

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
CURSO DE MESTRADO**

**RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NA SUPERFÍCIE EM
REGIÕES SUBÚMIDA E SEMIÁRIDA DA BAHIA**

Cosme Mateus Dias Couto

**CRUZ DAS ALMAS-BAHIA
2020**

RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NA SUPERFÍCIE EM REGIÕES SUBÚMIDA E SEMIÁRIDA DA BAHIA

Cosme Mateus Dias Couto

Engenheiro Agrônomo

Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia, Campus Guanambi, 2017.

Dissertação apresentada ao Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, como requisito para obtenção do Título de mestre em Engenharia Agrícola.

Orientador: Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira

Coorientadora: Profa. Dra. Tatyana Keyty de Souza Borges

**CRUZ DAS ALMAS-BAHIA
2020**

FICHA CATALOGRÁFICA

C871r

Couto, Cosme Mateus Dias.

Radiação de onda longa atmosférica na superfície em Regiões Subúmida e Semiárida da Bahia / Cosme Mateus Dias Couto. _ Cruz das Almas, Bahia, 2020.

64f.; il.

Orientador: Aureo Silva de Oliveira.

Co-orientadora: Tatyana Keyty de Souza Borges.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas, **Mestrado em Engenharia Agrícola.**

1.Radiação atmosférica – Radiação solar. 2. Meteorologia – Análise. I.Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, Centro de Ciências Agrárias, Ambientais e Biológicas. II.Título.

CDD: 551.52

Ficha elaborada pela Biblioteca Universitária de Cruz das Almas - UFRB.
Responsável pela Elaboração - Antonio Marcos Sarmento das Chagas (Bibliotecário - CRB5 / 1615).
(os dados para catalogação foram enviados pelo usuário via formulário eletrônico).

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RECÔNCAVO DA BAHIA
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS, AMBIENTAIS E BIOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA
CURSO DE MESTRADO**

**RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA NA SUPERFÍCIE EM
REGIÕES SUBÚMIDA E SEMIÁRIDA DA BAHIA**

Comissão Examinadora da Defesa de Dissertação de
Cosme Mateus Dias Couto

Aprovada em: 31/07/2020

Prof. Dr. Aureo Silva de Oliveira
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - UFRB
(Orientador)

Dr. Francisco Adriano de Carvalho Pereira
Universidade Federal do Recôncavo da Bahia - UFRB
(Examinador Interno)

Prof. Dr. Luiz Fernando de Souza Magno Campeche
Instituto Federal do Sertão Pernambucano, Petrolina
(Examinador Externo)

Dedico essa conquista ao meu **Pai** José Porto Couto e minha **Mãe** Marilene Santos
Dias Couto dois **grandes** guerreiros e batalhadores.

À minha maior riqueza meu pequeno filho Miguel e minha fiel companheira Bruna.

AGRADECIMENTOS

Aos meus **pais, esposa, filho, tios, irmãos**, demais familiares.

Agradeço ao professor e amigo Aureo Silva de Oliveira, pela confiança depositada e pela oportunidade que a mim foram dadas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Recôncavo da Bahia (PPGEA/UFRB). Gratidão e respeito a todos os integrantes do PPGEA, pois se não fosse a dedicação dos mesmos não teria oportunidade de realizar essa etapa acadêmica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

A todos os colegas da Pós-Graduação e Graduação.

RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS NA ATMOSFÉRICA NA SUPERFÍCIE EM REGIÕES SUBÚMIDA E SEMIÁRIDA DA BAHIA

RESUMO: A radiação de onda longa atmosférica (R_{La}) é uma variável essencial para estudos do balanço energético na interação superfície-atmosfera. Estimativas precisas de R_{La} são de vital importância para determinação correta da radiação líquida que, por sua vez, modula a magnitude dos fluxos turbulentos (calor latente e sensível) ao nível da superfície. O objetivo deste estudo foi avaliar o desempenho dos principais modelos de estimativa de R_{La} para um amplo leque de condições de nebulosidade atmosférica em duas regiões da Bahia, uma subúmida (Cruz das Almas, 12°44'39" S, 39°06'23" W, 225 m) e outra semiárida (Guanambi, 14°13'30" S, 42°46'53" W, 545 m), bem como propor um modelo de melhor ajuste para as condições específicas nebulosidade em cada uma das regiões. Os dados utilizados nesse estudo foram coletados entre julho de 2014 e maio de 2020. Testou-se oito modelos de céu claro e seis de céu nublado antes e após as parametrizações, através dos seguintes indicadores estatísticos: coeficiente de determinação (r^2), erro médio (EM), erro médio absoluto (EAM), raiz do erro médio quadrático (RMSE) e coeficiente de Willmott (d). Os resultados mostraram que as parametrizações melhoraram os ajustes dos modelos, além disso observou-se que a pressão atual de vapor d'água é variável de maior relevância para os estudos de estimativa emissividade atmosférica quando comparado com a temperatura absoluta do ar. Os modelos de R_{La} para condições de céu nublado tiveram o mesmo ranqueamento em ambas as regiões, no entanto na região semiárida houve melhores resultados quando comparados com aqueles da região subúmida. Por fim, apresentamos dois modelos para região subúmida (SU1 e SU2) e dois para a semiárida (SA1 e SA2). SU1 e SU2 não apresentaram bons resultados para estimar a R_{La} em qualquer condição de céu, no entanto podem ser utilizados para condições de céu claro, enquanto. Na região semiárida SA2 pode ser usando independente da condição de céu, uma vez que apresentou menores valores para EM, EAM, RMSE e r^2 de 0,75, para condições de céu claro ambos modelos podem ser utilizados, enquanto para céu nublado os seis modelos ajustados localmente tiveram melhores resultados.

Palavras-chave: Emissividade, nebulosidade, parametrização de modelo.

ATMOSPHERIC LONG WAVE RADIATION AT SURFACE IN SUBHUMID AND SEMIARID REGIONS OF BAHIA

ABSTRACT: Atmospheric long wave radiation (R_{La}) is an essential variable for studies of the energy balance on the surface-atmosphere. Accurate R_{La} estimates are vitally important for the correct determination of radiation radiation, which in turn modulates the magnitude of turbulent flows (latent and sensitive heat) at the surface level. The objective of the study was to evaluate the performance of the main models of R_{La} estimation for a wide range of atmospheric cloud conditions in two regions of Bahia, a sub-humid one (Cruz das Almas, $12^{\circ}44'39''$ S, $39^{\circ}06'23''$ W, 225 m) and another semi-arid (Guanambi, $14^{\circ}13'30''$ S, $42^{\circ}46'53''$ W, 545 m), as well as proportioning a model of best fit for the specific cloud conditions in each of the regions. The data used in this study were collected between July 2014 and May 2020. Eight sky models and six cloudy models were tested before and after parameterization, using the main statistical indicators: coefficient of determination (r^2), average error (ME), mean absolute error (AME), root of the mean square error (RMSE) and Willmott coefficient (d). The results induced that the parameterizations improved the adjustments of the models, moreover it was observed that the current pressure of water vapor is variable of greater source for the studies of estimation of atmospheric emissivity when compared with the absolute temperature of the air. The R_{La} models for cloudy sky conditions had the same ranking in both regions, however in the semi-arid region there were better results when compared to those in the sub-humid region. Finally, we present two models for the sub-humid region (SU1 and SU2) and two for the semi-arid region (SA1 and SA2). SU1 and SU2 do not provide good results for estimating R_{La} in any sky condition, however they can be used for clear sky conditions, while. In the semi-arid region SA2 it can be used regardless of the sky condition, since lower values for EM, EAM, RMSE and r^2 of 0.75 are presented, for clear sky conditions both models can be used, while for the cloudy sky the six locally adjusted models had better results.

Keywords: Emissivity, cloudiness, model parameterization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Localização dos municípios de Cruz das Almas e Guanambi, BA....	26
Figura 2.	Precipitação pluviométrica e temperatura do ar média entre os anos de 1981 e 2010, a) Cruz das Almas; b) Guanambi	27
Figura 3.	Área experimental na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, campus Cruz das Almas: a) entre 02/07/2014 e 10/10/2014; b) 01/10/2015 e 19/02/2016 e c) entre 07/11/2019 e 31/05/2020.....	29
Figura 4.	Área experimental no Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia Baiano, campus Guanambi, entre 16/09/2019 e 31/05/2020.....	31
Figura 5.	Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos originais de a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 para a região subúmida.....	44
Figura 6.	Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos originais de a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 para a região semiárida.....	45
Figura 7.	Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 após parametrização na região subúmida	48
Figura 8.	Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 após parametrização na região semiárida.....	48
Figura 9.	Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 originais na região subúmida.....	51
Figura 10.	Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 originais região semiárida.....	52
Figura 11.	Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 após parametrização na região subúmida.....	54
Figura 12.	Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 após parametrização na região semiárida.....	54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Estatística descritiva das principais variáveis meteorológicas em estudo na região subúmida (07/11/2019 a 31/05/2020) e semiárida (16/09/2019 a 31/05/2020) em intervalos mensais.....	42
Tabela 2.	Classificação dos dados em relação as condições de nebulosidade.	42
Tabela 3.	Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu claro com seus coeficientes originais para região subúmida e semiárida.....	43
Tabela 4.	Modelos de R_{La} para condições de céu claro com os novos coeficientes obtidos após as parametrizações em ambas as regiões...	46
Tabela 5.	Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu claro parametrizados nas regiões subúmida e semiárida.....	47
Tabela 6.	Ranqueamento dos modelos de céu claro na região subúmida e semiárida após as parametrizações.....	49
Tabela 7.	Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu nublado com seus coeficientes originais na região subúmida e semiárida.....	50
Tabela 8.	Modelos de R_{La} para condições de céu nublado com os novos coeficientes obtidos após as parametrizações.....	52
Tabela 9.	Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu nublado com seus coeficientes parametrizados nas regiões subúmida e semiárida.....	53
Tabela 10.	Ranqueamento dos modelos de céu nublado na região subúmida e semiárida após as parametrizações.....	56
Tabela 11.	Resumo estatístico dos dois modelos de radiação R_{La} para a região subúmida (Cruz das Almas).....	57
Tabela 12.	Resumo estatístico dos dois modelos de radiação R_{La} para a região subúmida (Guanambi-BA).....	60

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
2 OBJETIVOS	17
2.1 OBJETIVO GERAL	17
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
3 REVISÃO DE LITERATURA	18
3.1 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA (R_{LA})	18
3.2 EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA	19
3.3 NEBULOSIDADE	20
3.4 ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA	22
4 MATERIAL E MÉTODOS	26
4.1 CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO	26
4.2 INSTRUMENTAÇÃO.....	27
4.4 TRATAMENTO DOS DADOS EXPERIMENTAIS	32
4.5 ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA.....	33
4.6 MODELOS DE ESTIMATIVA DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA CONDIÇÕES DE CÉU CLARO.....	34
4.6.1 Modelo de Brunt (1932) (Brunt32)	34
4.6.2 Modelo de Swinbank (1963) (Swinbank63)	34
4.6.3 Modelo de Idso e Jackson (1969) (IdsoJackson69).....	35
4.6.4 Modelo de Brutsaert (1975) (Brutsaert75)	35
4.6.5 Modelo de Satterlund (1979) (Satterlund79).....	36
4.6.6 Modelo de Idso (1981) (Idso81).....	36
4.6.7 Modelo de Prata (1996) (Prata96)	36
4.6.8 Modelo de Dai e Fang (2014) (DaiFang14)	37
4.7 PRESSÃO ATUAL DE VAPOR D'ÁGUA	37
4.8 MODELOS DE ESTIMATIVAS DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA EM CONDIÇÕES DE CÉU NUBLADO.....	38
4.8.1 Modelo de Maykut e Church (1973) (MaykutChurch73)	38
4.8.2 Modelo de Jacobs (1978) (Jacobs78).....	38
4.8.3 Modelo de Sugita e Brutsaert (1993) (SugitaBrutsaert93)	38
4.8.4 Modelo de Konzelmann et al. (1994) (Konzelmann94).....	39
4.8.5 Modelo de Crawford e Duchon (1999) (CrawfordDuchon99).....	39

4.8.6 Modelo de Duarte et al. (2006) (Duarte06)	39
4.9 ANÁLISES ESTATÍSTICAS	39
4.10 MODELO PROPOSTO PARA QUALQUER CONDIÇÃO DE NEBULOSIDADE.....	41
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
5.1 MODELAGEM DE CÉU CLARO	43
5.1.1 TESTE DOS MODELOS ORIGINAIS	43
5.1.2 PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS DE CÉU CLARO.....	46
5.2 MODELAGEM PARA CÉU NUBLADO	50
5.2.1 TESTE DOS MODELOS ORIGINAIS	50
5.2.2 PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS	52
5.3 PROPOSTA DE NOVOS MODELOS.....	56
6. CONCLUSÕES	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

1 INTRODUÇÃO

A radiação emitida pelo Sol que chega ao topo da atmosfera (R_o) é responsável pelo aquecimento do sistema Terra-Atmosfera. De acordo com Escobedo et al. (2009), a radiação que chega na superfície é inferior àquela que incide no topo da atmosfera, devido à presença das nuvens, aerossóis e gases que a interceptam. Ao entrar na atmosfera terrestre uma porção de R_o é refletida pelas nuvens e retorna para o espaço exterior. Ainda na atmosfera ocorre absorção e também espalhamento pelos gases atmosféricos (CO_2 , O_3 , vapor d'água, etc.). Por fim, uma porção de R_o alcança a superfície terrestre, esta denominada de radiação solar global (R_g).

Na superfície terrestre, parte de R_g é refletida, ainda em forma de ondas curtas (OC). Em superfícies translúcidas ou porosas, outra parte dessa radiação pode ser transmitida, como na água, vegetação ou em qualquer superfície que não seja opaca. O restante da radiação incidente é absorvido. A diferença entre a radiação solar global (R_g) e radiação solar global refletida (R_r) constitui o balanço de radiação de onda curta (BOC).

A superfície terrestre também emite energia em direção à atmosfera, porém em forma de onda longa (OL), sendo denominada de radiação de onda longa terrestre, com pico de emissão da ordem de $10 \mu m$. A maior parte da OL terrestre é absorvida pela atmosfera e a que não é absorvida perde-se no espaço exterior. Por sua vez, a atmosfera também emite radiação de OL, tanto para o espaço quanto em direção à superfície. Na superfície, a maior parte é absorvida e uma pequena fração (em média 2 a 5%, dependendo da superfície) é refletida. A emissão atmosférica de OL depende da constituição gasosa, temperatura e presença de nuvens. O balanço de radiação de onda longa (BOL) é a diferença entre a radiação de OL atmosférica incidente (R_{La}) e a radiação de OL terrestre emitida (R_{Ls}). Em superfícies naturais, o BOL tende a ser negativo para intervalo diário já que em geral, $R_{Ls} > R_{La}$.

A resultante de todos os fluxos de radiação (OC e OL) denomina-se saldo de radiação (R_n), e equivale à diferença algébrica dos balanços de OC e OL, ou seja, $R_n = BOC - BOL$. O saldo de radiação é positivo no período diurno, pois o balanço de OC é maior que o de OL. Durante a noite, o balanço de radiação em geral é negativo em superfícies naturais, pela ausência da contribuição da radiação solar. No período diurno, o R_n (positivo) é a energia que fica disponível na superfície e nos ecossistemas, a qual será utilizada em processos que dela dependem, sobretudo, para evaporação

da água e para o aquecimento do ar e do solo. A fotossíntese também utiliza parte de R_n , contudo sua participação é inferior em relação aos demais processos mencionados.

Os fluxos terrestre e atmosférico de OL são os componentes de R_n mais difíceis de serem mensurados, e quando é possível, utiliza-se um instrumento denominado pirgeômetro. Contudo, o alto custo do instrumento limita seu uso e, por essa razão, a radiação de OL atmosférica, por exemplo, não é uma variável comumente medida nas estações meteorológicas. A Organização Meteorológica Mundial (OMM) estabelece que as estações devam fornecer minimamente observações de pressão atmosférica, direção e velocidade do vento, temperatura e umidade relativa do ar e precipitação (DUARTE et al., 2006; AGUILAR et al., 2015).

Para muitas situações práticas de meteorologia pode-se estimar a radiação de onda atmosférica por meio de variáveis mais facilmente disponíveis, como temperatura e umidade relativa do ar (BRUTSAERT, 1975). Diversos autores se empenharam em desenvolver modelos empíricos e analíticos capazes de estimar a R_{La} , para diversas situações de nebulosidade. No entanto, tais modelos apresentam precisão variada, isso porque foram desenvolvidos para uma localidade ou zona climática específica. Deste modo, novas técnicas continuam a ser desenvolvidas em escala regional para obter medidas precisas de R_{La} (CRAWFORD e DUCHON, 1999; KRUK et al., 2010).

Segundo Aguiar et al. (2015), diversas pesquisas nos campos da agricultura, ciências biológicas e engenharias demandam medidas contínuas de R_{La} e nesse contexto o uso de modelos empíricos para obtenção dessa variável é algo comum. No Brasil, diversos autores apresentaram modelos para estimar a R_{La} , porém, grande parte desses estudos restringiu-se a algumas regiões do país, como o cerrado mato-grossense (CARRILHO et al., 2013), Floresta Amazônica (ANDRADE, 2016); além dos municípios de Ponta Grossa - PR (DUARTE et al., 2006), Sertãozinho - SP (KRUK et al., 2010) e Quixeré - CE (SANTOS et al., 2006).

Santos et al. (2011) estimaram radiação de onda longa atmosférica sob condições de céu claro para região Nordeste do Brasil através de dados meteorológicos obtidos por meio de uma única torre micrometeorológica instalada em um pomar de bananeiras no município de Quixeré - CE, entre outubro/2005 e junho/2006. No entanto, um estudo dessa magnitude teria maior representatividade para as condições do nordeste brasileiro se pelo menos um ponto de coleta de dados

por estado fosse utilizado, para que seja possível estimar a radiação de onda longa atmosférica com um grau de confiança em qualquer lugar na região Nordeste. Atualmente não existem estudos envolvendo modelagem de radiação de onda longa atmosférica para os demais estados do Nordeste, abrindo um amplo campo para pesquisas futuras.

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar o desempenho dos modelos de estimativa da radiação de onda longa atmosférica em condições de céu claro e nublado para duas regiões da Bahia, uma subúmida e outra semiárida.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Avaliar o desempenho dos modelos de R_{La} para condições de céu claro e nublado com seus coeficientes originais nas duas regiões selecionadas;

Verificar quais dos modelos de R_{La} em condições de céu claro e nublado melhor se ajusta após parametrização em ambas as regiões;

Desenvolver modelos que possam estimar a radiação de onda longa atmosférica sob qualquer condição de céu durante o período diurno em cada uma das regiões selecionadas.

Confrontar os resultados da modelagem da radiação de onda longa sob condições de céu claro e nublado entre as regiões.

3 REVISÃO DE LITERATURA

3.1 RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA (R_{La})

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra. Essa radiação emitida está contida no intervalo de 4 a 100 μm e, por essa razão, é denominada de radiação de onda longa ou radiação termal. Todos os objetos e superfícies na Terra que possuem temperatura maior que 0 K são emissores de radiação de onda longa. Na atmosfera, gases como CO_2 , O_3 , CH_4 e as gotas de água presente nas nuvens são os principais emissores (IDSO; JACKSON, 1969; FONTANA et al., 1991), devido apresentarem alto poder de absorção de radiação nessa faixa de espectro.

A emissão de radiação de onda longa pela atmosfera em direção à superfície terrestre depende, principalmente, da concentração instantânea dos constituintes radiativamente ativos, destacando-se a água (fases sólida, líquida e gasosa), CO_2 e O_3 . As concentrações desses dois últimos permanecem praticamente inalteráveis, uma vez que as variações mais acentuadas na emissão e absorção atmosféricas são provocadas por mudanças na umidade do ar e na distribuição de gotículas de água e de cristais de gelo em suspensão (nuvens, nevoeiros e névoa úmida).

A R_{La} é uma variável indispensável nos estudos meteorológicos e climáticos, entres eles, os estudos do balanço de energia na superfície da Terra (DUARTE et al., 2006). Estimativas precisas deste termo são de vital importância para determinação correta do balanço de radiação, que, por sua vez, modula a magnitude dos fluxos turbulentos ao nível da superfície, a exemplo o fluxo de calor latente. Em sensoriamento remoto o conhecimento de R_{La} é necessário para a estimar a balanço de radiação por meio de dados de satélite. Bisht et al. (2005), ao estimarem a radiação líquida por meio de imagens MODIS no Estados Unidos calcularam a R_{La} por meio da equação proposta por Prata (1996), utilizando dados de temperatura do ar próxima a superfície e da temperatura do ponto de orvalho fornecidas pelo perfil de atmosfera MODIS. Outras aplicações da R_{La} são para estudos de previsão de geadas noturnas, nevoeiros, variação de temperatura e nebulosidade; *design* de sistemas de refrigeração radiantes, bem como nos cálculos sobre a variabilidade climática e aquecimento global (CRAWFORD; DUCHON, 1999; GRÖBNER et al., 2009).

Dentre todos os componentes do balanço de energia, a radiação de onda longa atmosférica é seguramente o termo mais difícil de ser mensurado, isto porque o pirgeômetro é considerado caro e mais sensível quando comparado ao piranômetro que mede radiação de onda curta. O pirgeômetro é um instrumento à base de termopilha, capaz de medir diretamente a R_{La} . No entanto os sensores deste instrumento emitem radiação comparáveis ao da suposta medida, necessitando de correções no sinal gerado pelos sensores de OL. Tais correções normalmente são realizadas com base na temperatura do próprio instrumento.

As estações meteorológicas convencionais geralmente não dispõem de medidas de radiação de onda longa atmosférica devido às particularidades mencionadas anteriormente. No entanto, a R_{La} pode ser calculada ao nível do solo por meio de códigos de transferência radiativa, como LOWTRAN (KNEIZYS et al., 1988), MODTRAN (SNELL et al., 1995), SBDART (RICCHIAZZI et al., 1998), e STREAMER (KEY; SCHWEIGER, 1998), que procuram descrever os processos reais da emissão e absorção da radiação na atmosfera.

Apesar de serem reconhecidos como precisos, os códigos de transferência radiativa exigem uma maior quantidade de dados como perfis de temperatura e umidade, propriedade das nuvens e aerossóis. Os dados requeridos para o cálculo da R_{La} por meio dos códigos de transferência radiativa são trabalhosos para serem obtidos, o que acaba limitando a aplicabilidade do método (WRIGHT, 1999; DUARTE et al., 2006).

Por ser difícil e oneroso obter medidas de R_{La} via instrumento e pelos códigos de transferência radiativa, pode-se estimar esse termo através da equação proposta por Stefan-Boltzmann, baseada na emissividade atmosférica (ϵ_a) e na temperatura absoluta do ar (T_a) próxima da superfície, de tal maneira que a radiação emitida por um corpo é diretamente proporcional à sua emissividade e a quarta potência de sua temperatura absoluta.

3.2 EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA

Segundo a Lei de Stefan-Boltzmann, a emissividade atmosférica pode ser definida como uma propriedade da atmosfera que determina sua capacidade de emitir energia. Barbosa (2014) salienta a importância da Lei de Kirchhoff, a qual pressupõe que, para um mesmo comprimento de onda e temperatura, a absorvância de um corpo

qualquer é igual a sua emissividade. Em outras palavras, isso significa que um corpo que é bom absorvedor de energia num dado comprimento de onda, também é um bom emissor de energia nesse mesmo comprimento.

A superfície da Terra e a atmosfera emitem radiação aproximadamente como um corpo negro (hipotético), que é nada mais que um meio ou substância que absorve toda a radiação incidente sobre ele, independentemente do comprimento de onda e da direção de incidência. $0 < \epsilon < 1$, e, portanto, o corpo não absorve toda a radiação incidente e emite uma quantidade ainda menor, por isso, chamamos de corpo cinza (ANDRADE, 2016).

A emissividade atmosférica depende fundamentalmente das quantidades de vapor d'água, gás carbônico, ozônio e aerossóis presentes na atmosfera; dos quais o vapor d'água tem sido considerado o único a provocar alguma variabilidade substancial (MENDONÇA et al., 1996). Todavia, em alguns casos torna-se necessário um estudo mais profundo da influência dos outros constituintes, visto que em regiões que sofrem com atividades vulcânicas, regiões de novas fronteiras agrícolas, como no cerrado, região onde se pratica o cultivo da cana de açúcar ou onde ocorrem frequentemente queimadas, o teor de CO₂ tende a crescer de forma considerável, acarretando no aumento da emissividade atmosférica.

Na ausência de nuvens, a emissividade atmosférica pode ser determinada através de medidas de perfis de temperatura e de umidade, os quais são dificilmente encontrados, ou por meio de dados medidos diariamente em observatórios meteorológicos e registrado em estações meteorológicas automáticas em todo o mundo (ALADOS et al., 1995). Em situações de céu com presença de nuvens determina-se a emissividade atmosférica utilizando a fração de cobertura de nuves (c) e a emissividade atmosférica para condições de céu claro.

3.3 NEBULOSIDADE

As nuvens são compostas por agregados visíveis de gotículas de água e cristais de gelo em suspensão pela atmosfera com diferentes formas, textura e altura (AHRENS, 2009). O mecanismo básico que provoca a formação das nuvens é a supersaturação do ar em relação à água líquida ou ao gelo, ocasionada, normalmente, pela ascensão de parcelas de ar quente e úmido, acima de seu nível de condensação

por levantamento (LCL), sendo assim as parcelas resfriam ocasionando a condensação do vapor d'água presente nelas (AHRENS, 2009).

A quantidade de vapor d'água na atmosfera local está diretamente relacionada com a nebulosidade, influenciando no balanço de ondas curtas e ondas longas e, conseqüentemente, alterando o saldo de radiação. O vapor d'água é um item indispensável para o balanço radiativo, devido sua abundância na atmosfera, sensibilidade a mudança de temperatura, além do seu poder de absorção e emissão de radiação (RÄDEL et al., 2015).

A intensidade de emissão de radiação pelas nuvens varia de acordo sua temperatura, espessura, composição e distribuição dos tamanhos das partículas. Mudanças na nebulosidade e nos tipos de nuvens provocam variabilidade no clima do planeta. Para Nogueira e Lima (2011) a maior absorção da radiação pelas nuvens acarreta o aumento da temperatura do ar e, conseqüentemente, o aumento da sua emissão.

De todos os componentes da atmosfera, as nuvens são o principal agente nos processos de absorção e espalhamento da luz solar que incide na superfície, acompanhado pelos gases atmosféricos e pelos aerossóis. Assim, informações contínuas sobre a cobertura de nuvens são de grande importância, pois auxiliam no entendimento de várias questões das ciências atmosféricas e do meio ambiente (SOUZA et al., 2006).

A nebulosidade ou cobertura de nuvens (c) altera significativamente o fluxo de radiação de onda longa atmosférica. A fração de cobertura de nuvens pode ser obtida por meio de inspeções visuais realizadas por um observador meteorológico ou por estimativa a partir de outras variáveis, a exemplo da proposta de Crawford e Duchon (1999). Na superfície, a observação da cobertura de nuvens é realizada por meio da inspeção do céu por técnicos treinados que trabalham em estações meteorológicas. Esse método exige que o observador permaneça posicionado de forma que seja possível visualizar o céu em todas as orientações, sem qualquer tipo de obstrução (ECHE et al., 2006). Estima-se a fração de cobertura de nuvens supondo que ela esteja distribuída em uma só camada contínua, podendo ser facilitada, quando divide-se a abóbada celeste em metades ou quadrantes somando-se o que foi aferido em cada quadrante ou metade (BLAIR, 1964). A quantidade parcial ou total de nuvens é expressa por uma fração proporcional à área encoberta. Recomenda-se ignorar a parte do céu próxima ao horizonte, pois, nesta região, as nuvens geralmente estão

mais agrupadas. Na ocorrência de nevoeiros densos, o estado do céu deve ser retratado como completamente nublado (VIANELLO E ALVES, 1991). Contudo, a observação visual realizada por técnicos em superfície, embora seja amplamente aceita, possui um caráter bastante tendencioso.

Crawford e Duchon (1999) apresentaram uma relação para se determinar a nebulosidade diurna por meio da relação entre a radiação solar global (R_g) e a radiação solar global na ausência de nuvens (R_{g0}), eliminando o uso do observador visual. Nessa relação, o R_g é medido pelo piranoômetro e o R_{g0} estimado por meio de modelos, dentre os quais destacam-se: o modelo de Allen (1996) baseado no índice de claridade para radiação direta (K_B) e na transmissividade para radiação difusa (K_D); modelo de Allen (1996) baseado na altitude local (A); modelo de Crawford e Duchon (1999) em função dos coeficiente de transmissão para o espalhamento de Rayleigh (T_r), coeficiente de absorção por gases permanentes (T_{pg}), coeficiente de vapor d'água (T_w) coeficiente de absorção e espalhamento por aerossóis (T_{aer}). Vale salientar que este modelo apresentado por Crawford e Duchon (1999) limita-se ao período diurno devido as variáveis de entrada que não são possíveis de obter durante a noite.

3.4 ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ATMOSFÉRICA

O conhecimento da radiação de onda atmosférica por intermédio de aferições (séries temporais) ou por estimativas são de grande importância para os estudos climáticos, balanço de energia em superfícies e ciências térmicas. Informações contínuas de R_{La} ainda são relevantes em outras áreas como, por exemplo, na construção civil, em que o conforto térmico das edificações depende da quantidade de energia térmica trocada pelas superfícies externas dos prédios com o meio ambiente (SELLERS, 1965).

Apesar dos recentes avanços na tecnologia de medição, ainda existe um interesse muito grande na determinação da R_{La} a partir de modelos de estimativas, os quais são baseados na emissividade atmosférica e em variáveis meteorológicas facilmente disponíveis, tais como a temperatura do ar e a pressão atual do vapor d'água (SUGITA E BRUTSAERT, 1993).

A primeira relação entre a emissão de radiação de onda longa atmosférica e a pressão de vapor d'água para condições céu de claro foi apresentado por Angstrom (1918). Desde então vários autores apresentaram diferentes formulações para a

estimativa deste termo, como Brunt (1932), Idso e Jackson (1969) Swinbank (1963), Idso (1969), Brutsaert (1975), Satterlund (1979), Prata (1996), Duarte et al. (2006) e Dai e Fang (2014). Para condições de céu com presença de nuvens (nublado), autores como Jacobs (1978), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann et al. (1994), Alados-Arboledas et al. (1995) Crawford e Duchon (1999), Sridhar e Elliott (2002), Iziomon et al. (2003), Duarte et al. (2006) e Lhomme et al. (2007) apresentaram modelos ajustados localmente, baseados na emissividade atmosférica para céu claro e na fração de cobertura de nuvens (c). No entanto, grande parte dos modelos apresenta limitações, uma vez que foram desenvolvidos para uma região ou zona climática específica, necessitando de parametrização local (DUARTE et al., 2006).

Von Randow e Avalá (2006), em seus estudos no Pantanal sul mato-grossense, utilizaram as equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Brutsaert (1975), Satterlund (1979), Idso (1981) e Prata (1996) para estimar a R_{La} . Os autores observaram que as equações de Brunt (1932), Brutsaert (1975) e Prata (1996), quando parametrizadas, apresentaram os melhores coeficientes de determinação, tornando-se essas as parametrizações de melhor ajuste aos dados experimentais. No cerrado mato-grossense, Sobrinho (2011) verificou que o modelo de Idso e Jackson (1969), em sua formação original, foi o que melhor se adaptou para as condições de céu claro, parcialmente nublado e nublado utilizando seus coeficientes originais. Porém, após a parametrização o modelo não teve bom desempenho.

Duarte et al. (2006) utilizando dados de um sítio experimental em Ponta Grossa, no Estado do Paraná, no Sul do Brasil, ajustaram equações para dias de céu claro e nublado. Todas as parametrizações testadas em dias de céu claro apresentaram tendência de superestimar a R_{La} . Nesse estudo, o modelo de Brutsaert (1975) apresentou o melhor ajuste entre os dados medidos e estimados. Os modelos de Idso e Jackson (1969) e Swinbank (1963) apresentaram os piores resultados, isso por conta de utilizarem somente a temperatura do ar como variável de entrada. Para dias com céu nublado, as melhores parametrizações foram observadas por Jacobs (1978) e de Crawford e Duchon (1999).

Autores como Wang e Liang (2008) utilizaram os modelos de Brunt (1932) e Brutsaert (1975) para estimar R_{La} sob todas as condições do céu em 36 locais distribuídos globalmente. Os autores argumentaram que ambos os modelos poderiam ser usados para estimar o R_{La} na maioria das condições da superfície

terrestre. Contudo os 36 locais de coletas de dados não são suficientes para sugerir um modelo aceitável em escala global, uma vez que a maioria das localidades estava situada na América do Norte e pouquíssimas ou nenhuma observação de outros continentes.

Utilizando dados coletados da região de Sertãozinho, São Paulo, Kruk et al. (2010) avaliaram os modelos de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Idso (1981), Brutsaert (1975), Sugita e Brutsaert (1993) e Duarte et al. (2006) para condições de céu claro. Os autores verificaram que os três últimos modelos apresentaram os melhores ajustes, em relação aos dados observados. Ainda assim, testou-se as equações de Jacobs (1978), Maykut e Church (1973), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann et al. (1994), Crawford e Duchon (1999) e duas formulações propostas por Duarte et al. (2006), para todas as condições de nebulosidade, sendo que a equação proposta por Maykut e Church (1973) teve o melhor desempenho.

Em um sítio experimental na região semiárida do Nordeste do Brasil, Santos et al. (2011) avaliaram o desempenho de nove equações para a estimativa de radiação de onda longa atmosférica em condições de céu claro e apresentaram uma equação localmente ajustada, utilizando dados de pressão atual de vapor d'água e temperatura do ar. As estatísticas comparativas mostram que os modelos de radiação de onda longa atmosférica com melhores fundamentações físicas tiveram os melhores índices estatísticos. Logo as equações que utilizam apenas a temperatura do ar, ou seja, Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969), superestimam os valores medidos. Os resultados obtidos pela equação ajustada localmente apresentaram os menores valores para os indicadores *BIAS*, *RMSE*, *MAE* e *PMRE*, apresentando erros inferiores a 1% em comparação aos valores medidos durante o período.

Como a radiação de onda longa atmosférica é um dos componentes mais difíceis do ~~orçamento~~ balanço de radiação a ser monitorado em estudos micrometeorológicos, é importante avaliar uma equação ajustada localmente para sua estimativa.

Carrilho et al. (2013) realizaram uma análise com 107 modelos analíticos e empíricos, entre os meses de junho e julho; e outubro e novembro de 2009, para estimativa de R_{La} no Cerrado mato-grossense, considerando as seguintes condições de céu: céu claro, parcialmente nublado e nublado. Os modelos que apresentaram os melhores índices estatísticos e, portanto, aqueles que melhor se ajustaram a região de estudo, para o período em questão, foram, respectivamente, Viswanadham e

Ramanadham (1970), Idso e Jackson (1969) e Bignami et al. (1995) com seus coeficientes originais. Após o ajuste local destacaram-se os modelos de Bárbaro et al. (2010); Aubinet (1994) e Andreas e Ackley (1982).

Recentemente, Lopes Júnior (2019) estudou modelos de radiação de onda longa atmosférica durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas, utilizando dados coletados por uma torre micrometeorológica, instalada a 24 metros de altura de 07 de abril a 12 de julho de 2017. Após a parametrização todos os modelos apresentaram bom desempenho, contudo Idso (1981) foi considerado o melhor dentre todos os modelos avaliados.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE ESTUDO

O presente trabalho foi desenvolvido em duas regiões da Bahia, sendo uma de clima subúmido (Cruz das Almas, 12°44'39" S, 39°06'23" W, 225 m) e outra de clima semiárido (Guanambi 14°13'30" S, 42°46'53" W, 545 m). As localizações desses municípios são mostradas na Figura 1.

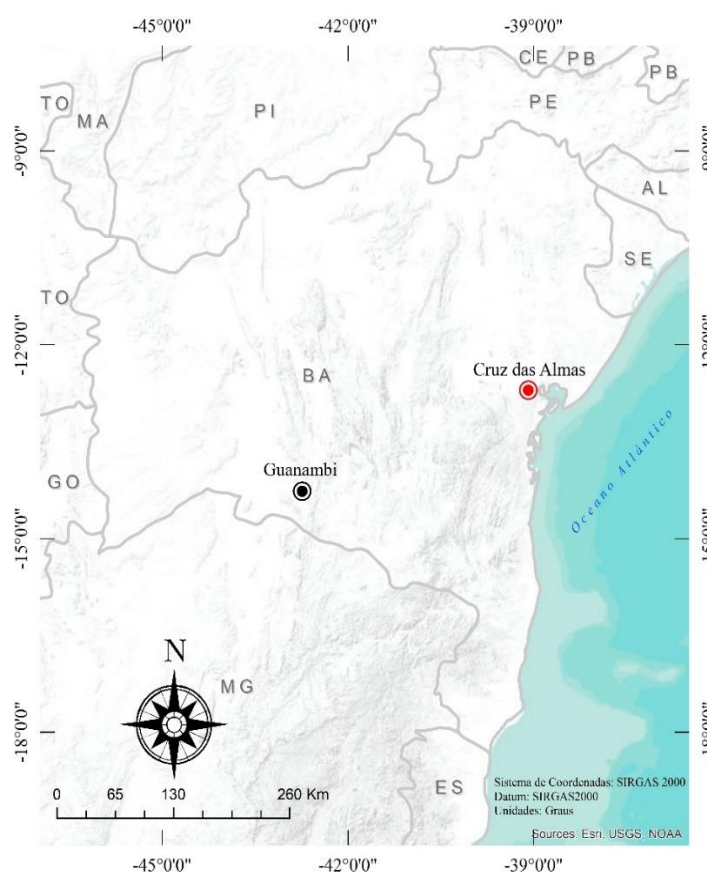


Figura 1. Localização dos municípios de Cruz das Almas e Guanambi, BA.

O clima de Cruz das Almas é classificado como úmido a subúmido, com umidade relativa média de 80%, temperatura média anual de 24,1°C e pluviosidade média anual de 1.115 mm (ALMEIDA,1991). De acordo com a classificação de Köppen, essa região enquadra-se no tipo Aw a Am (BAPTISTA e OLIVEIRA,1998).

De acordo com a classificação de Köppen, o clima de Guanambi está na transição entre Aw e BSh, semiárido quente e seco (ALVARES et al., 2013). A temperatura média anual é de 26°C e a pluviosidade média anual é de 660 mm.

A Figura 2 mostra a distribuição da precipitação pluviométrica e temperatura do ar média em ambos os municípios de Cruz das Almas e Guanambi, entre 1981 e 2010 (INMET, 2020).

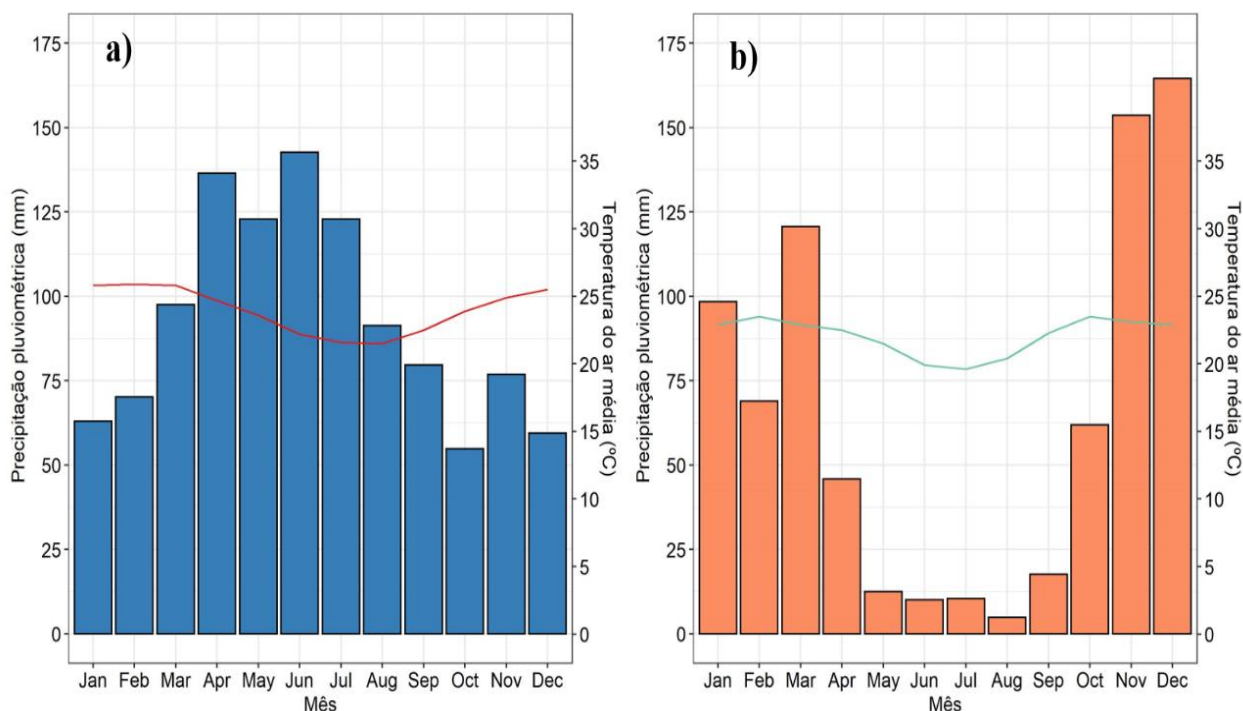


Figura 2. Precipitação pluviométrica e temperatura do ar média entre os anos de 1981 e 2010, a) Cruz das Almas; b) Guanambi.

Fonte: Adaptado do INMET (2020)

4.2 INSTRUMENTAÇÃO

Os dados experimentais foram conduzidos simultaneamente nas regiões de estudo através de dois conjuntos de instrumentos semelhantes. Para aquisição dos dados de radiação de onda longa utilizou-se um saldo radiômetro de quatro componentes, modelo CNR4 (Kipp e Zonen, *The Netherlands*) instalado em uma torre micrometeorológica a 1,5 m da superfície do solo. O CNR4 é constituído de quatro sensores de termopilha, sendo dois na face superior para medir a radiação de cima e dois na inferior para medir a radiação da superfície. Em primeiro plano na extremidade do saldo radiômetro e alinhados verticalmente estão os piranômetros, sensores de

radiação de onda curta (OC) incidente (R_g) e de OC refletida (R_r). Em segundo plano, e alinhados verticalmente têm-se os pirgeômetros, sensores de radiação de onda longa atmosférica (R_{La}) e de onda longa oriunda da superfície (R_{Ls}). A temperatura interna do CNR4 pode ser medida, à escolha do usuário, por meio de um termistor ou de uma termoresistência (Pt-100). Esta temperatura é necessária para correção do sinal gerado pelos sensores de OL, já que o corpo do instrumento é também uma fonte emissora deste tipo de radiação. Especificações técnicas adicionais do CNR4 são disponibilizadas pelo fabricante (KIPP & ZONEN, 2010).

Além do saldo radiômetro CNR4 utilizou-se também um termohigrômetro (modelo HMP60, Vaisala, Helsinki) posicionado a 2 m acima da superfície do solo, para aquisição de dados de temperatura e umidade relativa do ar; um conjunto anemométrico de canecas (modelo 03001, R. M. Young, USA) a 1,80 m de altura, para coleta dados de velocidade e direção do vento; um pluviômetro automático (modelo TE-525MM, Texas Electronics, USA) instalado próximo à torre para registro da precipitação pluviométrica. Todos os instrumentos da torre permaneceram conectados a um dataloguer (modelo CR1000, Campbell Scientific Inc., USA) para o armazenamento dos dados. O dataloguer foi programado para escanear os sensores a cada 5 segundos e armazenar os dados em intervalos de 30 minutos. O fornecimento de energia foi garantido por meio de uma bateria de 7 Ah/12 V alimentada por um painel solar de 20 W. As Figuras 3 e 4 a seguir, apresentam as áreas experimentais utilizadas neste estudo.



Figura 3. Área experimental na Universidade Federal do Recôncavo da Bahia, campus Cruz das Almas: a) entre 02/07/2014 e 10/10/2014; b) 01/10/2015 e 19/02/2016 e c) entre 07/11/2019 e 31/05/2020



Figura 4. Área experimental no Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia Baiano, campus Guanambi, entre 16/09/2019 e 31/05/2020

4.3 CONDIÇÕES DE NEBULOSIDADE NO PERÍODO DIURNO

Segundo Crawford e Duchon (1999) pode-se utilizar Eq.1 para definir o grau de nebulosidade diurna:

$$c = 1 - \frac{R_g}{R_{g0}} \quad (1)$$

em que: c = fração de cobertura do céu por nuvens (0...1); R_g = radiação solar global (Wm^{-2}); R_{g0} = radiação solar global na ausência de nuvens (Wm^{-2}).

Os dados de 30 minutos foram classificados como de céu claro quando $c \leq 0,05$ e de céu nublado quando $> 0,05$, conforme sugerido por Carmona et al. (2014). É importante salientar que a Eq. 1 limita-se ao período diurno e por isso o presente estudo não utilizou dados do período noturno.

A radiação solar global R_g utilizada para o cálculo da fração de cobertura deste estudo foi aquela medida pelo piranômetro do saldo radiômetro CNR4 em ambas as localidades. A radiação solar global na ausência de nuvens R_{g0} (céu claro) foi estimada por meio do modelo proposto por Allen (1993), o qual baseia-se no índice de claridade para radiação direta e no índice de transmissividade para radiação difusa, conforme a Eq.2.

$$R_{g0} = (K_B + K_D)R_0 \quad (2)$$

em que: K_B = índice de claridade para radiação direta (adimensional); K_D = índice de transmissividade para radiação difusa (adimensional); R_o = radiação solar no topo da atmosfera (Wm^{-2}); R_{go} = radiação solar global em condições de céu claro (Wm^{-2}).

O índice de claridade para radiação direta (K_B) foi determinado de acordo com a Eq. 3 apresentada por Allen (1996).

$$K_B = 0,98e^{\left[\frac{-0,0014P_{atm}}{K_t \cdot \text{sen}\beta_{24}} - 0,75 \left(\frac{W}{\text{sen}\beta_{24}} \right)^{0,4} \right]} \quad (3)$$

em que: P_{atm} = pressão atmosférica (kPa); W = água precipitável na atmosfera (mm); β_{24} = altura do Sol (rad); K_t = coeficiente de turbidez (adimensional). Geralmente em condições de ar limpo o coeficiente de turbidez (K_t) é igual a 1. Quando o ar está poluído esse valor dever ser menor ou igual a 0,5.

A pressão atmosférica (P_{atm}) foi determinada em função da altitude local, conforme a Eq. 4.

$$P_{atm} = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065A}{293} \right)^{5,26} \quad (4)$$

em que: A = altitude local (m); P_{atm} = pressão atmosférica (kPa).

Determinou-se a água precipitável na atmosfera (W) por meio da Eq. 5.

$$W = 0,14e_a P_{atm} + 2,1 \quad (5)$$

em que: e_a = pressão atual de vapor d'água (kPa).

Por meio da Eq. 6 calcularam-se os valores diários de β_{24} .

$$\text{sen}\beta_{24} = \text{sen} \left[0,85 + 0,3\emptyset \text{sen} \left(\frac{2\pi DDA}{1,39} - 1,39 \right) - 0,42\emptyset^2 \right] \quad (6)$$

em que: \emptyset = latitude local (rad); DDA = número de ordem do dia do ano (adimensional); β_{24} = β médio durante o fotoperíodo (radianos).

O índice de transmissividade para radiação difusa (K_D) foi determinado em função de K_B , conforme Eq. 7.

$$\begin{aligned} K_D &= 0,35 - 0,36K_B \text{ se } K_B \geq 0,15 \\ K_D &= 0,18 - 0,82K_B \text{ se } K_B < 0,15 \end{aligned} \quad (7)$$

A radiação solar no topo da atmosfera foi calculada por meio da Eq. 8:

$$R_o = \frac{12}{\pi} S_c \cdot D_r [(h_1 - h_2)\text{sen}(\varnothing)\text{sen}(\delta) + \cos(\varnothing)\cos(\delta)\text{sen}(\text{sen}h_1 - \text{sen}h_2)] \quad (8)$$

em que: S_c = constante solar (1367 Wm^{-2}); D_r = distância relativa Terra-Sol (adimensional); h_1 = ângulo horário do sol no instante inicial t_1 do intervalo de tempo Δt (radianos); h_2 = ângulo horário do sol no instante final t_2 do intervalo de tempo Δt (rad); \varnothing = latitude local (rad); δ = declinação solar (rad); R_o = radiação solar que atinge o topo da atmosfera (W m^{-2}).

A distância relativa Terra-Sol foi obtida através da Eq. 9.

$$D_r = 1 + 0,033\cos\left(\frac{2\pi\text{DDA}}{365}\right) \quad (9)$$

em que: DDA = número de ordem do dia do ano (1...365); D_r = distância relativa Terra-Sol.

A declinação solar (δ) foi obtida por meio da Eq. 10.

$$\delta = 0,409\text{sen}\left(\frac{2\pi\text{DDA}}{365} - 1,36\right) \quad (10)$$

em que: DDA = número de ordem do dia do ano (1...365); δ = declinação solar (radianos).

Os ângulos horários do sol para o instante inicial e final do intervalo de tempo foram determinados conforme as Eq. 11 e 12, respectivamente.

$$h_1 = h_{mp} - \frac{\pi\Delta t}{24} \quad (11)$$

$$h_1 = h_{mp} + \frac{\pi \Delta t}{24} \quad (12)$$

em que: h_{mp} = ângulo horário do sol no instante médio t_{mp} do intervalo de tempo Δt (rad); Δt = tempo médio do intervalo ($\Delta t \leq 1$). Nesse estudo, $\Delta t = 0,5$ correspondendo a 30 minutos.

O ângulo horário do sol no instante médio foi obtido conforme a Eq. 13.

$$h_{mp} = \frac{\pi}{12} \left[t_{mp} + \left(\frac{Lz - Lm}{15} \right) + \frac{E}{60} \right] \quad (13)$$

em que: t_{mp} = tempo médio do intervalo Δt ; Lz = Longitude do centro da zona local de tempo (grau); Lm = longitude do observador (grau); E = equação do tempo (min) e h_{mp} = ângulo horário do sol no instante médio (rad).

A equação do tempo (E) é função de uma variável (b) que é um ângulo em radianos.

$$E = 9,87 \text{sen}(2b) - 7,53 \text{cos}(b) - 1,5 \text{sen}(b) \quad (14)$$

O valor da variável b foi calculado de acordo a Equação 15.

$$b = \frac{2\pi(DDA - 81)}{364} \quad (15)$$

em que DDA = número de ordem do dia do ano (1...365); b = ângulo em radianos.

4.4 TRATAMENTO DOS DADOS EXPERIMENTAIS

Os dados coletados em ambas as regiões foram separados por quinzenas, na região subúmida obteve-se um total de 16 quinzenas entre 07/11/2019 e 31/05/2020, das quais 9 foram selecionadas aleatoriamente para calibração dos modelos e 7 para validação deles. Para ampliar a série e, conseqüentemente a representatividade da série temporal, incorporou-se dados coletados em outros períodos na região

subúmida, sendo eles de um experimento desenvolvido entre 02/07/2014 e 10/10/2014, em um total de 7 quinzenas, onde 4 foram destinadas para calibração dos modelos e 3 para validação, e outro experimento que ocorreu entre 1/10/2015 e 19/02/2016, o qual somou 10 quinzenas, dessas 6 foram destinadas para calibração dos modelos e 4 para validação.

Na região semiárida os dados de interesse foram coletados entre 16/09/2019 e 31/05/2020, nesse período contabilizou-se 17 quinzenas, das quais 9 foram sorteadas para calibração dos modelos e as 8 restantes para a validação.

Posteriormente, descartou-se uma fração dos dados do período diurno para sol baixo no horizonte, ou seja, para valores de ângulo de elevação do sol (\hat{e}) (Eq. 16) menores ou iguais a 10° ($\hat{e} \leq 10^\circ$), quando então o ângulo zenital se aproxima-se de 90° (Eq.17).

$$\hat{e} = 90^\circ - Z \quad (16)$$

em que: Z = o ângulo zenital.

O ângulo zenital foi calculado como o inverso do cosseno de Z dado pela Eq. 19:

$$\cos(z) = \sin(\varnothing) \sin(\delta) + \cos(\varnothing) \cos(\delta) \cos(h) \quad (17)$$

em que: \varnothing = latitude local (rad); δ = declinação solar (rad); h = ângulo horário (rad).

4.5 ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA

A equação geral para a estimativa de OL baseia-se na equação proposta por Stefan-Boltzmann para corpo negro, sendo apresentada em função da emissividade atmosférica (ε_a) e temperatura absoluta do ar (T_a) conforme Eq. 18.

$$R_{La} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (18)$$

em que: R_{La} = emitância atmosférica de OL (Wm^{-2}); ε_a = emissividade atmosférica adimensional ($0 < \varepsilon < 1$); σ = constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$) e T_a = temperatura absoluta do ar (K).

O valor da emissividade atmosférica (ϵ_a) varia de acordo com a presença ou ausência de nuvens. A seguir são listados os modelos utilizados para estimar a emissividade atmosférica em condições de céu claro (ausência de nuvens) e céu nublado (presença de nuvens). Esses modelos foram utilizados com os dados das duas localidades desse estudo.

4.6 MODELOS DE ESTIMATIVA DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA PARA CONDIÇÕES DE CÉU CLARO

4.6.1 Modelo de Brunt (1932) (Brunt32)

Brunt (1932) apresentou uma equação relacionando a R_{La} com valores de pressão atual de vapor d'água oriundo de um abrigo meteorológico, resultando num coeficiente de correlação de 0,97 entre observações e estimativas. O modelo de Brunt (1932), doravante denominado Brunt32, é apresentado na Eq. 19:

$$\epsilon_c = (0,52 + 0,065\sqrt{e_a}) \quad (19)$$

em que: ϵ_c = emissividade atmosférica de céu claro; e_a = pressão atual de vapor d'água (hPa).

Os coeficientes 0,52 e 0,065 variam de forma significativa de acordo com a localidade de aplicação do modelo. Iziomon et al. (2003) explicam que o coeficiente 0,065 tende a variar 32%, enquanto o coeficiente 0,52 tem variabilidade de 13%.

4.6.2 Modelo de Swinbank (1963) (Swinbank63)

Após três décadas da equação de Brunt (Eq. 19), Swinbank (1963) argumentou que ϵ_c não estava relacionada apenas com a pressão atual de vapor d'água, mas também com a temperatura absoluta do ar. Utilizando dados medidos de R_{La} e de atmosfera estável, além de dados de temperatura de bulbo úmido e bulbo seco medidos em Aspendale, Austrália, Swinbank apresentou um modelo (Eq. 20) para estimar a R_{La} com base na temperatura.

$$\varepsilon_c = (0,92 \cdot 10^{-5} T_a^2) \quad (20)$$

em que: T_a = temperatura absoluta do ar (K).

4.6.3 Modelo de Idso e Jackson (1969) (IdsoJackson69)

Assim como Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969) acreditavam que a emissividade atmosférica de céu claro poderia ser estimada em função apenas da temperatura absoluta do ar. Esses autores ajustaram um modelo utilizando dados coletados no Alasca, Arizona e Austrália e obtiveram um coeficiente de correlação igual a 0,992. Devido aos resultados satisfatórios, encontrados na faixa de temperatura entre -29 °C a 37 °C, Idso e Jackson assumiram que o modelo era válido para qualquer latitude e temperatura do ar.

$$\varepsilon_c = 1 - 0,261e^{-7,77 \cdot 10^{-4} (273 - T_a)^2} \quad (21)$$

em que: T_a = temperatura absoluta do ar (K).

4.6.4 Modelo de Brutsaert (1975) (Brutsaert75)

Brutsaert (1975) foi o primeiro a desenvolver uma parametrização fisicamente mais rigorosa para emissividade atmosférica, a partir da solução da equação de transferência radiativa de Schwarzschild, empregando algumas hipóteses simplificadoras para permitir um tratamento analítico (LIOU, 1980). A principal vantagem do modelo apresentado por Brutsaert (1975) em relação as equações empíricas é que, ela pode ser facilmente ajustada localmente, oferecendo mais precisão da emissividade atmosférica, a qual é resultante de alterações nos parâmetros atmosféricos climáticos. Autores como Culf e Gash (1993) concluíram que esse método foi superior às formulações anteriores já mencionadas, uma vez que se ajusta facilmente as medições locais.

$$\varepsilon_c = 1,24 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{\frac{1}{7}} \quad (22)$$

em que: e_a = pressão atual de vapor d'água (hPa); T_a = temperatura absoluta do ar (K).

4.6.5 Modelo de Satterlund (1979) (Satterlund79)

Satterlund (1979) propôs um modelo (Eq. 23), com base em dados de temperatura do ar e da pressão atual de vapor d'água com intuito de obter o melhor ajuste para dados medidos de OL atmosférica em condições extremas de temperatura e umidade.

$$\varepsilon_c = 1,08 \left\{ 1 - \exp \left[-e_a \left(\frac{T_a}{2016} \right) \right] \right\} \quad (23)$$

em que: e_a = pressão atual de vapor d'água (hPa); T_a = temperatura absoluta do ar (K).

4.6.6 Modelo de Idso (1981) (Idso81)

Idso (1981) apresentou um modelo para estimar a emissividade atmosférica a partir de dados de pressão atual de vapor d'água e temperatura absoluta do ar observado em Phoenix, Arizona. O modelo de Idso (1981), doravante Idso81, é recomendado para regiões que possuam temperaturas entre -10 °C a 45°C.

$$\varepsilon_c = 0,70 + 5,95 \cdot 10^{-4} \cdot e_a \cdot \exp \left(\frac{1500}{T_a} \right) \quad (24)$$

em que: e_a = pressão atual de vapor d'água (kPa); T_a = temperatura absoluta do ar (K).

4.6.7 Modelo de Prata (1996) (Prata96)

Prata (1996) apresentou um modelo (Eq. 25) para estimar a emissividade atmosférica baseado na quantidade de água precipitável na atmosfera, sendo que essa variável depende da pressão atual de vapor d'água e da temperatura absoluta do ar (Eq. 26).

$$\varepsilon_c = 1 - (1 + aw) \cdot \exp[-(b + cW)^{0,5}] \quad (25)$$

$$w = 4,65 \frac{e_a}{T_a} \quad (26)$$

em que: $a = 0,10 \text{ kg}^{-1} \text{ m}^2$, $b = 1,2$, $c = 0,30 \text{ kg}^{-1} \text{ m}^2$ e $W = \text{teor de água precipitável na atmosfera (kg}^{-1} \text{ m}^2)$.

4.6.8 Modelo de Dai e Fang (2014) (DaiFang14)

Utilizando dados coletados em setes estações meteorológicas de diversos lugares do mundo entre 2002 e 2009, Dai e Fang (2014) apresentaram um modelo capaz de estimar a emissividade atmosférica baseado em variáveis meteorológicas como pressão atual de vapor d'água e pressão atmosférica, conforme Eq. 27.

$$\varepsilon_c = (0,48 + 0,17e_a^{0,22}) \left(\frac{p}{1013} \right)^{0,45} \quad (27)$$

em que: $e_a = \text{pressão atual de vapor d'água (hPa)}$; $p = \text{pressão atmosférica (milibar)}$.

4.7 PRESSÃO ATUAL DE VAPOR D'ÁGUA

O vapor d'água é um dos principais absorvedores e emissores de radiação de onda longa atmosférica, sendo componente fundamental no balanço radiativo do sistema Terra-Atmosfera (RÄDEL et al., 2015). A pressão atual de vapor d'água foi obtida por meio da Eq. 28 proposta por Tetens (1930) baseada na umidade relativa do ar (máxima e mínima) e na temperatura do ar (máxima e mínima).

$$e_a = \frac{e^o(T_x) \frac{UR_n}{100} + e^o(T_n) \frac{UR_x}{100}}{2} \quad (28)$$

em que: $e_a = \text{pressão atual de vapor d'água}$ $e^o = \text{pressão de saturação de vapor de água}$; $UR_x (\%) = \text{umidade relativa do ar máxima}$; $UR_n (\%) = \text{umidade relativa do ar mínima}$; $T_x = \text{temperatura do ar máxima (}^\circ\text{C)}$; $T_n = \text{temperatura do ar mínima (}^\circ\text{C)}$.

$$e^o = 0,61078 \exp \left[\frac{17,269 T}{237,3 + T} \right] \quad (29)$$

em que: $e^o = \text{pressão de saturação de vapor d'água a cada 30 minutos (kPa)}$.

4.8 MODELOS DE ESTIMATIVAS DA EMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA EM CONDIÇÕES DE CÉU NUBLADO

Os modelos disponíveis para estimar a emissividade atmosférica sob condições de céu nublado, de maneira geral, são bem parecidos, uma vez que dependem da emissividade atmosférica de céu claro multiplicada por um fator de correção dependente da fração de cobertura do céu por nuvens. Diversos autores apresentaram modelos ajustados localmente para estimar a emissividade sob condições de céu nublado.

Nas Eqs. 30 a 36, ϵ_n é a emissividade sob céu nublado (adimensional), ϵ_c é a emissividade sob céu claro (adimensional) e c é a fração de cobertura do céu (0...1), também adimensional.

4.8.1 Modelo de Maykut e Church (1973) (MaykutChurch73)

Maykut e Church (1973) propuseram um modelo (Eq.30) para estimar a emissividade atmosférica em condições de céu nublado no Alasca, Estados Unidos, utilizando dados coletados entre 1962 e 1966.

$$\epsilon_n = \epsilon_c(1 + 0,22c^{2,75}) \quad (30)$$

em que: ϵ_n = emissividade sob céu nublado (adimensional); c = fração de cobertura de nuvens (0...1).

4.8.2 Modelo de Jacobs (1978) (Jacobs78)

Para estimar a emissividade atmosférica em dias nublados no Canadá, Jacobs (1978) apresentou o seguinte modelo:

$$\epsilon_n = \epsilon_c(1 + 0,26c) \quad (31)$$

4.8.3 Modelo de Sugita e Brutsaert (1993) (SugitaBrutsaert93)

O modelo proposto Sugita e Brutsaert (Eq.32), para estimar a emissividade atmosférica em condições de céu nublado, foi testado no Kansas, Estados Unidos.

$$\varepsilon_n = \varepsilon_c(1 + 0,0496c^{2,45}) \quad (32)$$

4.8.4 Modelo de Konzelmann et al. (1994) (Konzelmann94)

Konzelmann et al. (1994) apresentaram um modelo (Eq. 33) para estimar a emissividade atmosférica em condições de céu nublado utilizando dados coletados na Groelândia, Dinamarca.

$$\varepsilon_n = \varepsilon_n = \varepsilon_c(1 - c^4) + 0,952 c^4 \quad (33)$$

4.8.5 Modelo de Crawford e Duchon (1999) (CrawfordDuchon99)

Crawford e Duchon (1999), em estudos realizados em Oklahoma, Estados Unidos, encontraram um novo modelo para estimar a emissividade atmosférica para condições de céu nublado, conforme a Eq. 34.

$$\varepsilon_n = \varepsilon_c(1 - c) + c \quad (34)$$

4.8.6 Modelo de Duarte et al. (2006) (Duarte06)

Por meio de um estudo realizado em Ponta Grossa, Paraná, Duarte et al. (2006) ajustaram uma equação para estimativa da emissividade atmosférica sob céu nublado, conforme apresentado na Eq. 36.

$$\varepsilon_n = \varepsilon_c(1 + 0,242c^{0,83}) \quad (35)$$

4.9 ANÁLISES ESTATÍSTICAS

Após estimar os valores de radiação de onda longa atmosférica por meio dos modelos, comparou-se com os dados obtidos pelo instrumento em campo através de regressão linear. Para avaliar o desempenho dos modelos utilizou-se os seguintes indicadores estatísticos: coeficiente de determinação r^2 (Eq. 36) no qual o valor varia de 0 a 1, indicando fraca relação e ótima relação, erro sistemático – EM (Eq. 37), erro médio absoluto – EAM (Eq. 38); raiz do erro médio quadrático – RMSE (Eq. 39), os

valores ideais para esses três últimos indicadores são aqueles que estiverem próximos de 0.

$$r^2 = \frac{\left(\sum P_i \cdot O_i - \sum P_i \sum \frac{O_i}{n}\right)^2}{\left(\sum P_i^2 - \frac{(\sum P_i)^2}{n}\right)\left(\sum O_i^2 - \frac{(\sum O_i)^2}{n}\right)} \quad (36)$$

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (37)$$

$$EAM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (38)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (39)$$

em que P_i = valor estimado; O_i = valor medido; n = tamanho da amostra.

Os valores ideais para r^2 são aquPara complementar a avaliação dos modelos aplicou-se o teste de concordância d de Willmott (Eq. 40), no qual o valor de d varia entre 0 a 1 indicando não concordância e concordância perfeita, respectivamente (WILLMOTT et al., 1985).

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)}{\sum (|P_i - O_i| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (40)$$

Os modelos de estimativa de radiação de onda longa foram desenvolvidos para uma região ou zona climática específica e, por essa razão, precisam ser parametrizados (obtenção de novos coeficientes) para melhoria de suas aplicabilidades. Neste sentido, após estimar os valores de R_{La} , os modelos foram calibrados localmente. Vale salientar que a radiação de onda longa atmosférica foi estimada primeiramente para as condições de céu claro e, só após a calibração dos modelos, trabalhou-se com os dados de céu nublado e os respectivos modelos.

Os indicadores estatísticos foram testados antes e após a calibração dos modelos, tanto da região subúmida quanto na semiárida.

4.10 MODELO PROPOSTO PARA QUALQUER CONDIÇÃO DE NEBULOSIDADE

Os modelos desenvolvidos para estimar a radiação de onda longa atmosférica para qualquer condição de céu no período diurno em ambas as regiões foram baseados nas Eqs. 41 e 42, como pode ser visto a seguir:

$$R_{La} = [(a_0 + a_1 e_a - a_2 UR_x + a_3 UR_n)] \cdot [\varepsilon_c(1 + ac^b)] \sigma T^4 \quad (41)$$

$$R_{La} = [(b_0 + b_1 e_a + b_2 UR_x + b_3 UR_n - b_4 c)] \sigma T^4 \quad (42)$$

em que: ε_c = emissividade atmosférica para céu claro (0...1); UR_x = umidade relativa máxima (%); UR_n = umidade relativa mínima (%); e_a = pressão atual de vapor d'água (hPa); c = fração de cobertura de nuvens (0...1) e $a_0, a_1, a_2, a_3, b_0, b_1, b_2, b_3$ e b_4 são coeficientes ajustados localmente.

Esses modelos foram obtidos através de regressão linear múltipla, em outras palavras os coeficientes dos modelos foram calculados com base nos dados meteorológicos obtidos em campo, a segunda parte da multiplicação do modelo da Eq. 41 será preenchida pelo modelo de céu nublado com o melhor desempenho após as parametrizações. É importante salientar que o modelo da Eq. 41 foi desenvolvido apenas com dados amostrais classificados como céu claro, enquanto o modelo da Eq. 42 contou com dados céu claro como de céu nublado.

Para avaliar desempenho dos novos modelos serão utilizados todos os indicadores estatísticos mencionados entre as Eq 36 e 40, além disso os novos modelos serão comparados com os modelos de céu claro e nublado de melhor desempenho após as parametrizações.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Uma estatística descritiva é apresentada na Tabela 1 para as principais variáveis meteorológicas envolvidas nesse estudo: radiação solar global (R_g), radiação de onda longa atmosférica (R_{La}), velocidade do vento (U), temperatura do ar máxima (T_{ax}), temperatura do ar mínima (T_{an}), umidade relativa máxima (UR_x), umidade relativa mínima (UR_n) e precipitação pluviométrica (P). Os dados amostrais

apresentados pela Tabela 1 foram coletados entre 07/11/2019 a 31/05/2020 em Cruz das Almas totalizando 207 dias, no município de Guanambi obteve-se os dados entre 16/09/2019 e 31/05/2020 em um total de 258 dias.

Tabela 1. Estatística descritiva das principais variáveis meteorológicas em estudo na região subúmida (07/11/2019 a 31/05/2020) e semiárida (16/09/2019 a 31/05/2020) em intervalos mensais.

Região subúmida (Cruz das Almas)								
Estatísticas	R _g (Wm ⁻²)	R _{La} (Wm ⁻²)	U (ms ⁻¹)	T _{ax} (°C)	T _{an} (°C)	UR _x (%)	UR _n (%)	P (mm)
Média	219.86	414.14	1.52	31.09	22.01	90.30	52.00	105.24
Desv. Padrão	35.40	6.23	0.29	1.58	0.65	1.36	7.04	82.30
Máximo	258.0	420.0	1.9	32.5	22.9	92.1	64.0	250.0
Mínimo	158.0	405.0	0.9	28.1	21.2	89.3	45.1	19.6
Região semiárida (Guanambi)								
Média	265,00	400,00	2,35	32,50	21,70	82,80	38,10	50,00
Desv. Padrão	33,37	10,30	1,21	1,89	0,90	9,27	10,71	78,64
Máximo	302,00	411,00	4,85	34,30	22,60	89,50	46,90	210,80
Mínimo	213,00	380,00	1,53	29,40	19,60	66,60	19,70	0,00

Ao comparar as médias mensais das principais variáveis meteorológicas envolvidas nesse estudo, observou-se que na região semiárida o valor de R_g foi 17,03% maior do que o região subúmida, da mesma maneira aconteceu com outras variáveis como U e T_{ax} que foram superiores 35,31% e 4,33 %, respectivamente. Por outro lado, na região subúmida houve maior incidência da R_{La}, com uma média durante o período de coleta 414,4 Wm⁻², sendo maior 3,47% do que a média da região semiárida. Observou-se ainda superioridade de 8,30 % e 26,73% nas médias de UR_x e UR_n da região subúmida, provocando a dominância de dados classificados como de céu nublado, como pode ser visto na Tabela 2.

Tabela 2. Classificação dos dados em relação as condições de nebulosidade

Região	Calibração		Validação	
	Céu Claro	Céu Nublado	Céu Claro	Céu Nublado
Subúmida (Cruz das Almas)	840	3151	925	3409
Semiárida (Guanambi)	1492	1779	814	1319

As altas porcentagens de umidade relativa (máxima e mínima) e as ocorrência de precipitações pluviométrica com maior frequência na região subúmida causou supremacia dos dados de céu nublado, uma vez que de 8325 dados amostrais válidos, 79% (N = 6560) de céu nublado e 21% (N = 1765) corresponderam a condição de céu claro. Na região semiárida onde registrou-se temperaturas mais altas e maior incidência de R_g estavam disponíveis 5404 dados amostrais válidos, desses 47% (N = 2306) deles foram classificados como de céu claro e 52% (N = 3098) como de céu nublado. A classificação dos dados em relação as condições de nebulosidade (céu claro e nublado) em ambas as regiões se deu por meio da Eq. 3.

5.1 MODELAGEM DE CÉU CLARO

5.1.1 TESTE DOS MODELOS ORIGINAIS

Os valores estimados pelos modelos de R_{La} para condição de céu claro com seus coeficientes originais foram comparados com aqueles medidos pelo saldo radiômetro em três diferentes períodos em Cruz das Almas (02/07/2014 a 10/10/2014; 01/10/2015 a 19/02/2016; 07/11/2019 a 31/05/2020) e em Guanambi entre 16/09/2019 a 31/05/2020 um resumo estatístico dessa etapa é mostrado na Tabela 3.

Tabela 3. Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu claro com seus coeficientes originais para região subúmida e semiárida.

Modelos	EM (Wm^{-2})	EMA (Wm^{-2})	RMSE (Wm^{-2})	d	r^2	a	b (Wm^{-2})
Região subúmida (Cruz das Almas)							
Brunt32	-24,28	24,30	26,42	0,65	0,70	0,91	56,65
Swinbank63	-18,46	20,70	26,17	0,69	0,44	0,50	214,87
IdsoJackson69	-6,57	16,19	20,46	0,78	0,45	0,48	218,70
Brutsaert75	-10,78	11,89	15,36	0,82	0,66	0,92	41,91
Satterlund79	-6,73	11,35	14,81	0,83	0,55	0,78	94,44
Idso81	5,90	9,22	11,50	0,88	0,72	1,06	-33,81
Prata96	-12,55	13,22	16,55	0,80	0,67	0,93	40,93
DaiFang14	-40,59	40,59	42,32	0,50	0,60	0,64	108,56
Região semiárida (Guanambi)							
Brunt32	-26,08	26,08	27,44	0,61	0,78	1,07	-1,47
Swinbank63	14,50	17,89	22,66	0,73	0,44	0,54	184,97
IdsoJackson69	2,16	13,10	16,99	0,81	0,44	0,51	187,19
Brutsaert75	0,18	6,13	8,03	0,93	0,82	1,17	-73,47
Satterlund79	3,84	8,47	10,41	0,89	0,71	1,08	-37,68
Idso81	0,68	7,45	9,59	0,91	0,72	1,08	-36,67
Prata96	-11,32	11,71	13,91	0,83	0,81	1,17	-58,30
DaiFang14	-32,96	32,96	34,18	0,47	0,79	1,29	-76,70

Quando testados na região subúmida sete dos oito modelos de R_{La} para condições de céu claro mostraram uma tendência de subestimativa em relação aos dados medidos, uma vez que apresentaram valores negativos para o erro médio (EM), dentre os modelos destacaram-se Brunt32 (EM = $-24,28 \text{ Wm}^{-2}$) e DaiFang14 (EM = $-40,59 \text{ Wm}^{-2}$) com os maiores erros médios em valor absoluto. Para esse mesmo indicador estatístico, na região semiárida os modelos de Brutsaert75 e Idso81 apresentaram valores de EM próximos de 0, indicando não ter havido tendência de subestimativa ou superestimativas dos valores medidos de R_{La} . Assim como na região subúmida, na semiárida destaca-se a tendência de subestimativa dos modelos de Brunt32 e DaiFang14 com erros médios absolutos de $26,08 \text{ Wm}^{-2}$ e $32,96 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. As Figuras 5 e 6 comparam estimativas obtidas pelos modelos de R_{La} na sua formação original com valores medidos nas regiões em estudo em torno da reta de 1:1.

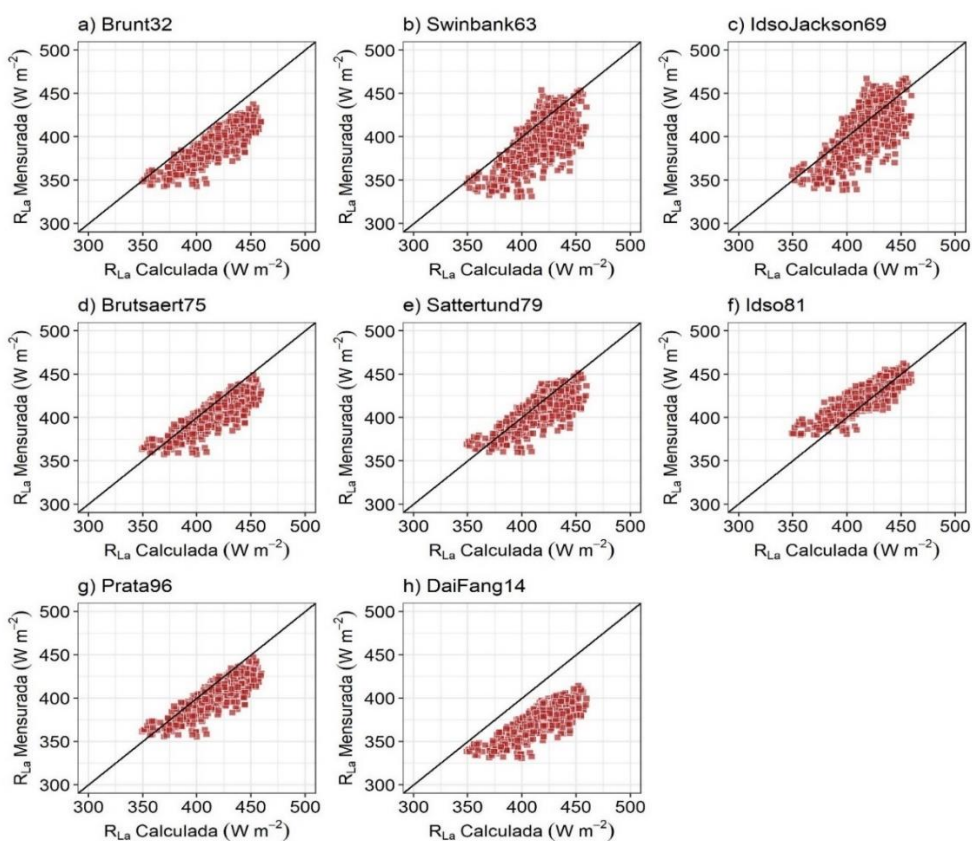


Figura 5. Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos originais de a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 para a região subúmida.

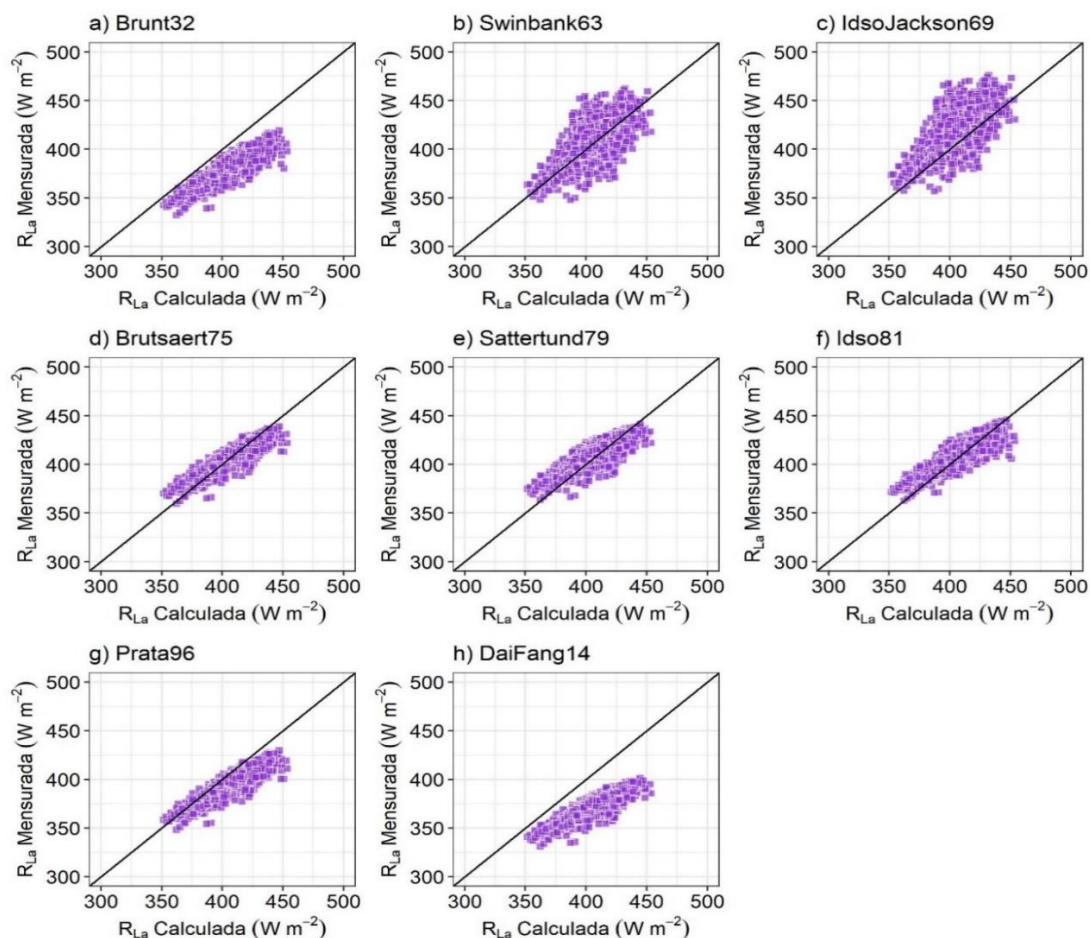


Figura 6. Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos originais de a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 para a região semiárida.

Em ambas as regiões se percebe uma maior dispersão dos pontos nos gráficos dos modelos Swinbank63 e IdsoJackson69. Além disso esses modelos apresentaram os menores valores para r^2 (0,44 e 0,45, respectivamente) na região subúmida e 0,44 na semiárida, indicando uma baixa relação entre os dados medidos e aqueles estimados

O modelo de Idso81 apresentou os melhores resultados na região subúmida para todos os indicadores estatísticos da Tabela 3, com os menores valores de EM ($5,90 \text{ Wm}^{-2}$), EAM ($9,22 \text{ Wm}^{-2}$) e RMSE ($11,50 \text{ Wm}^{-2}$). Este modelo teve bons resultados em d (0,88), r^2 (0,72) e a (1,06), próximos do valor ideal igual a 1. Além disso mostrou o valor de b mais próximo de 0 (-33,81). Na região semiárida o modelo de Brutsaert75 apresentou os melhores resultados para EM ($0,18 \text{ Wm}^{-2}$), EAM ($6,13 \text{ Wm}^{-2}$), RMSE ($8,03 \text{ Wm}^{-2}$), d (0,93), r^2 (0,82). Para os indicadores a e b os modelos

de Brunt32, Satterlund79, Idso81 e Prata96 tiveram melhores resultados que o modelo de Brutsaert75.

5.1.2 PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS DE CÉU CLARO

Para melhorar o desempenho dos modelos de R_{La} em ambas as regiões, eles foram ajustados localmente, conforme pode ser visto na A Tabela 4.

Tabela 4. Modelos de R_{La} para condições de céu claro com os novos coeficientes obtidos após as parametrizações.

Modelos parametrizados região subúmida	
Brunt32	$R_{La} = (0,465 + 0,087\sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Swinbnak63	$R_{La} = (0,9605 \cdot 10^{-5} T_a^2) \sigma T_a^4$
IdsoJackson69	$R_{La} = ((0,909 - 0,0034e^{0,0023(273 - T_a)^2}) \sigma T_a^4$
Brutsaert75	$R_{La} = 1,629 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,237} \sigma T_a^4$
Satterlund79	$R_{La} = 5,996 \left\{ 0,419 - \exp \left[-e_a \left(\frac{T_a}{3607,90} \right) \right] \right\} \sigma T_a^4$
Idso81	$R_{La} = 0,682 + 2,506 \cdot 10^{-3} \cdot e_a \cdot \exp \left(\frac{1073,73}{T_a} \right) \sigma T_a^4$
Prata96	$R_{La} = 1 - \left(1 + 0,174 \left(46,5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right) \right) \right) \cdot \exp \left[- \left(0,94 + 0,133 \left(46,5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right) \right) \right)^{0,5} \right] \sigma T_a^4$
DaiFang14	$R_{La} = (0,395 + 0,136e_a^{0,420}) \left(\frac{p}{1013} \right)^{0,45} \sigma T_a^4$
Modelos parametrizados região semiárida	
Brunt32	$R_{La} = (0,620 + 0,0539\sqrt{e_a}) \sigma T_a^4$
Swinbank63	$R_{La} = (0,9139 \cdot 10^{-5} T_a^2) \sigma T_a^4$
IdsoJackson69	$R_{La} = ((0,852 - 0,00372e^{0,00592(273 - T_a)^2}) \sigma T_a^4$
Brutsaert75	$R_{La} = 1,208 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,124} \sigma T_a^4$
Satterlund79	$R_{La} = 5,388 \left\{ 0,451 - \exp \left[-e_a \left(\frac{T_a}{5309,83} \right) \right] \right\} \sigma T_a^4$
Idso81	$R_{La} = 0,721 + 1,653e_a \cdot \exp \left(\frac{-959,50}{T_a} \right) \sigma T_a^4$
Prata96	$R_{La} = 1 - \left(1 + 0,162 \left(46,5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right) \right) \right) \cdot \exp \left[- \left(1,74 - 0,0302 \left(46,5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right) \right) \right)^{0,5} \right] \sigma T_a^4$
DaiFang14	$R_{La} = (0,743 + ,00725e_a^{0,985}) \left(\frac{p}{1013} \right)^{0,45} \sigma T_a^4$

A parametrização dos modelos ofereceu diferentes coeficientes em ambas as regiões, os quais precisam ser validados, para isso foi utilizado 925 dados amostrais válidos. U resumo estatístico dessa etapa é mostrado na Tabela 5.

Tabela 5. Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu claro com parametrizados nas regiões subúmida e semiárida.

Modelos	EM (Wm^{-2})	EMA (Wm^{-2})	RMSE (Wm^{-2})	d	r^2	a	b (Wm^{-2})
Região subúmida (Cruz das Almas)							
Brunt32	2,11	7,73	10,02	0,93	0,77	0,82	73,26
Swinbank63	-3,42	12,59	15,99	0,86	0,60	0,60	170,04
IdsoJackson69	-1,58	9,82	12,31	0,84	0,61	1,20	-83,57
Brutsaert75	3,11	7,80	10,04	0,93	0,77	0,85	58,41
Satterlund79	-0,16	8,07	10,50	0,93	0,77	0,76	98,30
Idso81	2,65	7,47	9,67	0,93	0,76	0,95	14,56
Prata96	2,44	7,62	9,89	0,93	0,77	0,85	59,93
DaiFang14	1,29	7,57	9,85	0,94	0,77	0,82	72,95
Região semiárida (Guanambi)							
Brunt32	-0,33	6,10	7,91	0,94	0,81	0,77	91,66
Swinbank63	3,30	13,74	16,20	0,67	0,23	0,55	183,10
IdsoJackson69	2,34	16,48	20,01	0,70	0,25	0,31	280,44
Brutsaert75	0,34	6,41	8,20	0,94	0,80	0,74	105,29
Satterlund79	-0,76	6,39	8,26	0,94	0,79	0,80	76,09
Idso81	-0,48	5,95	7,78	0,95	0,81	0,83	64,71
Prata96	0,21	5,95	7,72	0,94	0,82	1,07	-30,93
DaiFang14	-0,21	5,93	7,72	0,95	0,82	0,78	87,10

Após os ajustes dos modelos, verificou-se que em ambas as regiões os modelos melhoraram os seus indicadores estatísticos. No entanto, mesmo com os novos coeficientes os modelos de Swinbank63 e IdsoJackson69 mostraram os piores resultados quando comparados aos demais. Observou-se para esses modelos os maiores valores para RMSE (região subúmida $15,99 Wm^{-2}$ e $12,311 Wm^{-2}$, respectivamente), (região semiárida $16,20 Wm^{-2}$ e $20,01 Wm^{-2}$, respectivamente), indicando larga dispersão dos pontos estimados por esses modelos em relação aos medidos em campo. É importante salientar que os modelos de Swinbank63 e IdsoJackson69 ajustados localmente para região semiárida apresentaram decréscimo no valor do coeficiente de determinação (0,23 e 0,25). As Figuras 7 e 8 comparam as estimativas obtidas pelos modelos de R_{La} parametrizados com valores medidos nas regiões em estudo em torno da reta 1:1.

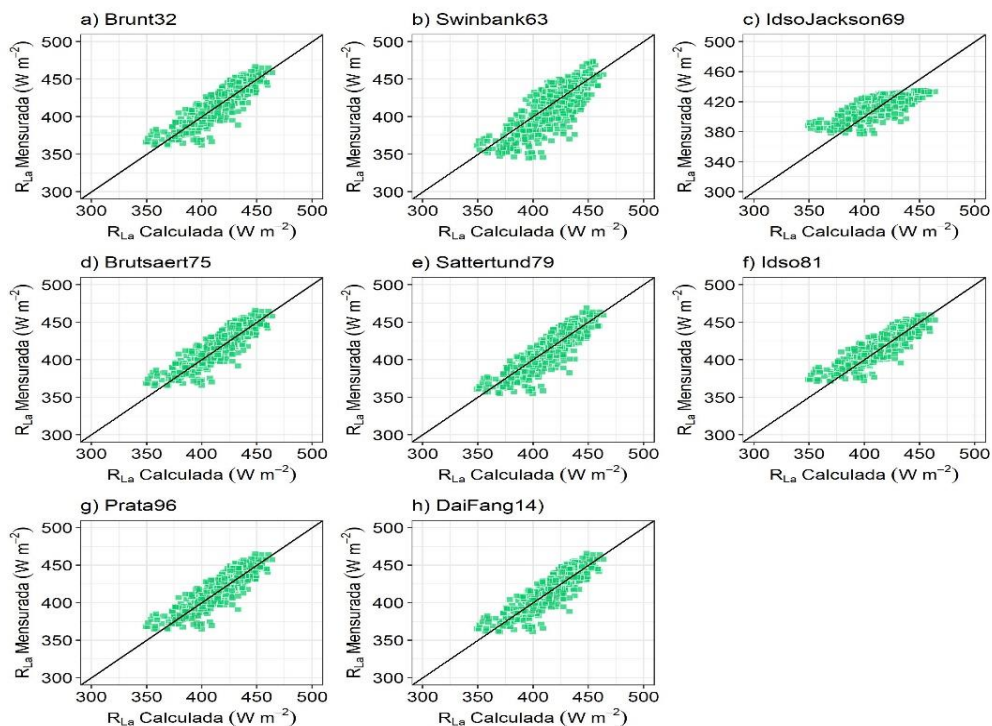


Figura 7. Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 após parametrização na região subúmida.

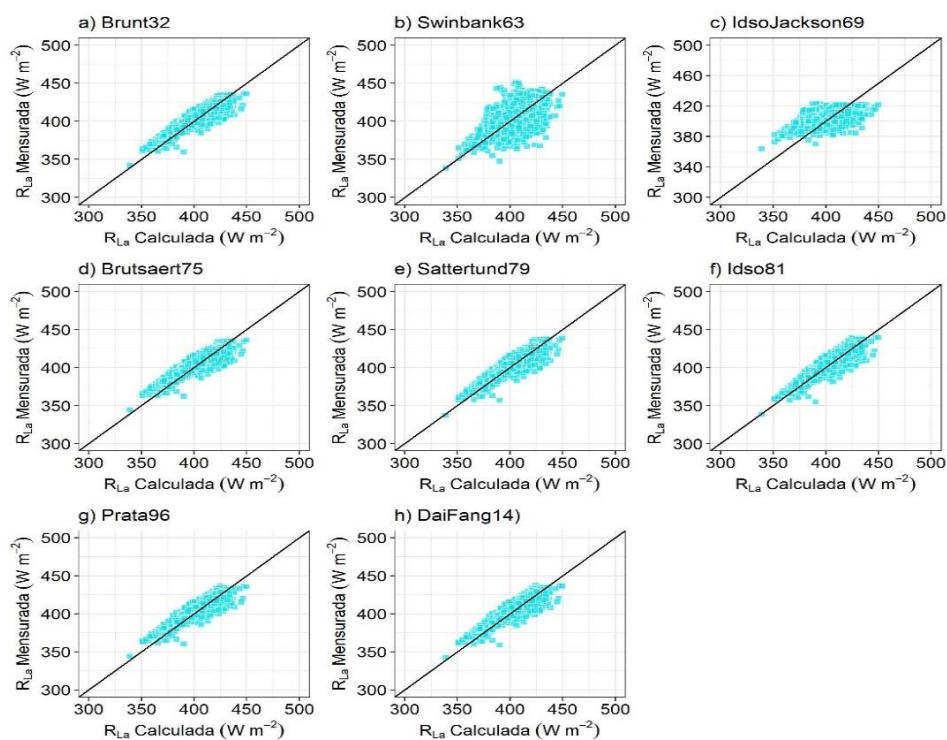


Figura 8. Comparação entre a R_{La} para céu claro medida e calculada pelos modelos a) Brunt32, b) Swinbank63, c) IdsoJackson69, d) Brutsaert75, e) Satterlund79, f) Idso81, g) Prata96 e h) DaiFang14 após parametrização na região semiárida.

Aguiar et al. (2010) em um estudo com modelos R_{La} para condições de céu claro realizado em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia observaram que os maiores erros ocorreram nos meses referentes à estação chuvosa (janeiro a março), indicando que os modelos não se ajustam bem a locais muito úmidos, como é o caso do sudoeste da Amazônia. Logo, quando ao se comparar os resultados dos modelos de R_{La} para condições de céu claro em ambas as regiões deste estudo, percebe-se que na semiárida os modelos tiveram melhores resultados.

O modelo de DaiFang14, que além da pressão atual de vapor d'água depende da pressão atmosférica como variável de entrada, subestimou os valores medidos em campo nas duas regiões em estudo. Contudo, após o ajuste local, os resultados melhoraram significativamente e o modelo pode ser classificado entre os melhores. É importante salientar que esses autores para elaboração do modelo utilizaram dados horários de diferentes regiões do mundo, inclusive do Brasil.

De maneira geral os modelos de R_{La} para condições de céu claro mostraram melhores resultados após a parametrização na região semiárida. Dessa maneira pode-se afirmar que a pressão atual de vapor d'água é variável de maior relevância para os estudos de estimativa da emissividade atmosférica quando comparada com a temperatura do ar. Tal afirmação pode ser embasada nos resultados obtidos nesse estudo, uma vez que Swinnbank63 e IdsoJackson69 tiveram os piores resultados para duas regiões com características diferentes. Além disso outros autores como Alados-Arboledas et al. (1995); Bilbao e Miguel (2007) e Carmona et al. (2014) verificaram que tais modelos apresentam ineficiência para modelagem de R_{La} .

Com base nos resultados obtidos pelos indicadores estatísticos, ranqueou-se os modelos de R_{La} para condições de céu claro conforme mostrado na Tabela 6.

Tabela 6. Ranqueamento dos modelos de céu claro na região subúmida e semiárida parametrização.

Região semiárida	Região subúmida
(1) Idso81	(1) DaiFang14
(2) DaiFang14	(2) Prata96
(3) Prata96	(3) Idso81
(4) Brunt32	(4) Brunt32
(5) Brutsaert75	(5) Brutsaert75
(6) Satterlund79	(6) Satterlund79
(7) IdsoJackson69	(7) IdsoJackson69
(8) Swinbnak63	(8) Swinbank63

Em ambas as regiões os modelos de Idso81, Prata96 e DaiFang14 oscilaram entre os melhores, os demais modelos tiveram o mesmo ranqueamento nas duas regiões. Para continuidade desse estudo utilizou-se o melhor modelo de R_{La} para condições de céu claro da região subúmida (Idso81) e semiárida (DaiFang14) para estimativa da R_{La} em condições de céu nublado.

5.2 MODELAGEM PARA CÉU NUBLADO

5.2.1 TESTE DOS MODELOS ORIGINAIS

Diversos trabalhos reportam estimativas de R_{La} para condições de céu nublado utilizando toda a série de dados, até mesmo quando o fator de nebulosidade é inferior a 0,05, ou seja, $c < 0,05$. Neste estudo optou-se não por incluir dados de céu claro nessa etapa, consoante a definição de céu claro e a existência de modelos exclusivos para essa condição. Para avaliar os modelos com seus coeficientes originais foram utilizados 3151 pares ordenados de dados na região subúmida e 1779 na semiárida. A Tabela 7 apresenta um resumo estatístico dos valores estimados pelos modelos de céu nublado com seus coeficientes originais comparados com os dados medidos em campo.

Tabela 7. Resumo estatístico dos modelos de R_{La} para condições de céu nublado com seus coeficientes originais na região subúmida e semiárida.

Modelos	EM (Wm^{-2})	EMA (Wm^{-2})	RMSE (Wm^{-2})	d	r^2	a	b (Wm^{-2})
Região subúmida (Cruz das Almas)							
MaykutChurch73	-7,99	14,47	17,72	0,77	0,43	0,61	172,30
Jacobs78	20,18	22,63	27,84	0,66	0,42	0,48	214,50
SugitaBrutsaert93	-15,63	18,74	22,31	0,68	0,38	0,61	171,70
Konzelmann94	-16,60	19,50	23,13	0,66	0,36	0,61	174,37
CrawfordDuchon99	0,00	11,50	14,40	0,81	0,45	0,71	122,84
Duarte06	33,96	34,26	38,19	0,57	0,46	0,52	184,11
Região semiárida (Guanambi)							
MaykutChurch73	0,93	13,89	18,66	0,86	0,55	0,81	73,63
Jacobs78	26,54	27,79	34,77	0,70	0,49	0,61	137,96
SugitaBrutsaert93	-9,10	13,73	17,10	0,86	0,79	1,18	-66,09
Konzelmann94	-8,53	13,95	17,32	0,86	0,70	1,17	-59,41
CrawfordDuchon99	11,36	14,96	20,03	0,83	0,62	0,95	8,40
Duarte06	38,66	38,74	42,94	0,63	0,59	0,74	76,49

Os modelos de Jacobs78 e Duarte06 quando testados com seus coeficientes originais apresentaram uma tendência de superestimativa dos dados medidos, uma vez que apresentaram elevados valores de EM. Acresce que se obteve para esses modelos os maiores valores de EAM e RMSE em ambas a regiões, indicando dispersão dos pontos em torno da reta de 1:1. Observou-se que os modelos MaykutChurch73, SuguitaBrutsaert93 e Konzelmann94 indicaram tendência de subestimativa dos dados medidos na região subúmida, enquanto o modelo de CrawfordDuchon99 que teve valor de 0 para EM não aponta nenhum tipo de tendência, como pode ser visto na Figura 9.

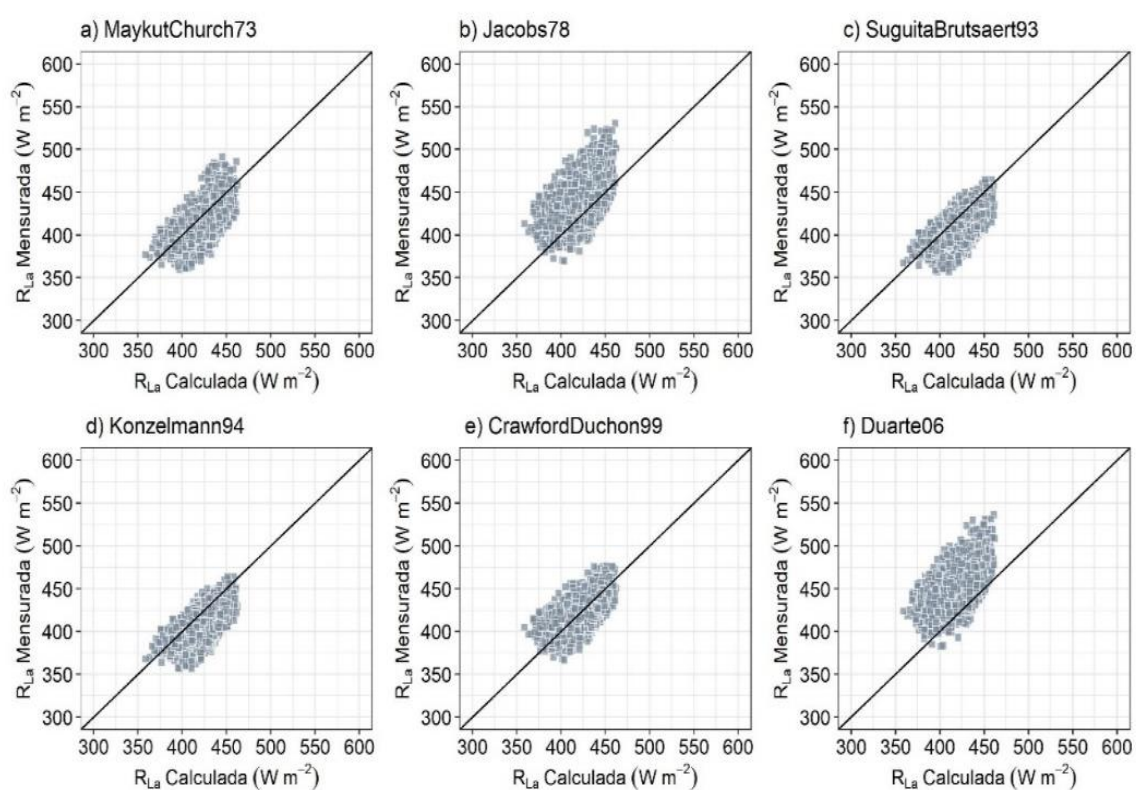


Figura 9. Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 originais na região subúmida.

Ao observar a Figura 10 destaca-se a dispersão dos pontos em torno da reta de 1:1, principalmente nos modelos Jacobs78 e Duarte06, estando de acordo com os valores de RMSE apresentados na Tabela 6, da ordem de $34,77 \text{ Wm}^{-2}$ e $42,94 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente. apresenta os modelos com resumo estatístico entre os valores medidos e aqueles estimados pelos modelos.

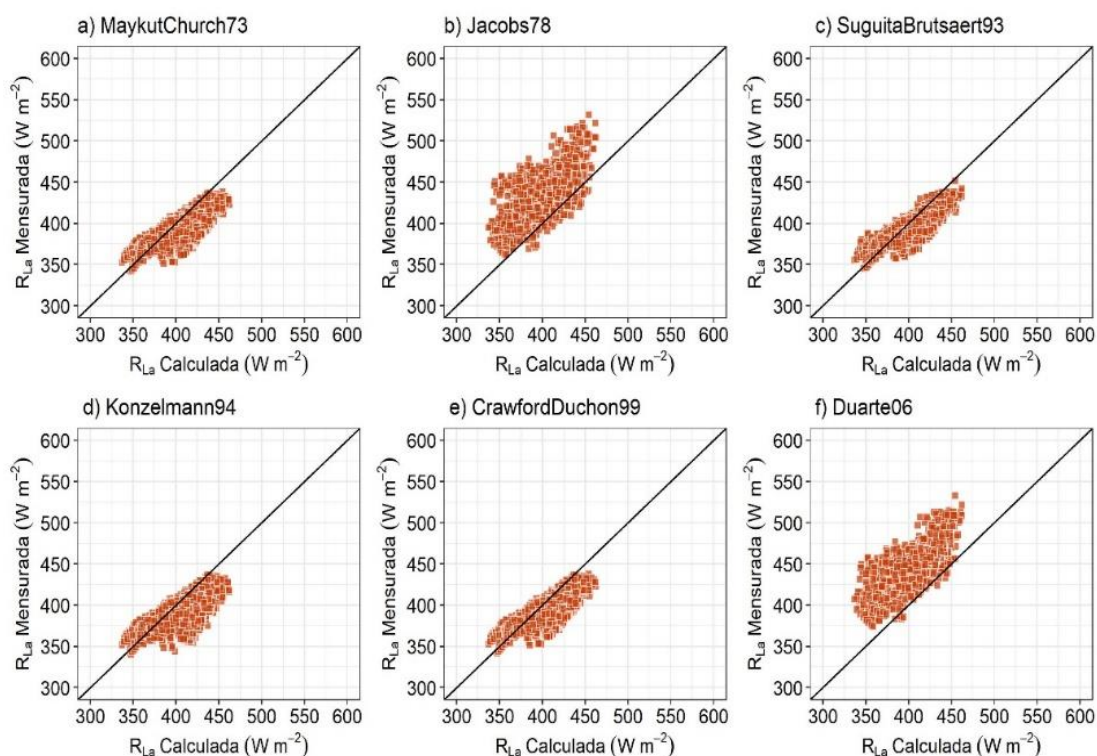


Figura 10. Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 originais região semiárida.

5.2.2 PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS

Para melhorar o desempenho dos modelos quando comparados com os dados estimados, calibrou-se os coeficientes localmente. A Tabela 8 apresenta os modelos com seus os novos coeficientes, para ambas as regiões.

Tabela 8. Modelos de R_{La} para condições de céu claro com os novos coeficientes obtidos após as parametrizações.

	Modelos parametrizados região subúmida	Modelos parametrizados região semiárida
MaykutChuch73	$R_{La} = \varepsilon_c(0,994 + 0,118c^{0,834})\sigma T_a^4$	$R_{La} = \varepsilon_c(0,968 + 0,103c^{0,431})\sigma T_a^4$
Jacobs78	$R_{La} = \varepsilon_c(1,001 + 0,117c)\sigma T_a^4$	$R_{La} = \varepsilon_c(1,002 + 0,788c)\sigma T_a^4$
SugitaBrutsaert93	$R_{La} = \varepsilon_c(0,994 + 0,118c^{0,834})\sigma T_a^4$	$R_{La} = \varepsilon_c(0,968 + 0,103c^{0,431})\sigma T_a^4$
Kolzemman94	$R_{La} = (\varepsilon_c(1 - c^{1,510}) + 0,988c^{1,425})\sigma T_a^4$	$R_{La} = (\varepsilon_c(1 - c^{4,326}) + 0,907c^{4,003})\sigma T_a^4$
CrawfordDuchon99	$R_{La} = (\varepsilon_c(0,999 - c) + c)\sigma T_a^4$	$R_{La} = (\varepsilon_c(0,971 - c) + c)\sigma T_a^4$
Duarte06	$R_{La} = \varepsilon_c(1 + 0,114c^{0,940})\sigma T_a^4$	$R_{La} = \varepsilon_c(1 + 0,108c^{1,036})\sigma T_a^4$

Após as parametrizações dos modelos, alguns deles apresentaram coeficientes iguais, como foi o caso de MaykutChurch73 e SugitaBrutsaert93. Em ambas as regiões esses modelos mostraram equações idênticas. O modelo de Jacobs78 mostrou coeficientes bem próximos dos modelos MaykutChurch73 e SugitaBrutsaert93. É importante salientar que os modelos de Jacobs78 e SugitaBrutsaert93 são oriundos de parametrizações do modelo de MaykutChurch73 e por isso convergiram para coeficientes semelhantes.

Tabela 9. Resumo estatístico dos s modelos de R_{La} para condições de céu nublado com seus coeficientes parametrizados na região subúmida e semiárida.

Modelos	EM (Wm^{-2})	EAM (Wm^{-2})	RMSE (Wm^{-2})	d	r^2	a	b (Wm^{-2})
Região subúmida (Cruz das Almas)							
MaykutChurch73	2,50	11,56	14,39	0,83	0,51	0,61	159,55
Jacobs78	2,53	11,59	14,41	0,83	0,51	0,61	159,85
SugitaBrutsaert93	2,50	11,56	14,39	0,83	0,51	0,61	159,55
Konzelmann94	2,38	10,85	13,67	0,84	0,51	0,67	137,96
CrawfordDuchon99	2,20	10,74	13,54	0,83	0,51	0,68	131,28
Duarte06	2,55	11,60	14,41	0,83	0,51	0,61	159,43
Região semiárida (Guanambi)							
MaykutChurch73	-1,93	10,81	13,08	0,93	0,81	1,21	-84,14
Jacobs78	-1,89	10,84	13,09	0,92	0,81	1,22	-90,78
SugitaBrutsaert93	-1,93	10,81	13,08	0,93	0,81	1,21	-84,14
Konzelmann94	-7,26	13,26	16,43	0,87	0,71	1,17	-64,22
CrawfordDuchon99	-2,32	12,44	16,07	0,88	0,68	1,12	-48,46
Duarte06	-1,65	10,85	13,08	0,92	0,81	0,66	130,60

Quando avaliados com os coeficientes ajustados localmente os modelos de céu nublado apresentaram resultados parecidos em ambas as regiões de estudo. Percebeu-se que em ambas as regiões os valores dos indicadores estatísticos pouco mudaram, com destaque para r^2 , a e b que foram iguais em alguns modelos, principalmente entre aqueles de mesma formulação matemática do MaykutChurch73 (Eq. 30), a exemplo dos modelos Jacobs78, SugitaBrutsaert93 e Duarte06. Enquanto os modelos mostraram uma tendência de superestimativa na região subúmida, observou-se na semiárida uma leve tendência de subestimativa, como pode ser visto nas Figuras 11 e 12.

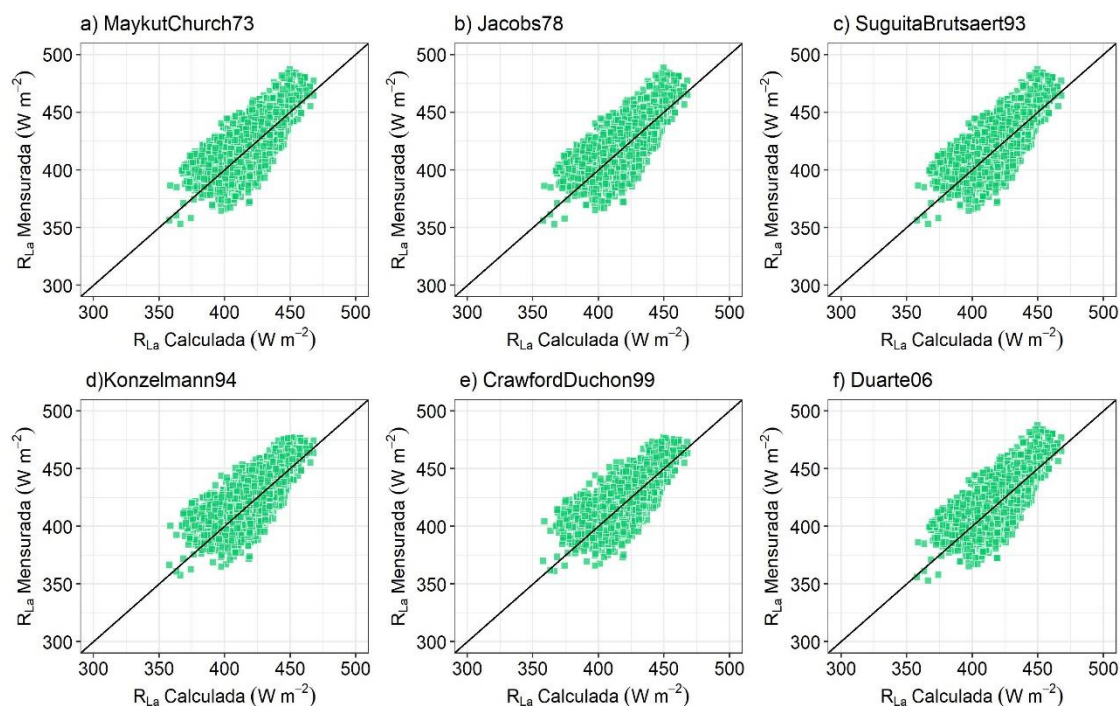


Figura 11. Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 após parametrização na região subúmida

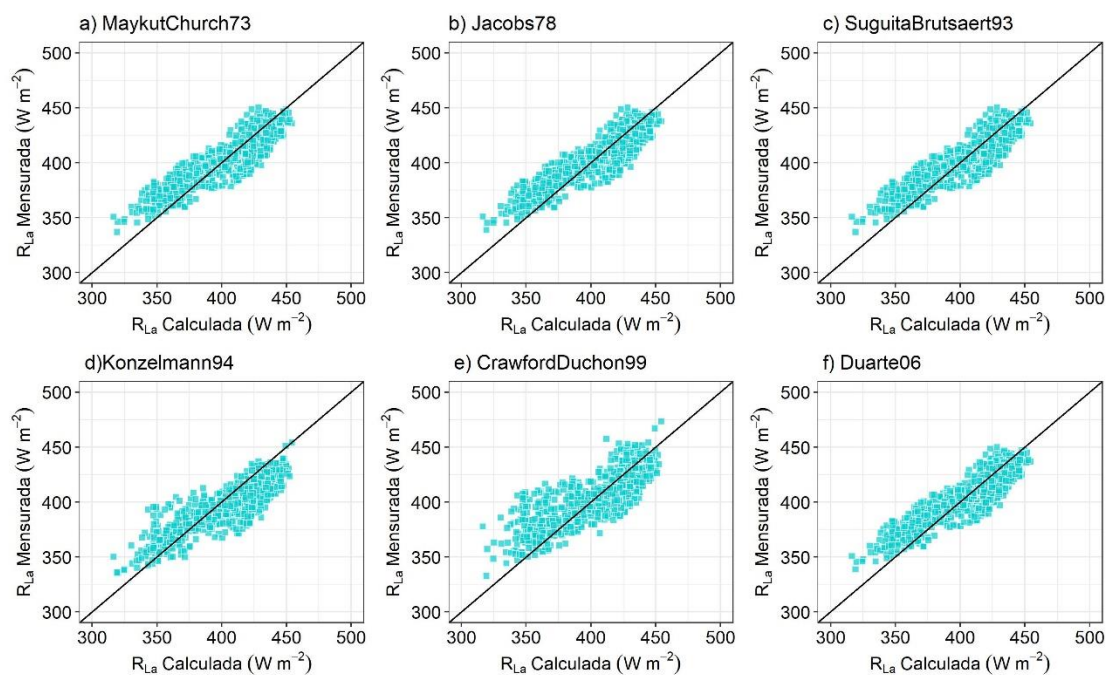


Figura 12. Comparação entre a R_{La} para céu nublado medida com aquela calculada pelos modelos a) MaykutChurch73, b) Jacobs78, c) SugitaBrutsaert93, d) Konzelmann94, e) CrawfordDuchon99 e f) Duarte06 após parametrização na região semiárida

Os resultados encontrados nesse estudo para o modelo de Konzelmann94 são melhores do que aqueles obtidos por Duarte et al. (2006), que ao estudar tal modelo na região de Ponta Grossa-PR durante o ano de 2003 e 2004, encontrou EM igual a $-28,61 \text{ Wm}^{-2}$, MAE igual a $30,312 \text{ Wm}^{-2}$, RMSE igual a $38,047 \text{ Wm}^{-2}$ e $r^2 = 0,77$, tendo sido classificado como um dos piores modelos dentre aqueles estudados. Ainda nesse trabalho Duarte et al. (2006) destacaram o modelo SugitaBrutsaert93 com EM de $-32,202 \text{ Wm}^{-2}$, MAE igual a $33,791 \text{ Wm}^{-2}$, RMSE igual a $42,425 \text{ Wm}^{-2}$ e $r^2 = 0,71$, sendo o considerado o modelo de pior desempenho entre aqueles estudados.

Alados et al. (2012) realizaram estudos na Espanha (Almería) e França (Palaiseau) entre 2001 e 2003, e observaram que em ambos os locais o modelo de CrawfordDuchon99 apresentaram resultados semelhantes, tendo em vista que os valores de EM próximo foram próximo de 0 e RMSE próximo de 23 Wm^{-2} . Os autores ressaltaram que esses resultados são consideráveis porque o modelo de CrawfordDuchon99 não possui nenhum coeficiente em sua expressão, sendo capaz de garantir ótimos resultados sem calibração prévia sob diferentes condições climáticas. Outros estudos que abordaram modelos de céu nublado tiveram melhores resultados para CrawfordDuchon99, como Choi et al. (2008) que utilizando dados coletados no centro da Flórida entre 01/01/2004 e 31/12/2005 obteve EM próximo de 0, RMSE médio de 13 Wm^{-2} e $r^2 = 0,90$. Esses autores recomendaram o modelo de CrawfordDuchon99 para aquela região.

Os resultados obtidos mostram que as condições climáticas de cada região interferem no desempenho dos modelos, uma vez que se utilizou a mesma metodologia e conjunto de instrumentos simultaneamente para ambos os lugares. As diferenças climáticas entre as regiões podem ser observadas no desempenho dos modelos de céu nublado após o ajuste local dos modelos onde não houve melhora nos indicadores estatísticos, enquanto na região semiárida tais modelos apresentaram resultados satisfatórios após o ajuste. Acredita-se que essas diferenças sejam por conta das ocorrências de precipitações pluviométricas na região subúmida durante a época da pesquisa. A fração de cobertura de nuvens foi um fator decisivo para a qualidade dos resultados obtidos.

A Tabela 10 apresenta o ranqueamento dos modelos de R_{La} para condições de céu nublado após as parametrizações em ambas as regiões.

Tabela 10. Ranqueamento dos modelos de céu nublado na região subúmida e semiárida parametrização.

Região subúmida	Região semiárida
(1) MaykutChurch73	(1) MaykutChurch73
(2) SugitaBrutsaert93	(2) SugitaBrutsaert93
(3) Jacobs78	(3) Jacobs78
(4) Duarte06	(4) Duarte06
(5) CrawfordDuchon99	(5) CrawfordDuchon99
(6) Kolzemman94	(6) Kolzemman94

Os modelos de céu nublado tiveram o mesmo ranqueamento em ambas as regiões. Contudo, a região semiárida mostrou melhores resultados quando comparada com a subúmida, ao analisar o coeficiente d de Willmott, r^2 , a e b , percebe-se que a região semiárida tem resultados ligeiramente melhores. O modelo de MaykutChurch73 devido apresentar o melhor desempenho em ambas as regiões, foi utilizado para o desenvolvimento dos novos modelos quando baseados na Eq. 43.

5.3 PROPOSTA DE NOVOS MODELOS

Dois novos modelos foram propostos para estimar a R_{La} independente da condição de céu em cada uma das regiões e, para testá-los, considerou-se as seguintes situações: (1) dados em condições de céu claro, (2) dados em condições de céu nublado e (3) dados em todas as condições do céu. A seguir são apresentadas duas equações para estimar a R_{La} na região subúmida.

Modelo 1 proposto para a região subúmida (SU1)

$$R_{La} = [(0,712 + 5,765 \cdot 10^{-3} e_a + 1,193 \cdot 10^{-3} UR_x - 6,993 \cdot 10^{-4} UR_n)] [1 + 0,22c^{2,75}] \sigma T^4 \quad (43)$$

Modelo 2 proposto para a região subúmida (SU2)

$$R_{La} = [(0,732 + 3,192 \cdot 10^{-3} e_a + 1,365 \cdot 10^{-4} 7UR_x - 2,005 \cdot 10^{-4} UR_n + 8,013 \cdot 10^{-2} c)] \sigma T^4 \quad (44)$$

em que e_a é expresso em hPa, UR_x e UR_n em porcentagem.

Para o desenvolvimento do modelo SU1 foram utilizados 925 pares ordenados de céu claro enquanto para o SU2 usaram-se 4334 pares ordenados de ambos céu claro e nublado.

Tabela 11. Resumo estatístico dos dois modelos de radiação de onda longa atmosférica para a região subúmida (Cruz das Almas)

Condições de céu	Modelos	EM (Wm ⁻²)	EAM (Wm ⁻²)	RMSE (Wm ⁻²)	d	r ²
Céu claro N = 890	SU1	-2,051	7,707	10,145	0,90	0,720
	SU2	-2,544	8,238	10,820	0,87	0,720
	ldso81	0,002	7,544	9,810	0,91	0,728
Céu nublado N = 3151	SU1	-7,327	13,713	16,753	0,763	0,410
	SU2	-2,325	10,611	13,100	0,801	0,500
	MaykutChurch73	5,308	13,422	16,501	0,789	0,430
Todas as condições N = 4041	SU1	6,165	12,390	15,540	0,80	0,46
	SU2	2,373	10,080	12,634	0,82	0,55

N = tamanho da amostra

O primeiro teste mostrou que os dois novos modelos, quando aplicados em dados de céu claro na região subúmida, apresentaram resultados satisfatórios, sendo que o SU1 foi ligeiramente melhor que SU2. No entanto ldso81 apresentou melhor concordância d (0,91) e r^2 (0,72) e menores erros para RMSE (9,810 Wm⁻²), EM (0,02 Wm⁻²). É importante salientar que para desenvolver o modelo SU1 utilizaram-se apenas dados de céu claro. Então é coerente que nesse teste tal modelo apresente melhor desempenho que SU2.

No segundo teste SU1 e MaykutChurch73 tiveram resultados semelhantes, enquanto SU2 foi ligeiramente melhor que ambos, com EM = 2,325 W m⁻², RMSE = 13,100 Wm⁻², d = 0,801 e r^2 = 0,50.

Finalmente testamos os dois modelos desenvolvidos para todas as condições de céu na região subúmida com base em 4041 pares ordenados de céu claro e nublado. O SU2 foi ligeiramente melhor que o SU1, com r^2 = 0,55, d = 0,82, EM = 2,373 Wm⁻² e RMSE 12,634 Wm⁻². No geral esse modelo teve resultados inferiores em relação aos modelos de céu claro e superiores aos de céu nublado ajustados localmente, sendo assim SU2 pode ser recomendado para estimar a R_{La} sob condições de céu nublado.

Assim como na região subúmida, desenvolveram-se dois modelos para região semiárida (SA1 e SA2). Para desenvolver SA1 o usamos 814 amostras de céu claro

com o objetivo de calibrar os coeficientes dentro de ε_c , enquanto o SA2 que contemplou tanto amostras de céu claro como de céu nublado utilizamos 1319 linhas de dados.

$$R_{La} = [(0,725 + 7,049 \cdot 10^{-3}e_a + 2,819 \cdot 10^{-4}UR_x - 2,408 \cdot 10^{-4}UR_n)][1 + 0,22c^{2,75}] \sigma T^4 \quad (43)$$

$$R_{La} = [(0,681 + 9,639 \cdot 10^{-3}e_a + 9,047 \cdot 10^{-4}7UR_x - 1,278 \cdot 10^{-3}UR_n + 8,550 \cdot 10^{-2}c)] \sigma T^4 \quad (44)$$

Tabela 12. Resumo estatístico dos modelos de radiação de onda longa atmosférica para condições de céu nublado após a parametrização

Condições de céu	Modelos	EM (Wm ⁻²)	MAE (Wm ⁻²)	RMSE (Wm ⁻²)	d	r ²
Céu claro N = 1492	SA1	-0,273	5,900	7,770	0,942	0,820
	SA2	-0,680	6,709	8,559	0,931	0,820
	DaiFang14	-0,36	5,910	7,79	0,940	0,820
Céu nublado N = 1779	SA1	1,014	13,875	18,678	0,857	0,550
	SA2	1,380	10,729	13,538	0,925	0,750
	MaykutChurch73	1,825	14,116	18,980	0,845	0,520
Todas as condições N = 3271	SA1	0,427	10,238	14,741	0,880	0,610
	SA2	0,440	8,896	11,537	0,929	0,750

N = tamanho da amostra

O primeiro teste mostrou que o modelo SA1 foi ligeiramente melhor que os demais modelos, com EM = -0,273 Wm⁻², RMSE = 7,770 Wm⁻² e r² = 0,82. Tal resultado faz sentido, uma vez que esse modelo foi desenvolvido apenas com dados de céu claro. No segundo teste, o SA2 teve os melhores resultados com EM = 1,380 Wm⁻², EAM = 10,730 Wm⁻², RMSE = 13,538 Wm⁻², d = 0,925 e r² = 0,75. Vale ressaltar que o SA1 foi ligeiramente melhor que MaykutChurch73.

Por fim, testamos SA1 e SA2 para todas as condições de céu por meio de uma amostra de dados de tamanho 3271, onde SA2 foi superior a SA1, uma vez que teve menores indicativos de para EM, MAE e RMSE além de concordância de Willmott d = 0,92 e com r² de 0,75.

6. CONCLUSÕES

A pressão atual de vapor d'água é uma variável de maior relevância para os modelos de estimativas da radiação de onda longa atmosférica R_{La} ao nível da superfície quando comparada com a temperatura absoluta do ar.

As condições de climáticas das regiões influenciaram diretamente nos resultados.

As parametrizações dos modelos melhoraram os dos mesmos.

Os modelos de estimativa de R_{La} para céu claro e nublado mostraram melhores resultados para região semiárida.

Os modelos de R_{La} para condições de céu nublado tiveram o mesmo ranqueamento em ambas as regiões.

Os novos modelos de desenvolvidos para estimar a R_{La} para qualquer condição de céu na região subúmida (SU1 e SU2) não mostraram bons ajustes. Já os modelos desenvolvidos para a região semiárida tiveram melhores resultados, principalmente SA2.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, L. J. G. et al. Estimativa da Radiação de Onda Longa Atmosférica em Áreas de Floresta e de Pastagem no Sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 215 - 224, 2011.
- AGUILAR, J. L.C. et al. A method to measure total atmospheric long-wave downwelling radiation using a low-cost infrared thermometer tilted to the vertical. **Energy**, v. 81, p. 233-244, 2015.
- AHRENS, C. D. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. Belmont, CA: Brooks/Cole, 2009. 621 p.
- ALADOS-ARBOLEDAS, L.; VIDA, J.; OLMO, F. J. The estimation of thermal atmospheric radiation under cloudy conditions. **International Journal of climatology**, v. 15, n. 1, p. 107-116, 1995.
- ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; ALADOS, A. L. Estimation of downwelling longwave irradiance under all-sky conditions. **International journal of climatology**, v. 32, n. 5, p. 781-793, 2012.
- ALLEN, R.G. Assessing integrity of weather data for reference evapotranspiration estimation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 122, n. 2, p. 97-106, 1996.
- ALMEIDA, O. A. **Informações meteorológicas do CNP-Mandioca Fruticultura Tropical**. Cruz das Almas, BA: EMBRAPA - CNPMF. 35 p. EMBRAPA - CNPMF. Documentos, 34, 1991.
- ANDRADE, A. M. D. **Estimativa da radiação de ondas longas incidente na Amazônia**: uma análise espectral. 2016. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, Campina Grande - 2016.
- ANDREAS, E. L.; ACKLEY, S. F. On the Differences in Ablation Seasons of Arctic and Antarctic Sea Ice. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 440-447, 1982.
- ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. **Smithsonian Miscellaneous Collection**, v. 65, p. 1-159, 1918.
- AUBINET, M. Longwave sky radiation parametrizations. **Solar Energy**, v. 53, p. 147-154, 1994.
- BAPTISTA, W. A.; OLIVEIRA, L. M. Atributos climáticos do estado da Bahia. Salvador: SEI-Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia. **Série Estudos e Pesquisas**, v. 38, 85p, 1998.
- BÁRBARO, E. et al. Observational Characterization of the Downward Atmospheric Longwave Radiation at the Surface in the City of São Paulo. **Journal Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, p. 2574-2590, 2010.

BARBOSA, H. M. J. Vapor de água da atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas. **Revista USP**, v. 103, p. 67-80, 2014.

BIGNAMI, F. et al. Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, p. 2501-2514, 1995.

BILBAO, J.; DE MIGUEL, A. H. Estimation of daylight downward longwave atmospheric irradiance under clear-sky and all-sky conditions. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 6, p. 878-889, 2007.

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

BLAIR, T. A. **Meteorologia**. Rio de Janeiro: Centro de Publicações Técnico de Aliança, 1964.

BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 58, p. 389-420, 1932.

BRUTSAERT, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v. 11, p. 742-744, 1975.

CARMONA, F.; RIVAS, R.; CASELLES, V. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 115, p. 281-295. 2014.

CARRILHO, F. J. S. et al. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. **Revista Monografias Ambientais**, v. 12, p. 2734-2748, 2013.

CHOI M; JACOBS J.M, KUSTAS W.P. Assessment of clear and cloudy sky parameterizations for daily downwelling longwave radiation over different land surfaces in Florida. 2008 USA Geophys Res Lett 35: L20402. doi:10.1029/2008GL035731

CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J. Improved solar radiation assessment by satellite using cloud classification. In: Smith, W. L.; Timofeyev, Y. M. (eds.) Currents problems in atmospheric radiation. [S. I.]: A. **Deepak Publishing**, p. 60-63, 2001.

CRAWFORD, T. M.; DUCHON, C.E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling long-wave radiation. **J Appl Meteorol**, v. 38, p. 474-480, 1999.

CURADO, L. F. A. **Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no Pantanal Mato-Grossense**. 2011. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental). Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

DAI, Q.; FANG, X. A simple model to predict solar radiation under clear sky conditions. **Advances in Space Research**, v. 53, n. 8, p. 1239-1245, 2014.

DUARTE, H.F.; DIAS N.L.; MAGGIOTTO, S.R. Assessing daytime downward long-wave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agric For Meteorol**, v.139p. 171-181, 2006.

ECHER, MP Souza; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 3, p. 341-352, 2006.

ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. N.; DAL PAI, A.; MARTINS, D.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; BÁRBARO, E. W. Evolução diurno-noturna da radiação de onda longa atmosférica (LW) horária em Botucatu/SP/Brasil. **Anais [...]**. Congresso Argentino de Meteorologia, 10, e Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, 13, Buenos Aires, Argentina, 2009.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de radiação da soja em região subtropical do Brasil. **Pesq. Agropec. Bras.** v. 26, n. 3, p. 411-418, 1991.

GRÖBNER, J. et al. Effective atmospheric boundary layer temperature from longwave radiation measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, 2009.

IDSO, S. B.; JACKSON, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v.74, n. 23, p. 5397-5403, 1969.

IDSO, S.B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 mm and 10.5 to 12.5 mm thermal radiation from cloudless skies. **Water Resour Res**, v. 17, p. 295-304, 1981.

IZIOMON, M.G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: measurement and parameterization. **J Atmos Sol-Terr Phy**, v. 65, p. 1107-1116, 2003.

JACOBS, J. D. Radiation climate of Broughton Island. In: Barry RG, Jacobs JD (eds) **Energy budget studies in relation to fast-ice breakup processes in Davis Strait**. Inst. of Arctic and Alp. Res. Occas. Paper no. 26. University of Colorado, Boulder, p. 105-120, 1978.

KEY, Jeffrey R.; SCHWEIGER, Axel J. Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet. **Computers & Geosciences**, v. 24, n. 5, p. 443-451, 1998.

KNEIZYS, F.X.; SHETTLE, E.P.; ABREU, L.W, CHETWYND, J.H.; ANDERSON, G.P.; GALLERY, W.O; SELBY, J.E.A, CLOUGH, S.A; **1988 Users Guide to LOWTRAN7**. Environmental Research Papers. 1010 AFGL-TR-88-0177 the environment. Belmont, CA: Brooks/Cole, 621p. 2009.

KONZELMANN, T.; VAN DE WAL, R. S. W.; GREUCELL, W.; BINTANJA, R.; HENNEKEN, E. A. C; ABE-OUCHI, A. Parameterization of global and longwave

incoming radiation for the Greenland Ice Sheet. **Glob Planet Chang**, v. 9, p. 143-164, 1994.

KRUK, N. S.; VENDRAME, I. F.; ROCHA, H. R.; CHOU, S. C.; CABRAL, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 115-123, 2010.

LHOMME, J. P.; VACHER, J. J.; ROCHETEAU, A. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 145, n. 3-4, p. 139-148, 2007.

LIOU, K.; N. An Introduction to Atmospheric Radiation. **Academic Press**, 392 p. 1980.

LOPES JÚNIOR, José Marcelo. **Parametrização de modelos de radiação de onda longa atmosférica e balanço de radiação de ondas longas durante a estação chuvosa em área de Mata Atlântica no estado de Alagoas**. 2019. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Ciências Atmosféricas, Programa de Pós Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2019.

MAYKUT, G.A.; CHURCH, P.F. Radiation climate of Barrow, Alaska, 1962–66. **J Appl Meteorol**, v. 12, p. 620-628, 1973.

MENDONÇA, E. D.; CAMPELO JÚNIOR, J. H.; PRIANTE FILHO, N. Estimativa de emissividade atmosférica em Santo Antônio do Leverger – MT. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.4, p. 63-71, 1996.

NOGUEIRA, J. S.; LIMA, E. A. **Coletânea física ambiental I**. Vol. 1. Ed. Baraúna, São Paulo. 277p. 2011.

R Core Team (2019). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.

PATRIOTA, M. R.; SILV, B. B.; RODRIGUES, C.F.;CHEBLY, S.B Evaluation of the atmospheric longwave radiation models estimated in Brasília–DF. *Journal of Hyperspectral Remote Sensing* v, v. 7, n. 7, p. 423-431, 2017.

PRATA, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 1127–1151, 1996.

RÄDEL, G.; SHINE, K. P.; PTASHNIK, I. V. Global Radiative and Climate Effect of the Water Vapour Continuum at Visible and Near-Infrared Wavelengths. **Q. J. R. Meteorol. Society**, v. 141, p. 727-738, 2015.

RICCHIAZZI, P.; YANG, S.; GAUTIER, C.; SOWLE, D. SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2101-2114, 1998.

SANTOS, C. A. C.; SILVA, B. B.; RAO, T. V. R.; SATYAMURTY, P.; MANZI, A. O. Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 443-450, 2011.

SATTERLUND, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**, v. 15, n. 6, p. 1649-1650, 1979.

SATYAMURTY, V. V. LAHIRI, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**, v. 48, n.1, p.7-14, 1992.

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. The University of Chicago Press, Chicago. 1965. 272p, 1979.

SNELL, H.E.; ANDERSON, G.P; WANG, J.; MONCET, J.L. CHETWYND JR, J.H.; ENGLISH, S.J. Validation of FASE (FASCODE for the Environment) and MODTRAN3: updates and comparisons with clear-sky measurements. Proceedings of SPIE – **The International Society for, Optical Engineering**. 194-204, 1995.

SOBRINHO, F. J. C. **Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado mato-grossense**. 2011 (Tese de Doutorado em Física Ambiental) Universidade Federal do Mato Grosso, Instituto de Física, Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2011.

SOUZA, M. P. E.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n. 3, p. 341-352, 2006.

SRIDHAR. V.; ELLIOTT, R.L. On the development of a simple downwelling long-wave radiation scheme. **Agric For Meteorol**, v. 11, p. 237-243, (2002).

SUGITA, M.; BRUTSAERT, W. Cloud effect in the estimation of instantaneous downward long-wave radiation. **Water Resour Res**, v. 29, p. 599-605, 1993.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** v. 89, p. 339-348, 1963.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Belo Horizonte: Imprensa Universitária, 449p, 1991.

VISWANADHAM, Y.; RAMANADHAM, R. Surface energy balance at a tropical station. **Pure and Applied Geophysics**, v. 81, p. 279-312, 1970.

VON RANDOW, R. C. S.; ALVALÁ, R. C. S. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 398-412, 2006.

WANG, K.; LIANG, S. An improved method to estimate global evapotranspiration based on the determination of surface network radiation satellites, vegetation index,

temperature and soil moisture. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 4, p. 712-727, 2008.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, J. J.; FEDDEMA, K. M.; KLINK, D. R. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, 90, p. 8995 - 9005, 1985.

WRIGHT, J. Emisividad infrarroja de la atmosfera medida em Heredia, Costa Rica. **Top. Meteor. Oceanog.** v. 6, n. 1, p. 44–51, 1999.