $T_s$  se mostrou bastante consistente, permitindo uma seleção confiável dos pixels quentes e frios. A quantidade de pixels selecionada para o cômputo da fração evaporativa correspondeu a menos de 0,5% do número total de pixels da região como um todo. Os dados médios anuais de ET variaram de 482 a 1105  $\text{mm.ano}^{-1}$  em áreas de caatinga e floresta tropical pluvial, respectivamente. Quando comparados a dados de ET gerados segundo Mu et al. (2011) observou-se que houve uma superestimativa por parte destes últimos, com variação de 596 a 1532  $\text{mm.dia}^{-1}$  para as mesmas áreas citadas. Observou-se que essa

superestimativa variou de 9% em um alvo do semiárido até valores próximos a 80% em alvos de floresta tropical.

Os resultados evidenciam que a metodologia proposta, acrescentando-se as devidas correções sugeridas, constitui uma poderosa ferramenta para estimativa das componentes do BE e da ET não só em grande escala, mas também em escala local.

## 6 – SUGESTÕES

Sugere-se que sejam realizadas validações em experimentos de campo em diversas áreas da região Nordeste para verificação da acurácia do modelo proposto neste estudo.

As simplificações propostas neste estudo pode acarretar o acúmulo de erros no processo de obtenção da ET. Torna-se necessário então o emprego de melhorias nas equações e parametrizações, sem comprometer a simplicidade e operacionalidade do modelo.

Como a quantidade de dados empregadas no estudo foi grande, foi necessária a criação de uma grade de pontos para extração dos dados e aplicação em planilhas eletrônicas. Sugere-se então o emprego de uma linguagem de programação que permita a construção de um software onde seja possível a realização dos cálculos sem a necessidade do processo de manipulação da resolução espacial dos dados, o que deve permitir uma maior precisão do modelo.

## REFERÊNCIAS

- Agam, N., Kustas, W. P., Anderson, M. C., Li, F., Neale, C. M. U. A vegetation index based technique for spatial sharpening of thermal imagery. *Remote Sensing of Environment*, v.107, p.545-558, 2007.
- 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, p.380-394, 2007a.
- Allen, R. G., Tasumi, M., & Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, v.133, p.395-406, 2007b.
- Allen, R. G., Trezza, R., Tasumi M. Surface energy balance algorithms for land. *Advance training and user's manual*, version 1.0, pp.98, 2002.
- Allen, R. G., Trezza, R., Tasumi, M. Analytical integrated functions for daily solar radiation on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.139, n.1, p.55-73, 2006.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Howell, T. A.; Jensen, M. E. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, v.98, p.899-920, 2011.
- Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. United Nations FAO, Irrigation and Drainage, N.Y., Paper No. 56, 1998.
- Allen, R.; Tasumi, M.; Trezza, R.; Bastiaanssen, W.; Morse, T.; Kramber, W.; Wright, J. Metric: High Resolution Satellite Quantification of Evapotranspiration. Presentation Part Two – Energy Balance. Workshop. University of Idaho. Kimberley-Id, 2005.
- Aqua. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: < <http://aqua.nasa.gov/>>. Acesso em 10 de dezembro de 2013.
- Araújo, A. L. Calibração do balanço de radiação diário através de dados de superfície e de sensores orbitais. 114f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2010.
- Araújo, A. L., Santos, C. A. C., Silva, B. B., Bezerra, B. G., Borges, V. P. Refinamento de imagens termais do Landsat 5-TM com base em classes de NDVI. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, p.470-476, 2012.
- Araújo, A. L., Silva, B. B., Braga, C. C. Simplified modeling of downwelling long-wave radiation over brazilian semi-arid under irrigation conditions. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.30, p.137-145, 2012.

- Bastiaanssen, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: A remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. Ph.D. Dissertation, CIP Data Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, The Netherlands. 1995.
- Bastiaanssen, W. G. M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, v.229, p.87–100, 2000.
- Bastiaanssen, 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 Hydrology*, v.212–213, p.198–212, 1998a.
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., van der Wal, T. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1: Validation. *Journal Hydrology*, v.212–213, p.213-229, 1998b.
- Bastiaanssen, W. G. M.; Noordman, E. J. M.; Pelgrun, H.; Davids, G.; Thoreson, B. P.; Allen, R. G. SEBAL Model with Remotely Sensed Data to Improve Water-Resources Management under Actual Field Conditions. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, p.85-93, 2005.
- 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.
- Bezerra, M. V. C., Silva, B. B., Bezerra, B. G. Avaliação dos efeitos atmosféricos no albedo e NDVI obtidos com imagens de satélite. *Revista Brasileira e Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.15, p.709-717, 2011.
- 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, p.52–67, 2005.
- Blonquist Jr., J. M., Allen, R. G., Bugbee, B. Na evaluation of the net radiation sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation: Implications for evapotranspiration prediction. *Agricultural Water Management*, v.97, p.1026-1038, 2010.
- 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.
- Choudhury, B. J. DiGirolamo, N. E. A biophysical process based estimate of global land surface evaporation using satellite and ancillary data, 1 model description and comparison with observations, *Journal of Hydrology*, v.205, p.164–185, 1998.

- Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J., Daughtry, C. S. T. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations, *Remote Sensing of Environment*, v.50, p.1–17, 1994.
- Choudhury, B. J., Idso, S. B., Reginato, R. J. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation, *Agricultural and Forest Meteorology*, v.39, p.283–297, 1984.
- Choudhury, B.J., Reginato, R.J. and Idso, S.B. An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.37, p.75–88, 1986.
- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q., Running, S. W. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, v.106, p.285–304, 2007.
- Courault, D., Seguin, B., Olioso, A. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches, *Irrigation Drainage Systems*, v.19, p.223–249, 2005.
- De Bruin, H. A. R. From Penman to Makink. In: *Proc Information: TNO Committee on Hydrological Research*. Gravenhage, The Netherlands, v.39 (ed. by J. C. Hoghart), p.5-31, 1987.
- Di Pace, F. T.; Silva, B. B.; Silva, V. P. R.; Silva, S. T. A. Mapeamento do saldo de radiação com imagens Landsat 5 e modelo de elevação digital. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.12, p.385-392, 2008.
- Duffie, J. A., Beckman, W. A. *Solar engineering of thermal process*, 2<sup>nd</sup> Ed., Wiley, N. Y. 1991.
- Feitosa, J. R. P. Uso de técnica de sensoriamento remoto e imagens Landsat-TM e NOAA-AVHRR na estimativa do balanço de radiação à superfície. 164f. Tese (Doutorado em Recursos Naturais). Programa Institucional de Pós-graduação em Recursos Naturais. Universidade Federal de Campina Grande. Campina Grande-PB, 2005.
- Folhes, M. T., Rennó, C. D., Soares, J. V. Remote sensing for irrigation water management in the semi-arid Northeast of Brazil. *Agricultural Water Management*, v.96, p.1398-1408, 2009.
- Gao, Z. Q., Liu, C. S., Gao, W., Chang, N. –B. A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.15, p.119-139, 2011.
- Garatuza-Payan, J. Watts, C. J. The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico. *Irrigation and Drainage Systems*. V.19, p.301–320, 2005.

- Hayashi, M. M. S.; Campelo Júnior, J. H.; Filho, N. P.; Nogueira, J. S.; Vourlitis, G. L.. Balanço de energia da *Crotalaria juncea* L. no período seco e no período úmido do ano, em condições de cerrado. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.10, p.197-205, 2002.
- Hernandez, F. B. T.; Teixeira, A. H. C.; Neale, C. M. U.; Tahvaein, S. Determining actual evapotranspiration and crop coefficient in large scale using weather station and remote sensing in the Northwest of the State of São Paulo, Brazil. *Acta Horticulturae*, in press, 2013.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/>>. Acesso em 10 de fevereiro de 2014.
- Infoclima. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. Disponível em: <<http://www.infoclima.cptec.inpe.br/>>. Acesso em 12 de fevereiro de 2014.
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J. and Pinter Jr., P.J. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, v.17, p.1133–1138, 1981.
- Kalma, J.D. and Jupp, D.L.B. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.51, p.223–246, 1990.
- Kimura, R.; Bai, L.; Fan, J.; Takayama, N.; Hinokidani, O. Evapotranspiration estimation over the river basin of the Loess Plateau of China based on remote sensing. *Journal of Arid Environments*, v.68, p.53-65, 2007.
- Kite, G. W., Droogers, P. Comparison evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data, *Journal of Hydrology*, v.229, p3-18, 2000.
- Kjaersgaard, J. H., Cuenca, R. H., Martínez-Cob, A., Gavilán, P., Plauborg, F., Mollerup, M., Hansen, S. Comparison of the performance of net radiation calculation models. *Theoretical and Applied Climatology*, v.98, p.57-66, 2009.
- Kogan, F. N. Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection, *Advances in Space Research*, v.15, p.91–100, 1995.
- Kustas, W.P., Norman, J.M. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.94, p.13–29, 1999a.
- Kustas, W.P., Norman, J.M. Reply to comments about the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere transfer models. *Agricultural and Forest Meteorology*. v.94, p.275–278, 1999b.

- Kustas, W.P.; Norman, J.M. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Science Journal*, v.41, p.495–516, 1996.
- Landsat. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 10 de dezembro de 2013.
- Long, D.; Gao, Y.; Singh, V. P. Estimation of daily average net radiation from MODIS data and DEM over the Baiyangdian watershed in North China for clear sky days. *Journal of Hydrology*, v.388, p. 217–233, 2010.
- Mendonça, J. C; Sousa, E. F; Bouhid, R. G; Silva, B. B; Ferreira, N. J. Estimativa do fluxo do calor sensível utilizando o algoritmo sebal e imagens modis para a região norte fluminense, RJ. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, p. 85 – 94, 2012.
- Menenti, M. Physical aspects of and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. Report 10 (special issue), Institute for Land and Water Management Research (ICW), The Netherlands, 202 p, 1984.
- Morse, A., Allen, R. G., Tasumi, M., Kramber, W. J., Trezza, R. Wright, J. Application of the SEBAL Methodology for Estimating Evapotranspiration and Consumptive Use of Water Through Remote Sensing. Final Report, 220 p, 2001.
- 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.
- Nascimento, G. S. L. Obtenção do saldo de radiação no estado do Ceará utilizando imagens MODIS. 85f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2012.
- Neale, C., Yayanthi, H., Wright, J. L. Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing, *Irrigation and Drainage Systems*. V.19, p.321–336, 2005.
- NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration. Disponível em: <<http://www.noaa.gov/>>. Acesso em 10 de dezembro de 2013.
- Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*. V.77, p.263–293, 1995.
- Pereira, A. R.; Angelocci, L. R.; Sentelhas, P. C. *Agrometeorologia Fundamentos e Aplicacoes Praticas*. Guaiba-RS: Livraria e Editora Agropecuaria Ltda, 2002.

- Roerink, G. J.; Su, Z.; Menenti, M. A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimates the Surface Energy Balance. *Physics and Chemistry of the Earth*. n.25, p. 147-157, 2000.
- Sadler, E. J., Bauer, P. J., Busscher, W. J., Millen, J. A. Site-specific analysis of a droughted corn crop: water use and stress. *Agronomy Journal*. v.92, p.403-410, 2000.
- Santos, C. A. C. Estimativa da evapotranspiração real diária através de análises micrometeorológicas e de sensoriamento remoto. 134f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2009.
- Santos, C. A. C.; Silva, B. B. Estimativa da evapotranspiração da bananeira em região semi-árida através do algoritmo S-SEBI. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.16, p.9-20, 2008.
- Santos, C. A. C.; Silva, B. B.; Ramana Rao, T. V. Estimativa da ET diária utilizando os algoritmos SEBAL e S-SEBI. *Ciência e Natura*, v.29, p.71-74, 2007.
- Schuurmans, J. M., Troch, P. A., Veldhuizen, A. A., Bastiaansen, W. G. M., Bierkens, M. F. P. Assimilation of remotely sensed latent heat flux in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources*, v.26, p.151–159, 2003.
- Senay, G. B., Budde, M., Verdin, J. P., Melesse, A. M. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. *Sensors*, v.7, p.979-1000, 2007.
- Silva, A. M., Moreira, E. B. M. Avaliação espaço temporal do índice de vegetação (NDVI) no manguezal de Maracaípe – PE, através de imagens do satélite Landsat 5 TM. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR, Curitiba – PR, p.1570, 2011.
- Silva, B. B.; Bezerra, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM – Landsat 5. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.14, p.174-186, 2006.
- Silva, B. B.; Braga, A. C.; Braga, C. C.; Oliveira, L. M. M.; Galvêncio, J. D.; Montenegro, S. M. G. L.. Evapotranspiração e estimativa da água consumida em perímetro irrigado do semiárido brasileiro por sensoriamento remoto. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 47, p.1218-1226, 2012.
- Silva, B. B.; Lopes, G. M.; Azevedo, P. V. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, p.243-252, 2005.
- Silva, B. B.; Mendonça, R. R. O.; Silva, S. T. A.; Ferreira, R. C. Mapeamento do albedo de áreas heterogêneas do estado do Ceará com imagens TM – Landsat 5. *Revista de Geografia*, v.25, p.33-52, 2008.

- Silva, S. T. A. Mapeamento da evapotranspiração na bacia hidrográfica do baixo Jaguaribe usando técnicas de sensoriamento remoto. 136f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, Paraíba, 2009.
- Sobrino, J. A.; Gomez, M.; Jimenez-Munoz, J. C.; Oliso, A. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment*, v.110, p.139-148, 2007.
- Su, H., McCabe, M. F., Wood, E. F., Su, Z., Prueger, J. Modeling evapotranspiration during SMACEX: comparing two approaches for local and regional scale prediction. *Journal of Hydrometeorology*. V.6, p.910-922, 2005.
- Su, Z. A Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes from point to continental scale, In: *Advanced Earth Observation – Land Surface Climate*, Z. Su and Jacobs, C. (Eds.). Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS), USP-2, 01-02. 184pp, 2001.
- Su, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes, *Hydrology and Earth System Sciences*, v.6, p.85–100, 2002.
- Su, Z.; Menenti, M. (Eds.). *Mesoscale climate hydrology: the contribution of the new observing systems*. Report USP-2, 99-05, Publications of the National Remote Sensing Board (BCRS). 141pp, 1999.
- Tasumi, M. Progress in operational estimation of regional evapotranspiration using satellite imagery. Ph.D. dissertation, Univ. of Idaho, Moscow, Id. 2003.
- 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. Determining regional actual evapotranspiration of irrigated and natural vegetation in the São Francisco river basin (Brazil) using remote sensing and Penman-Monteith equation. *Remote Sensing*, v.2, p.1287–1319, 2010.
- Teixeira, A. H. C. Measurements and modeling of evapotranspiration to assess agricultural water productivity in basins with changing land use patterns: A case study in the Sao Francisco River basin, Brazil. 257f. PhD Thesis, Wageningen University, the Netherlands, 2008.
- Teixeira, A. H. C. Modelling evapotranspiration by remote sensing parameters and agro-meteorological stations. In: NEALE, C. M. U.; COSH, M. H. (Org.). *Remote Sensing and Hydrology*, v. 352, p. 154-157, 2012.
- Teixeira, A. H. C., Hernandez, F. B. T., Lopes, H. L., Scherer-Warren, M., Bassoi, L. H. Modelagem espaçotemporal dos componentes dos balanços de energia e de água no Semiárido brasileiro – Campinas, SP : Embrapa Monitoramento por Satélite, 2013.

- Teixeira, A. H. de C.; Bastiaanssen, 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 A: Calibration and validation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 462–476, 2009a.
- Teixeira, A. H. de C.; Bastiaanssen, 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 large scale. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 477–490, 2009b.
- Terra. National Aeronautics and Space Administration. Disponível em: <<http://terra.nasa.gov/>>. Acesso em 10 de dezembro de 2013.
- Timmermans, W.J., Kustas, W.P., Anderson, M.C., French, A.N. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes. *Remote Sensing of Environment*. v.108, p.369–384, 2007.
- Trezza, R. Evapotranspiration using a satellite-based Surface energy balance with Standardized ground control. 247f. Thesis (Doctor of Philosophy in Biological and Agricultural Engineering). Utah State University. Logan, Utah, 2002.
- Wang, J., Ma, Y., Menenti, M., Bastiaanssen, W., Mistsuta, Y. The scaling-up of processes in the heterogeneous landscape of HEIFE with the aid of satellite remote sensing. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 73, p.1235-1244, 1995.
- Weligepolage, K. Estimation of spatial and temporal distribution of evapotranspiration by satellite remote sensing – A case study in Hupselse Beek, The Netherlands. 2005, 114 p, Dissertation (Master of Science), International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation, Wageningen, Netherlands, 2005.
- Yao, W.; Han, M.; Xu, S. Estimating the regional evapotranspiration in Zhalong wetland with Two-Source Energy Balance (TSEB) model and Landsat7/ETM+ images. *Ecological Informatics*, v.5, p.348-358, 2010.
- Zhan, X., Kustas, W.P. and Humes, K.S. An intercomparison study on models of sensible heat flux over partial canopy surfaces with remotely sensed surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, v.58, p.242–256, 1996.