

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"

FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS

CÂMPUS BOTUCATU

**MODELOS DE ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA EM
FUNÇÃO DA TEMPERATURA, UMIDADE E DOS ÍNDICES
RADIOMÉTRICOS K_t E K_d PARA BOTUCATU-SP**

ENZO DAL PAI

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutor
em Agronomia (Energia na Agricultura).

BOTUCATU-SP

Maio - 2014

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"

FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS

CÂMPUS BOTUCATU

**MODELOS DE ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA EM
FUNÇÃO DA TEMPERATURA, UMIDADE E DOS ÍNDICES
RADIOMÉTRICOS K_t E K_d PARA BOTUCATU-SP**

ENZO DAL PAI

Orientador: Prof. Dr. João Francisco Escobedo

Tese apresentada à Faculdade de Ciências
Agronômicas da UNESP - Campus de
Botucatu, para obtenção do título de Doutor
em Agronomia (Energia na Agricultura).

BOTUCATU-SP

Março – 2014

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA SEÇÃO TÉCNICA DE AQUISIÇÃO E TRATAMENTO DA INFORMAÇÃO - SERVIÇO TÉCNICO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - UNESP - FCA - LAGEADO - BOTUCATU (SP)

Dal Pai, Enzo, 1982-
D149m Modelos de estimativa da radiação atmosférica em função da temperatura, umidade e dos índices radiométricos Kt e Kd para Botucatu - SP / Enzo Dal Pai. - Botucatu : [s.n.], 2014
xii, 66 f. : ils. color., grafs., tabs.

Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 2014
Orientador: João Francisco Escobedo
Inclui bibliografia

1. Radiação atmosférica. 2. Radiação solar. 3. Radiômetro - Agricultura. I. Escobedo, João Francisco. II. Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" (Campus de Botucatu). Faculdade de Ciências Agrônômicas. III. Título.

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA "JÚLIO DE MESQUITA FILHO"

FACULDADE DE CIÊNCIAS AGRONÔMICAS

CAMPUS DE BOTUCATU

CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO: "MODELOS DE ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA EM
FUNÇÃO DA TEMPERATURA, UMIDADE E DOS ÍNDICES
RADIOMÉTRICOS K_t E K_d PARA BOTUCATU-SP"

ALUNO: ENZO DAL PAI

ORIENTADOR: PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

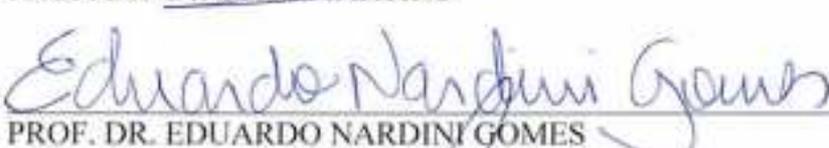
Aprovado pela Comissão Examinadora



PROF. DR. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO



PROF. DR. DINIVAL MARTINS



PROF. DR. EDUARDO NARDINI GOMES



PROF. DR. VLADIMIR ELODORO COSTA



PROF. DR. OSMAR DELMANTO JUNIOR

Data da Realização: 09 de maio de 2014.

Oferecimento

Ofereço este trabalho de tese de doutorado aos meus queridos pais Vitalino (*in memoriam*) e Francisca que sempre prezaram por uma boa educação, acreditando sempre em meu potencial e ensinando-me os verdadeiros valores da vida.

Agradecimentos

Expresso meus sinceros agradecimentos às seguintes pessoas que, de uma forma ou de outra, tiveram uma contribuição significativa na realização deste trabalho:

Ao professor João Francisco Escobedo pela oportunidade oferecida e pelos valiosos conselhos prestados em minha formação.

A todos os professores da UNESP-FCA.

A todos os funcionários da UNESP-FCA.

Às funcionárias da seção de pós-graduação e da Biblioteca da FCA que com paciência prestaram valorosas informações no decorrer do curso.

Ao meu grande e querido amigo Eduardo Nardini Gomes.

Ao meu amigo Pedro.

Aos colegas Érico, Thiago, Douglas, Fábio, Luiz (Junior), Adilson, Ricardo, Cícero, Maurício e Lucas.

Aos meus queridos irmãos Emílio e Alexandre que por serem pessoas grandiosas inspiraram-me a ser uma pessoa melhor.

Aos meus amigos Danilo e Anderson (Buiu) por sempre me acompanharem nos bons e maus momentos da vida.

Ao meu amigo e conselheiro Renato.

A todos meus amigos, os presentes e os que infelizmente já se foram, do Bar do Aduauto Barreiros e da AMUB, que mostraram-me que o conhecimento acadêmico é engrandecido pela sabedoria da experiência de vida.

À minha banda, os Koifet's, por proporcionarem momentos artísticos inspiradores no decorrer do desenvolvimento deste trabalho.

E a CAPES pelo auxílio financeiro ao grupo de Radiometria Solar de Botucatu-SP

SUMÁRIO

	Página
RESUMO.....	1
SUMMARY.....	3
1 INTRODUÇÃO.....	5
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	8
2.1 Radiação Solar.....	8
2.2 Índices Radiométricos K_t e K_d	9
2.3 Balanço de energia.....	11
2.4 Irradiância de onda longa atmosférica $I_{LW\downarrow}$	13
2.5 Modelos paramétricos clássicos de $I_{LW\downarrow}$	15
2.6 Parametrização dos modelos clássicos para qualquer cobertura de céu.....	19
3 METODOLOGIA.....	21
3.1 Caracterização do clima local.....	21
3.2 Instrumentação e medidas.....	25
3.3 Validação.....	27
3.3.1 Indicativos estatísticos.....	27
3.3.2 Validação dos modelos dependentes da temperatura e umidade (Modelos 1 e 3).....	29
3.3.3 Validação dos modelos com base em K_t e K_d (Modelo 2).....	29
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	32

4.1 Modelos clássicos para dias de céu claro.....	32
4.1.1 Modelos clássicos para a estimativa de $I_{LW\downarrow}$: ajuste de parâmetros para Botucatu	32
4.1.2 Modelos clássicos para a estimativa de $I_{LW\downarrow}$: modelo proposto para Botucatu.....	36
4.2 Estimativa da LW a partir dos índices radiométricos K_t e K_d	39
4.2.1 Análise Climática das Radiações LW, G e d na superfície terrestre.....	39
4.2.2 Correlação Anual de $H^h_{LW\downarrow}$ em função de K_t e K_d	43
4.2.3 Validação do modelo de estimativa de $H^h_{LW\downarrow}$ em função das ondas curtas.....	48
4.3 Modelos clássicos para a estimativa de LW para todas as coberturas de céu.....	52
4.3.1 Parametrização de Modelos clássicos para a estimativa de $LW\downarrow$ para todas as coberturas de céu em Botucatu.....	52
4.3.2 Modelo proposto para Botucatu com base nos modelos clássicos e nos Índices K_t e K_d para qualquer cobertura de céu.....	54
5 CONCLUSÕES.....	58
6 REFERÊNCIAS.....	60

LISTA DE QUADROS

	Página
1 Coeficientes dos modelos empíricos de Brunt (1932), Swinbank (1963) e Brutsaert (1975), ajustados às medidas realizadas no Brasil.....	17
2 Equações de alguns modelos de estimativa de $I_{LW\downarrow}$ clássicos, com sua respectiva numeração para este trabalho, Autores e ano da publicação.....	18
3 Coeficientes dos Modelos clássicos originais, seguindo a mesma numeração da Tabela 2.....	18
4 Coeficientes do Modelo de Bárbaro (2010).....	19
5 Apresentação dos meses de um ano teórico ideal montado com as médias mensais mais próximas da média total.....	30
6 Apresentação dos meses de um ano teórico atípico montado com as médias mensais mais distantes da média total.....	30
7 Equações dos modelos clássicos com seus autores e respectiva numeração.....	33
8 Coeficientes dos Modelos clássicos originais e ajustados para Botucatu, com seus respectivos coeficientes de determinação R^2	33
9 Coeficientes do Modelo de Bárbaro (2010) original e adaptados para Botucatu.....	34
10 Variações dos coeficientes empíricos dos modelos paramétricos clássicos.....	34
11 Estatística das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h horária de 2000 a 2006.....	42
12 Equações de Estimativa Sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_t	46
13 Equações de Estimativa Sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_d	46

14 Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}$ estimada pelo modelo estatístico com base em K_t (regressão linear) com valores do ano ideal e do ano atípico.....	49
15 Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}$ estimada pelo modelo estatístico com base em K_d (regressão linear) com valores do ano ideal e do ano atípico.....	49
16 Valores de MBE e RMSE dos modelos gerados com base nos modelos clássicos com modelos gerados com base em ondas curtas. (Validação feita com o ano de 2013: média de LW observada=320,74W/m ²).....	56

LISTA DE FIGURAS

	Página
1 Fluxos componentes do balanço de energia.....	12
2 (a, b, c,) Séries climáticas da temperatura, umidade relativa, nebulosidade e precipitação, do período de 1970 a 2000 em Botucatu. A Figura 2d. mostra a serie de concentração de aerossóis de 2000 a 2005, obtido pelo satélite TERRA.....	22
3 Período de realização das medidas utilizadas na geração dos modelos e em suas respectivas validações.....	27
4 Comparação das temperaturas médias mensais do período da geração do modelo com o ano de 2013.....	38
5 Evoluções das radiações H_{SW}^h , $H_{LW\downarrow}^h$ e H_{DIF}^h do período de 2000 a 2006.....	40
6 a. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ em função do índice de claridade Kt; b. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ em função do índice de claridade Kt em intervalo centesimal c. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ médios em função do índice Kd d. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ em função do índice Kd em intervalo centesimal.....	43
7 Relação da $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kt e Kd nos meses de maior umidade (janeiro) e menor umidade relativa do ar (agosto).....	45
8 Modelo anual e modelos sazonais em função de Kt e Kd. A linha reforçada representa o modelo anual total enquanto as linhas numeradas representam as estações do ano: 1- Primavera; 2- Verão; 3- Outono; 4- Inverno.....	47
9 Comparação das radiações médias horárias $H_{LW\downarrow}^h$ estimadas pelo modelo experimental anual (média e desvio) e a medida $H_{LW\downarrow}^h$ do ano ideal. a. Validação para Kt; b. Validação para Kd.....	48

LISTA DE SÍMBOLOS

LW↓	Termo genérico para Radiação de ondas longas atmosféricas.
LW↑	Termo genérico para Radiação de ondas longas terrestres.
Kt	Índice radiométrico representado pela razão da radiação solar global G pela radiação solar extraterrestre.
Kd	Índice radiométrico representado pela razão da radiação solar difusa d pela radiação solar global G.
G	Radiação solar global.
D	Radiação solar Direta.
d	Radiação solar difusa.
R	Radiação solar refletida.
SW	Termo genérico para radiações solares de ondas curtas.
SR _{SW}	Saldo de radiação de ondas curtas.
SR _{LW}	Saldo de radiação de ondas longas.
I ₀	Irradiância solar no topo da atmosfera, em W m ⁻² .
I _{LW↓}	Irradiância de onda longa atmosférica, em W m ⁻² .
I _{SW}	Irradiância solar global, em W m ⁻² .
I _{DIF}	Irradiância solar difusa, em W m ⁻² .
H _{LW↓}	Irradiação de onda longa atmosférica, em MJ m ⁻² .
H _{SW}	Irradiação solar global, em MJ m ⁻² .
H _{DIF}	Irradiação solar difusa, em MJ m ⁻² .

H_0^h	Irradiação solar no topo da atmosfera horária, em MJ m ⁻² .
H_0^d	Irradiação solar no topo da atmosfera diária, em MJ m ⁻² .
H_{SW}^h	Irradiação solar global horária, em MJ m ⁻² .
H_{SW}^d	Irradiação solar global diária, em MJ m ⁻² .
H_{DIF}^h	Irradiação solar difusa horária, em MJ m ⁻² .
$H_{LW\downarrow}^h$	Irradiação de onda longa atmosférica horária, em MJ m ⁻² .
Ics	Constante solar, igual a 1367 W m ⁻² .
T	Temperatura do ar (nas equações sua unidade é o Kelvin).
e_a	Pressão atual de vapor d'água. Unidade padrão: Pa. Nas equações de alguns modelos a unidade de entrada pode ser o hPA ou o kPA.
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água.
ϵ_0	Emissividade de um corpo, neste trabalho usado para expressar a emissividade da atmosfera.
σ	Constante de Stefan-Boltzman. No SI equivale a $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$.
AOD	Profundidade ótica dos aerossóis.
f	Nebulosidade (adimensional).
w	Água precipitável ($w=46,5 \cdot e_a/T$).
A_λ	Absorvidade de um corpo (atmosfera).
ϵ_λ	Emissividade de um corpo (atmosfera).
s	Coefficiente de nebulosidade calculado a partir de Kt.
n	Número de horas de brilho solar.
N	Fotoperíodo (calculado).
n/N	Razão de insolação (adimensional).

Fp	Fração de perda no anel de sombreamento da radiação solar difusa.
MBE	Desvio da média (<i>Mean Bias Error</i>) – indicativo estatístico.
RMSE	Raíz quadrada do desvio quadrático médio (<i>Root Mean Square Error</i>) – indicativo estatístico.

RESUMO

O trabalho aborda modelos de estimativa da radiação atmosférica de ondas longas ($LW\downarrow$) em Botucatu-SP-Brasil e foi dividido em três partes. A parte 1 aborda modelos de estimativa clássicos da literatura em função da temperatura (T_a) e da pressão de vapor d'água (e_a) para condições de céu sem nuvens. Foram feitos ajustes de coeficientes para 14 modelos da literatura em função do clima local de Botucatu. Em seguida foi proposto um modelo semelhante aos modelos clássicos da literatura ($LW\downarrow = f(T_a, e_a)$), por meio de regressão, com dados medidos em Botucatu e com elevado coeficiente de determinação ($R^2 = 0,935$). A validação do modelo proposto utilizou uma base de dados independente da geração do modelo e foi realizada por meio da comparação entre o valor estimado com o medido. Os indicadores estatísticos MBE e RMSE, obtidos da validação, mostram que o modelo proposto apresentou resultados na mesma ordem de grandeza dos modelos clássicos da literatura.

A parte 2 traz o desenvolvimento de um modelo de estimativa da radiação atmosférica de ondas longas ($LW\downarrow$) a partir da radiação de ondas curtas (extraterrestre (I_o), global (G) e difusa (d)) para todos os tipos de cobertura de céu. Correlacionou-se, por meio de regressão linear, a radiação atmosférica de onda longa ($LW\downarrow$) com os índices radiométricos K_t (razão entre (G) e (I_o)) e K_d (razão entre (d) e (G)), ambas com elevado coeficiente de determinação ($R^2 = 0,981$ entre $LW\downarrow$ e K_t e $R^2 = 0,963$ entre $LW\downarrow$ e K_d). A relação direta entre ($LW\downarrow$), (G) e (d) em superfície terrestre foi

verificada após análise climática e estatística das três componentes utilizando um banco de dados de 7 anos de medidas. Nas estações primavera e verão, os valores de ($LW\downarrow$), (G) e (d) são maiores, acompanhadas das elevações de temperatura e concentração de nuvens e vapor d'água na atmosfera. Nas estações outono e inverno, os valores de ($LW\downarrow$), (G) e (d) são menores, conseqüentemente os valores de temperatura e concentração de nuvens e vapor d'água também são menores. A validação das duas equações geradas ($LW\downarrow = f(Kt)$ e $LW\downarrow = f(Kd)$) mostrou diferenças sazonais na estimativa de LW : subestimativas para as estações primavera e verão e superestimativas para as estações outono e inverno. Apesar da sazonalidade, os indicativos estatísticos MBE e RMSE foram baixos, atestando que o modelo proposto foi estatisticamente significativo comparado aos modelos clássicos da literatura.

A parte 3 apresenta a proposta de um modelo misto, obtido da combinação das partes 1 e 2, correlacionando ($LW\downarrow$) com (T_a), (e_a), (G) e (d) para todos os tipos de cobertura de céu. Foram propostas equações de regressão polinomial para três situações distintas, todas com $R^2 > 0,80$: (a) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, Kt)$; (b) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, Kd)$; (c) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, Kt, Kd)$. O ajuste desta última equação obteve o melhor R^2 , próximo de 0,90. Os indicativos estatísticos MBE(%) e RMSE(%) obtidos na validação indicam que as três equações propostas para o modelo misto podem ser utilizadas com precisão similar nas estimativas de $LW\downarrow$ para qualquer cobertura de céu em aplicações agrícolas.

Palavras-Chave: radiação atmosférica, radiação de ondas longas, índice Kt , radiação global, radiação difusa.

ESTIMATE OF ATMOSPHERIC LONG-WAVE RADIATION USING THE AIR TEMPERATURE, HUMIDITY AND RADIOMETRIC INDEX K_t and K_d . Botucatu, 2014, 66p.

Tese (Doutorado em Agronomia/ Energia na Agricultura) – Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista

Author: ENZO DAL PAI

Adviser: JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

SUMMARY

This work describes estimation models of atmospheric longwave radiation ($LW\downarrow$) in Botucatu-SP-Brazil, and was divided into three parts. Part 1 discusses models of classic literature estimated as a function of temperature (T_a) and water vapor pressure (e_a) for cloudless conditions. Adjustment coefficients were made for 14 models in the literature depending on the local climate of Botucatu. Then it was proposed similar to classical models ($LW\downarrow = f(T_a, e_a)$) model by means of regression and measured data Botucatu with a high coefficient of determination ($R^2 = 0.935$). The validation of the proposed model used a independent database of model generation was performed by comparing the estimated with the measured value. Statistical indicative MBE and RMSE

obtained show that the proposed model results presented the same order of magnitude of the classical models of the literature.

Part 2 brings the development of a model for estimating the atmospheric longwave radiation ($LW\downarrow$) from the short-wave radiation (extraterrestrial (I_o), global (G) and diffuse (d)) for all types of sky coverage. Correlated by linear regression, the atmospheric longwave radiation ($LW\downarrow$) with radiometric ratios K_t (ratio between (G) and (I_o)) and K_d (ratio between (d) and (G)), both with high coefficient of determination ($R^2 = 0.981$ between $LW\downarrow$ and K_t and $R^2 = 0.963$ between $LW\downarrow$ and K_d). The direct relationship between ($LW\downarrow$), (G) and (d) on surface was verified after climate and statistical analysis of the three components using a database of 7 years of measurements. In the spring and summer seasons, the values of ($LW\downarrow$), (G) and (d) are higher, accompanied by increases in temperature and concentration of clouds and water vapor in the atmosphere. In the autumn and winter seasons, the values of ($LW\downarrow$), (G) and (d) are smaller, therefore the values of temperature and concentration of clouds and water vapor are also smaller. The validation of the two equations generated ($LW\downarrow = f(K_t)$ and $LW\downarrow = f(K_d)$) showed seasonal differences in estimating $LW\downarrow$: underestimations for the spring and summer seasons and overstate the autumn and winter seasons. Despite the seasonality, statistical indicative MBE and RMSE were low, confirming that the proposed model was statistically significant compared to the classical models of the literature.

Part 3 presents the proposal for a mixed model, due to the combination of parts 1 and 2, correlating ($LW\downarrow$) with (T_a), (e_a), (G) and (d) for all types of sky coverage. Polynomial regression equations for three different situations, all with $R^2 > 0.80$ were proposed: (a) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, K_t)$, (b) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, K_d)$, (c) $LW\downarrow = f(T_a, e_a, K_t, K_d)$. This last equation had the best R^2 near 0.90. Statistical indicative MBE (%) and RMSE (%) obtained in validation indicate that the three models proposals can be used with similar accuracy to estimates $LW\downarrow$ for any sky cover in agricultural applications.

Keywords: atmospheric radiation, longwave radiation, index K_t , global radiation, diffuse radiation.

1. INTRODUÇÃO

A radiação atmosférica, também conhecida como radiação de ondas longas atmosféricas (no inglês *downward long-wave LW↓*) é a energia irradiada pela atmosfera e seus constituintes e tem sentido descendente. Tem esse nome, pois sua irradiância está em uma faixa do espectro distante da faixa do espectro da luz solar (ondas curtas). Esta radiação é originada do aquecimento da atmosfera. A determinação de sua magnitude, sua variabilidade temporal e sua modelagem são importantes para estudos em diversas áreas: Meteorologia, Ciências Agrárias, Engenharia Civil e Arquitetura. Recentemente tem ganhado importância na área Energética, pois sua quantificação permite um uso mais racional da energia.

Do ponto de vista climático as ondas longas atmosféricas LW↓ são importantes porque expressam a presença de gases de efeito estufa na atmosfera (e.g. vapor d'água, dióxido de carbono e metano) e dependem do perfil vertical de temperatura da atmosfera, significando que cada localidade tem níveis de energia e variabilidade temporal de LW↓ característicos. Na Meteorologia seu conhecimento permite a elaboração de balanços energéticos e previsões de tendências e/ou adversidades climáticas.

Na agricultura a importância de LW↓ está na sua relação com o consumo hídrico de culturas. Por ser de natureza térmica sua magnitude está relacionada com a quantidade de água que passa da fase líquida em lagos, no solo e nas plantas para a fase gasosa na atmosfera. Na criação animal o conhecimento de LW↓ é importante na

construção de instalações adequadas para garantir o ideal conforto térmico animal e conseqüentemente máximo rendimento ao produtor.

Para a Engenharia, Arquitetura e Construção Civil em geral o conhecimento dos fluxos de $LW\downarrow$ e sua sazonalidade permitem o planejamento de construções mais adequadas tanto para proporcionar maior conforto térmico como para o uso mais racional da energia.

Os coletores e concentradores solares que operam em altas temperaturas têm as perdas térmicas ampliadas porque dependem da quarta potência da temperatura e esta é distinta da temperatura efetiva do céu. Os conhecimentos dos níveis e dos modelos da $LW\downarrow$ podem auxiliar no estudo das perdas energéticas destes sistemas térmicos.

A medição de $LW\downarrow$ é de relativa complexidade. Por ser de natureza térmica sua medida é afetada pela temperatura do próprio aparelho de medição, fato que obriga a medida a passar por correções posteriores. Isto faz com que poucas estações meçam rotineiramente essa radiação. No Brasil a medida da radiação solar de ondas curtas (global) é comum, porém dados disponíveis de ondas longas são raros. Esta escassez de dados ainda resulta em poucos trabalhos de pesquisa publicados com a $LW\downarrow$ no Brasil. Pelo fato dos dados não serem facilmente disponíveis a maior parte dos trabalhos são na área de modelagem, onde o objetivo é gerar uma equação que estime a $LW\downarrow$ na falta de sua medida. A maioria dos modelos propostos e usados até hoje são modelos que usam como entrada de dados apenas a temperatura do ar e a pressão de vapor d'água. Esses modelos que utilizam apenas temperatura do ar e pressão de vapor d'água são freqüentemente chamados de "Modelos Clássicos". Estes modelos foram assim denominados por terem sido os primeiros modelos propostos (Ångström propôs seu primeiro modelo de ondas longas atmosféricas em função da temperatura do ar e umidade relativa em 1918), porém modelos propostos atualmente em função de temperatura e umidade freqüentemente também recebem esta denominação.

Modelos de estimativa já foram gerados no Brasil, principalmente para ambientes naturais como pastagens, florestas e biomas. Porém modelos para localidades específicas ainda são pouco disponíveis. No Estado de São Paulo a localidade mais próxima a Botucatu a ter um modelo gerado é a cidade de São Paulo.

O objetivo deste trabalho foi desenvolver modelos de previsão de $LW\downarrow$ em Botucatu em função de medidas de temperatura, umidade relativa e radiação solar

global e difusa realizadas pelo Laboratório de Radiação Solar, no Campus da UNESP em Botucatu, SP, nas seguintes etapas:

1. Estudar os modelos clássicos de estimativa de $LW\downarrow$ em função da temperatura do ar e umidade relativa. Primeiramente visou-se fazer o ajuste de parâmetros de um grupo de modelos descritos na literatura para Botucatu-SP-Brasil e posteriormente objetivou-se a proposta de um modelo próprio de estimativa da $LW\downarrow$ em função da temperatura e umidade para dias de céu aberto.
2. Propor equações lineares de estimativa da $LW\downarrow$ em função da radiação solar de ondas curtas (global (K_t) e difusa (K_d)).
3. Propor um modelo de estimativa para qualquer cobertura de céu em função de equações de modelos clássicos junto com as radiações solares de ondas curtas global e difusa (K_t e K_d) para qualquer condição de cobertura do céu.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Radiação Solar

Radiação solar é um termo genérico para toda a energia que provem do sol e atinge o planeta Terra. Essa energia que vem do sol é a principal controladora do clima, formando ventos, chuvas, aquecendo superfícies e causando outros fenômenos meteorológicos. Sabe-se que a radiação solar é grande responsável pelo desenvolvimento das plantas, em processos como fotossíntese, transpiração, fotoperiodismo, formação e crescimento de tecidos, floração, entre outros (MCCREE, 1972; GATES, 1976; CARMEÑO, 1990; BECKMANN et al., 2006; KITTAS et al., 2006).

A energia do Sol é transferida por irradiação até atingir o planeta Terra. Na superfície do planeta a radiação solar é constituída de ondas de diversos comprimentos do espectro. No estudo dessa radiação convencionou-se separá-la em dois grupos distintos: radiação solar de ondas curtas (“*short wave*” - *SW*, do inglês) e radiação solar de ondas longas (“*long wave*” - *LW*, do inglês). A radiação solar de ondas curtas tem comprimentos de ondas no espectro no intervalo de 0,2 a 3,0 μm . A radiação solar de ondas longas tem comprimentos de ondas no espectro no intervalo de aproximadamente 3 a 100 μm (AGUIAR et al, 2011).

Os termos radiação solar de ondas curtas SW e radiação de ondas longas atmosféricas, ou $LW\downarrow$ (a seta para baixo indica o sentido dessa radiação: da atmosfera para a superfície terrestre) são termos genéricos. No processamento dos dados das radiações solares há duas grandezas distintas com unidades e significados distintos. A irradiância ou densidade de fluxo de radiação é a potência incidente por unidade de área. Sua unidade no SI é o Wm^{-2} . Usualmente em trabalhos publicados a sigla de sua identificação é a letra I (CHAVES & ESCOBEDO, 2000).

Outra grandeza é a irradiação solar, ou energia solar, geralmente representado em sigla pela letra H ou Q . Esta grandeza representa a energia solar recebida por unidade de área no período considerado. Sua unidade no SI é o Jm^{-2} ou mais comumente encontrado como MJm^{-2} . Esta energia solar é o valor da densidade de fluxo integrado no tempo. Quando este termo é usado precisa-se conhecer o intervalo de tempo em que os dados foram integrados para o conhecimento efetivo de sua magnitude. (CHAVES & ESCOBEDO, 2000).

2.2 Índices Radiométricos K_t e K_d

A radiação solar em seu trajeto até o planeta Terra recebe o nome de radiação solar extraterrestre e corresponde a constante solar $I_{cs} = 1367 Wm^{-2}$. Ao entrar na atmosfera é atenuada. Sua intensidade é modificada por três processos físicos: reflexão, absorção por gases atmosféricos; e espalhamento ou difusão, causado por moléculas de gases, vapor d'água, poeira, e outras partículas de aerossóis. Ao atingir a superfície terrestre recebe o nome de radiação solar global (G) (IQBAL, 1983).

A radiação solar global (G) é composta por duas componentes: radiação solar direta (D), que é a parcela transmitida diretamente sem interação com a atmosfera, atingindo a superfície num ângulo de incidência normal a sua transmissão; e radiação solar difusa (d), proveniente do espalhamento da radiação por gases e partículas suspensas na atmosfera e das multi-reflexões ocorridas na atmosfera. (SOUZA et al, 2012).

Uma dificuldade no estudo da radiação solar é o fato de que sua magnitude varia muito dependendo da latitude local, da época do ano e da hora do dia. Há dificuldades na comparação de seus valores brutos, principalmente em localidades climaticamente muito diferentes (SANTOS et al, 2003).

O índice Kt é a relação da radiação solar global G pela radiação solar extraterrestre, calculada em função da hora do dia, do dia do ano e da localidade (latitude). Ao se efetuar essa divisão a dependência astronômica é eliminada, as unidades são canceladas e o valor se torna adimensional, variando de 0 a 1 ou de 0 a 100%. Esse valor Kt expressa a transmissividade atmosférica, ou seja, quanto da radiação extraterrestre incidente no topo da atmosfera efetivamente atinge a superfície terrestre. A relação global/topo pode ser realizada tanto com a densidade de fluxo (em Wm^{-2}) tanto com valores da irradiação solar (MJm^{-2}). Para a densidade de fluxo o valor instantâneo da irradiância solar global I_{SW} é dividido pela irradiância solar no topo da atmosfera I_0 (DAL PAI & ESCOBEDO, 2001). Para a irradiação solar, a relação pode ser realizada na partição horária e na partição diária. Na partição horária a irradiação solar global horária H^h_{SW} é dividida pela irradiação solar no topo da atmosfera H^h_0 . Na partição diária o valor da irradiação solar global diária H^d_{SW} é dividida pela irradiação solar no topo da atmosfera diária H^d_0 (ESCOBEDO et al, 2009).

O índice de claridade Kt é um indicador geral dos processos de absorção e espalhamento, por nuvens, aerossóis, vapor d'água, que intervêm na transmissão da radiação solar global através da atmosfera. O índice Kt também é conhecido na literatura por expressar a condição de nebulosidade do céu. Valores baixos de Kt indicam grande presença de nuvens, ou baixa radiação solar global em relação à extraterrestre. Valores altos de Kt indicam céu limpo ou com pouca nebulosidade. Escobedo et al., (2009) utilizaram o Kt para expressar quatro condições distintas de cobertura de céu: completamente nublado (de 0 a 0,35); parcialmente nublado com características de céu nublado (de 0,35 até 0,55); parcialmente nublado com características de céu claro (de 0,55 a 0,66); e céu aberto (acima de 0,65).

Outro índice que pode ser calculado é o índice Kd que é a relação da radiação solar difusa (d) com a radiação solar global (G) (DAL PAI & ESCOBEDO, 2001). A radiação solar difusa é componente da global. Em dias com alta nebulosidade há muita difusão e espalhamento da radiação global e a difusa é elevada. Em dias de céu limpo a tendência é a radiação solar difusa ser reduzida. Logo o índice Kd será um valor também adimensional sendo que valores próximos de zero expressam céu aberto e valores próximos de 1 expressam céu nublado (ASSUNÇÃO et al., 2007).

Embora a medida da radiação solar difusa não seja tão usual como a medida da global, seu conhecimento também é muito importante. Sua variação está relacionada com a presença de água na atmosfera. A variação na cobertura do céu influi em outras radiações como a radiação solar infravermelha próxima e nas radiações de ondas longas (BUTT et al, 2010).

2.3 Balanço de Energia

O conhecimento da disponibilidade da radiação de onda longa atmosférica ($LW\downarrow$), por meio de medida (série temporal) ou por modelo de estimativa, é importante para estudo do balanço de energia na superfície terrestre (também conhecido como saldo de radiação). Essa energia é disponível para processos biológicos, processos térmicos do metabolismo vegetal, principalmente ao fornecimento de energia para o processo de evapotranspiração (PEREIRA et al., 2007, RANA & KATERJI, 2000).

Os modelos da $LW\downarrow$ contribuem para métodos de estimativas do balanço de energia por meio do saldo de radiação total (SR), dado pelo balanço das radiações de ondas curtas (SW) e longas (LW) na superfície terrestre como a Figura 1:

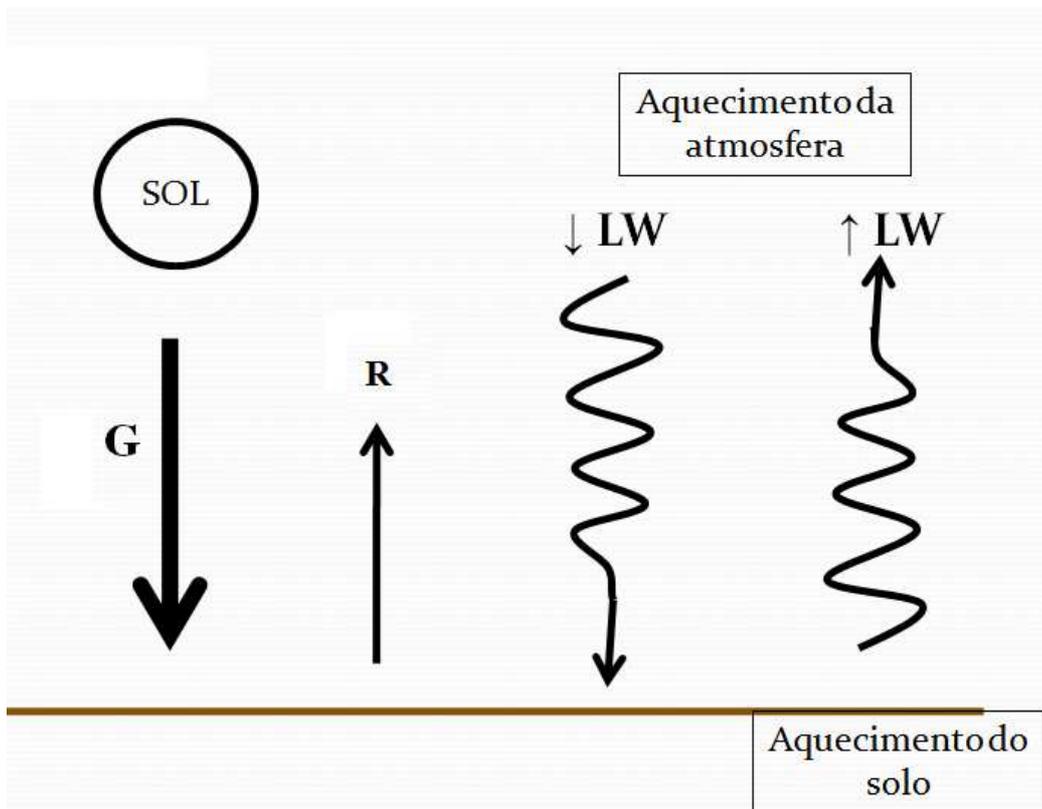


Figura 1. Fluxos componentes do balanço de energia

$$SR = G - R + LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow} \quad (1)$$

onde: **G** radiação global (ondas curtas)
R radiação refletida na superfície terrestre
LW_↓ radiação emitida pela atmosférica
LW_↑ radiação emitida pela superfície terrestre.

As radiações de ondas curtas **G** e **R** ou saldo de radiação de ondas curtas $SR_{SW} = (G - R)$ da Equação 1, são muito mais estudadas e conhecidas em função do grande número de aplicações com radiação solar em processos de conversão térmica, fotovoltaico e produção de biomassa, que as radiações de ondas longas **LW_↓** e **LW_↑**, ou saldo de radiação de ondas longas $SR_{LW} = (LW_{\downarrow} - LW_{\uparrow})$. Encontra-se em alguns trabalhos e livros onde $SR_{LW} = (LW_{\downarrow} + LW_{\uparrow})$. Convencionou-se que ondas longas emitidas pela superfície terrestre **LW_↑** sejam sempre de valor negativo, o que torna as duas equações válidas.

Estações meteorológicas medem rotineiramente a radiação de ondas curtas G e em menor número de vezes R , enquanto que, o monitoramento das ondas longas $LW\uparrow$ e $LW\downarrow$ apenas é realizado em projetos específicos, onde a grande limitação está associada na maioria vezes ao custo elevado dos equipamentos de medida destas radiações. Também há o problema com a complexidade da medida. O equipamento que realiza a medida de $LW\downarrow$ é o pirgeômetro. Ao realizar a medida de $LW\downarrow$ este aparelho também ganha temperatura e interfere na medida. Isto gera a necessidade de se aplicar correções posteriores, o que gera dificuldades na obtenção de medidas de $LW\downarrow$ (AGUIAR et al, 2011).

Em função dessa dificuldade muitos pesquisadores têm buscado métodos alternativos para conhecer a radiação $LW\downarrow$ em função de variáveis meteorológicas como temperatura e umidade, medida em abrigo meteorológico utilizando equações de estimativa.

2.4 Irradiância de onda longa atmosférica $I_{LW\downarrow}$

A $I_{LW\downarrow}$ é a energia irradiada pela atmosfera oriunda de seu próprio aquecimento. É composta principalmente da emissão do vapor d'água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2), e com menor intensidade pela emissão do ozônio (O_3). Outros constituintes menores como monóxido de carbono, dióxido nítrico e metano, também podem contribuir para a $I_{LW\downarrow}$, porém em menores magnitudes (COULSON, 1975).

Segundo Liou (1980), a região da atmosfera abaixo de 40 km pode ser considerada em equilíbrio termodinâmico local. Assim o campo de radiação pode ser descrito pela função de Planck e a lei de Kirchhoff pode ser aplicada. Esta última informa que a radiação emitida é a mesma que foi absorvida, do contrário o equilíbrio seria comprometido. A função de Planck permite verificar que a energia da atmosfera, que se encontra a uma temperatura de cerca de 300 K, distribui-se na região espectral localizada entre os comprimentos de ondas 4 a 100 μm .

A energia que chega à atmosfera é proveniente do Sol e da Terra. O Sol, cuja temperatura é de 6000 K, emite radiação cujo pico máximo ocorre em 0,5 μm . A radiação solar interage com a atmosfera e passa por processos de absorção, reflexão e

espalhamento. Sellers (1965) estima que a absorção da energia de ondas curtas pela atmosfera nos trópicos, sem a presença de nuvens seja 17% em relação à radiação solar no topo da atmosfera. A superfície terrestre estando a uma temperatura da ordem de 300 K, emite radiação de ondas longas cujo máximo comprimento de ondas está aproximadamente em dez micrômetros. Cerca de 94% desta radiação será absorvida pela atmosfera. O restante escapa para o espaço exterior, principalmente através da janela ótica, localizada entre 8 e 12 μm . O solo também aquece as camadas da atmosfera mais próximas por condução. As camadas de ar, em contato com o solo mais quente, são aquecidas por este processo. Mecanismos como convecção, mistura turbulenta, liberação de calor latente e advecção podem distribuir esta energia térmica localizada nas camadas mais próximas do solo, para outras partes da troposfera.

A atmosfera reemite a energia absorvida do Sol e da Terra. Cerca de 58% desta energia chega ao solo e o restante perde-se para o espaço exterior. A atmosfera, contudo, não é um corpo negro. É na verdade um corpo cinza. Segundo Liou (1980), um corpo cinza se caracteriza por apresentar absorvidade (A_λ) e emissividade (ϵ_λ) incompletas, ou seja,

$$\epsilon_\lambda = A_\lambda < 1 \quad (2)$$

A emissividade depende dos constituintes atmosféricos envolvidos no processo de emissão. Segundo vários autores (SLOAM, 1956; NIEMELÄ et al., 2001), o constituinte atmosférico que mais contribui para a $I_{LW\downarrow}$, tanto no aspecto quantitativo, quanto no aspecto da variabilidade, é o vapor d'água.

Sloam (1956) mostrou que mudanças na emissividade do vapor d'água podem ser descritas através da temperatura e da umidade absoluta. Segundo Niemelä et al. (2001), uma atmosfera seca e sem aerossóis teria emissividade mínima entre 0,213 e 0,218. Orsini et al., (2000) enfatizou a conexão entre a emissividade efetiva e os perfis de umidade e temperatura.

Brutsaert (1975) foi capaz de mostrar que a emissividade, para o caso de céu sem nuvens poderia ser descrita em termos da temperatura absoluta e da pressão de vapor d'água atmosféricos, medidos em abrigo meteorológico.

2.5 Modelos paramétricos clássicos da $I_{LW\downarrow}$

A $I_{LW\downarrow}$ pode ser medida direta ou indiretamente. Na medida direta, faz-se uso de pirgeômetro ou saldo-radiômetro. Pirgeômetros são equipamentos sensíveis às radiações de ondas longas e necessitam de correção da temperatura. Saldo-radiômetros são equipamentos que possuem sensores tanto para ondas longas como para ondas curtas e já fornecem valores calculados dos saldos energéticos (saldo de ondas curtas, ondas longas e saldo de radiação total) (BLONQUIST JR. et al., 2009). Nestes equipamentos, os sensores de ondas longas não deixam de ser pirgeômetros e também necessitam da correção da temperatura. A qualidade destes equipamentos aumenta com o aumento do preço destes mesmos: saldo-radiômetros por já efetuarem as medidas nas ondas curtas e longas fornecem melhor precisão, porém seu custo é elevado por possuir vários sensores. Pirgeômetros são de custo bem inferior, porém na elaboração de saldo energético este dependerá da medida de outros sensores, diminuindo a precisão dos resultados. (BLONQUIST JR. et al., 2009).

A irradiância $I_{LW\downarrow}$ pode ser estimada por modelos empíricos, que de acordo com Brunt (1932), são formulações que se ajustam aos dados, sem que tenha havido uma justificativa teórica precisa para sua utilização. Desde o trabalho de Ångstrom (1918), surgiram muitas destas parametrizações, principalmente envolvendo a $I_{LW\downarrow}$ com a temperatura e a umidade do ar (modelos clássicos), medidas em abrigo meteorológico. Estas parametrizações são construídas visando a sua aplicação em estimativas simples e rápidas. Também se prestam para avaliações de níveis climatológicos da radiação. A seguir explicitam-se os modelos empíricos, doravante denominados modelos paramétricos clássicos ajustados para situação de céu aberto (sem nuvens).

Brunt (1932), fazendo analogia entre a condução molecular e a condutividade térmica, concluiu que a radiação atmosférica deveria ser função da raiz quadrada da pressão parcial do vapor d'água e_a . Sugeriu, portanto, o modelo:

$$I_{LW\downarrow} = (a + b\sqrt{e_a}) * \sigma * T^4 \quad (3)$$

Ajustando a Equação 3 às médias mensais da densidade do fluxo da $I_{LW\downarrow}$, e_a e de T, Brunt (1932) obteve para a e b os valores de 0,52 e 0,065, respectivamente.

Compilando 22 trabalhos, Sellers (1965) obteve para estas mesmas constantes os valores de 0,605 e 0,048.

Swinbank (1963) correlacionou $\text{Log } I_{LW\downarrow}$ e $\text{Log } T$, utilizando dados obtidos em regiões perto de Melbourn e sobre o Oceano Índico, para baixas latitudes. A equação sugerida por Swinbank (1963) foi:

$$\text{Log } I_{LW\downarrow} = a + b \text{Log } T \quad (4)$$

Os coeficientes de regressão encontrados foram: $a = -13,638$ e $b = 6,148$, sendo $I_{LW\downarrow}$ dado em mW cm^{-2} . Swinbank (1963) arredondou o valor de b para 6,0 porque o erro padrão na determinação desta constante foi de somente 0,4.

Brutsaert (1975) desenvolveu um modelo físico teórico de estimativa para uma atmosfera considerada ideal, ou seja, uma atmosfera que não apresente diferenças entre seus perfis de altura. Este modelo está representado pela Equação 5:

$$I_{LW\downarrow} = \left[a + b \left(\frac{ea}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \right] \sigma T^4 \quad (5)$$

Com os coeficientes originais $a=0$ e $b=1,24$.

Prata (1996) argumentou que não havia razão para Brutsaert (1975) adotar a fórmula $\epsilon_o = Au^m$, para calcular a emissividade de uma atmosfera plana (*slab emissivity*) em função da água precipitável u (também comumente aparecendo como w , tendo seu valor igual a $46,5 * e_a/T$), sendo A e m constantes. Prata (1996) sugeriu a Lei de Beer como ponto de partida para modelar a emissividade. O modelo sugerido por Prata (1996) escreve-se como:

$$I_{LW\downarrow} = \{ 1 - (1 + w) \exp[-(a + bw)^m] \} \sigma T^4 \quad (6)$$

onde w é a água precipitável ($w=46,5 * e_a/T$).

Ajustando este modelo Prata (1996) obteve: $a = 1,2$ e $b = 3,0$. O valor adotado para m foi $1/2$.

Dilley & O'Brien (1998) sugeriu a Equação 7, para estimar a densidade do fluxo da $I_{LW\downarrow}$, após análise da equação de transferência radiativa para a atmosfera:

$$I_{LW\downarrow} = a + b \left(\frac{T}{273,16} \right)^6 + c \left(\frac{w}{2,5} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

onde w é a água precipitável.

Os coeficientes originais de regressão são: $a = 59,38$; $b = 113,7$ e $c = 96,68$, determinados a partir do ajuste da Equação 7 a dados gerados teoricamente.

No Brasil, Mendonça et al., (1996), Galvão & Fisch (2000) e Silva et al., (2002) ajustaram os modelos de Brunt (1932), Swinbank (1963) e Brutsaert (1975). Os resultados estão Tabela 1.

Tabela 1: Coeficientes dos modelos empíricos de Brunt (1932), Swinbank (1963) e Brutsaert (1975), ajustados às medidas realizadas no Brasil.

	Brunt(1932)		Swinbank(1963)		Brutsaert(1975)	
	Diurno	noturno	diurno	noturno	diurno	noturno
Mendonça et al. (1996)	a=0,8308 b=0,0142	a=0,6453 b=0,053 6	a=-8,13 b=4,33	a=-11,59 b=5,74	a=0,6417 b=0,371 8	a=-0,0197 b=1,3297
Galvão & Fisch (2000)	a=1,13 b=-0,04		a=-9,94 b=5,08		a=1,67 b=-1,05	
Silva et al. (2002)	a=1,085 b=-0,053		a=-7,77 b=4,18		a=1,697 b=1,123	

Silva et al., (2002) também ajustou o modelo de Prata (1996) e encontrou $a = 13,72$ e $b = -0,0689$. Oliveira et al., (2002) ajustaram os modelos de Brunt (1932) às médias horárias da irradiância medidas em São Paulo e encontraram que o coeficiente a variou de 0,58 no inverno para 0,68 no verão, enquanto o coeficiente b variou de 0,043 para 0,028. Utilizaram 207 médias horárias no inverno e 212 no verão, coletadas no período de 1997 a 2001.

A Tabela 2 apresenta um resumo dos principais modelos clássicos desenvolvidos em várias partes do mundo, inclusive no Brasil. A Tabela 3 apresenta os valores dos coeficientes dos modelos apresentados na Tabela 2. A Tabela 4 apresenta os valores dos coeficientes do modelo de Bárbaro (2010).

Tabela 2. Equações de alguns modelos de estimativa de $I_{LW}\downarrow$ clássicos, com sua respectiva numeração para este trabalho, Autores e ano da publicação.

Autor(es)	Modelo Original
1- Ångström 1918	$I_{LW}\downarrow = [A - (B * 10^{-C * ea})] * \sigma * T^4$
2- Brunt 1932	$I_{LW}\downarrow = [A + (B * \sqrt{ea})] * \sigma * T^4$
3- Anderson 1954	$I_{LW}\downarrow = [A + (B * \sqrt{10 * ea})] * \sigma * T^4$
4- Swinbank 1963	$I_{LW}\downarrow = (A * T^2) * \sigma * T^4$
5- Idso & Jackson 1969	$I_{LW}\downarrow = \{1 - A * \exp[B * (273 - T)^2]\} * \sigma * T^4$
6- Brutsaert 1975	$I_{LW}\downarrow = \left[A * \left(\frac{ea}{T}\right)^{\frac{1}{7}} \right] * \sigma * T^4$
7- Satterlund 1979	$I_{LW}\downarrow = \left\{ A * \left[1 - \exp\left(-\frac{ea}{B}\right) \right] \right\} * \sigma * T^4$
8- Idso 1981	$I_{LW}\downarrow = A + \left[B * ea * \exp\left(\frac{1500}{T}\right) \right] * \sigma * T^4$
9- Prata 1996	$I_{LW}\downarrow = 1 - (1 + w) * \exp[-(A + B * w)^{0,5}] * \sigma * T^4$
10- Dille & O'Brian 1998	$I_{LW}\downarrow = A + \left[B * \left(\frac{T}{273,16}\right)^6 \right] + \left(C * \sqrt{18,6 * \frac{w}{25}} \right)$
11- Crawford & Duchon 1999	$I_{LW}\downarrow = A + \left\{ B * \left[\text{sen}(m + 2) * \left(\frac{\pi}{6}\right) \right] * \left(\frac{ea}{T}\right)^{\frac{1}{7}} \right\} * \sigma * T^4$
12- Niemalä 2001	$I_{LW}\downarrow = \{A + [B * (ea - 2)]\} * \sigma * T^4$
13- Iziomon et al., 2003	$I_{LW}\downarrow = \left\{ 1 - \left[A * \exp\left(\frac{-B * ea}{T}\right) \right] \right\} * \sigma * T^4$
14- Barbaro 2010	$I_{LW}\downarrow = A + (B * T) + (C * ea) + [D * \ln(T)] + \left(\frac{E}{T}\right) + (F * \sqrt{ea}) + \left(\frac{G}{ea}\right)$

Tabela 3 - Coeficientes dos Modelos clássicos originais, seguindo a mesma numeração da Tabela 2.

Modelo n°	A	B	C
1	0,82	0,25	0,168
2	0,52	0,065	-
3	0,68	0,036	-
4	$9,2 * 10^{-6}$	-	-
5	0,261	-0,0007	-
6	1,24	-	-
7	1,08	2016	-
8	0,7	0,000595	-
9	1,2	3,0	-
10	59,38	113,7	96,96
11	1,22	0,06	-
12	0,72	0,009	-
13	0,35	10,0	-
14	*	*	*

Tabela 4 - Coeficientes do Modelo de Bárbaro (2010).

Modelo 14(Barb.)	A	B	C	D	E	F	G
Coeficientes	1827,23	31,35	-35,06	-967,82	-7725,26	390,92	2372,20

2.6 Parametrização dos modelos clássicos para qualquer cobertura de céu

Os modelos clássicos apresentam grande utilidade na estimativa da $I_{LW\downarrow}$. São muitos modelos já propostos como visto no item anterior, nas mais diferentes condições climáticas. Porém apresentam a limitação de só serem confiáveis sob condições de céu limpo, sem nuvens. Esses modelos paramétricos apresentam fundamentação teórica física. Por este motivo conseguem representar bem as condições atmosféricas, desde que esta não contenha grandes quantidades de água (ou vapor d'água).

Para a nebulosidade entrar nos modelos, uma fração de nebulosidade s :

$$s = 1 - \frac{S_i}{S_0} \quad (8)$$

foi sugerida por Deardorff (1978). S_i é a radiação de ondas curtas medida na superfície (radiação global) e S_0 é a radiação extraterrestre (topo) calculada.

Crawford & Duchon (1999) desenvolveram uma equação geral para qualquer cobertura de céu:

$$I_{LW\downarrow} = \{s + [(1 - s) * \epsilon_0] * \sigma * T^4\} \quad (9)$$

Para elevações solares acima de 10° , s é a fração de nebulosidade, ϵ_0 é a emissividade da atmosfera, T é a sua temperatura e σ é a constante de Stefan-Boltzman. Como praticamente todos os modelos clássicos apresentam sua grande diferença no cálculo da emissividade,

esta equação pode ser utilizada em quase todos os modelos clássicos para estimativa de $I_{LW\downarrow}$ sob qualquer condição de nebulosidade (KJAERGAARD et al., 2007).

A fração de nebulosidade s é escrita em função de S_i/S_0 . Esta relação é o índice de claridade K_t . Como já discutido o valor de K_t é um indicativo da cobertura de nuvens no céu. Como a $LW\downarrow$ é influenciada pela quantidade de água e vapor d'água na atmosfera, o índice K_t é uma boa alternativa para estimativa de $I_{LW\downarrow}$. Modelos de estimativa de $I_{LW\downarrow}$ em função do índice K_t foram propostos por Ineichen et al., (1984), Sridar & Elliot (2002) e Udo (1999). Nestes trabalhos os modelos foram ajustados com base na fração da radiação extraterrestre que atinge a superfície. Estes modelos são mais simples, no entanto perdem sua eficiência quando K_t é elevado. Udo (1999) propôs um modelo linear que relaciona média mensal da irradiação diária $I_{LW\downarrow}$ e a média mensal do índice de claridade diário. Nestes modelos a estimativa é feita tanto para a irradiância $I_{LW\downarrow}$ quanto para a irradiação $H_{LW\downarrow}$ (como a base utilizada é na partição horária a estimativa é feita para a $H^h_{LW\downarrow}$).

3. METODOLOGIA

3.1 Caracterização do local

O experimento foi realizado no campus da FCA-UNESP-Botucatu-SP, na fazenda Lageado, que tem como coordenadas geográficas: latitude de 22°54' S, longitude de 48°27' W e altitude de 786 m. O clima em Botucatu é temperado quente (mesotérmico) com chuvas no verão e seca no inverno. O dia mais longo (solstício de verão) tem 13,4 horas em dezembro, e o mais curto (solstício de inverno) tem 10,6 horas em junho. Os elementos climáticos em Botucatu podem ser observados por meio dos valores médios mensais nas séries de temperatura, umidade, precipitação, insolação do período de 1970 a 2000 em Botucatu (Figura 2 a, 2 b e 2c). A série de concentração de aerossóis é do período de 2000 a 2005, obtido por satélite TERRA é apresentado na Figura 2 d.

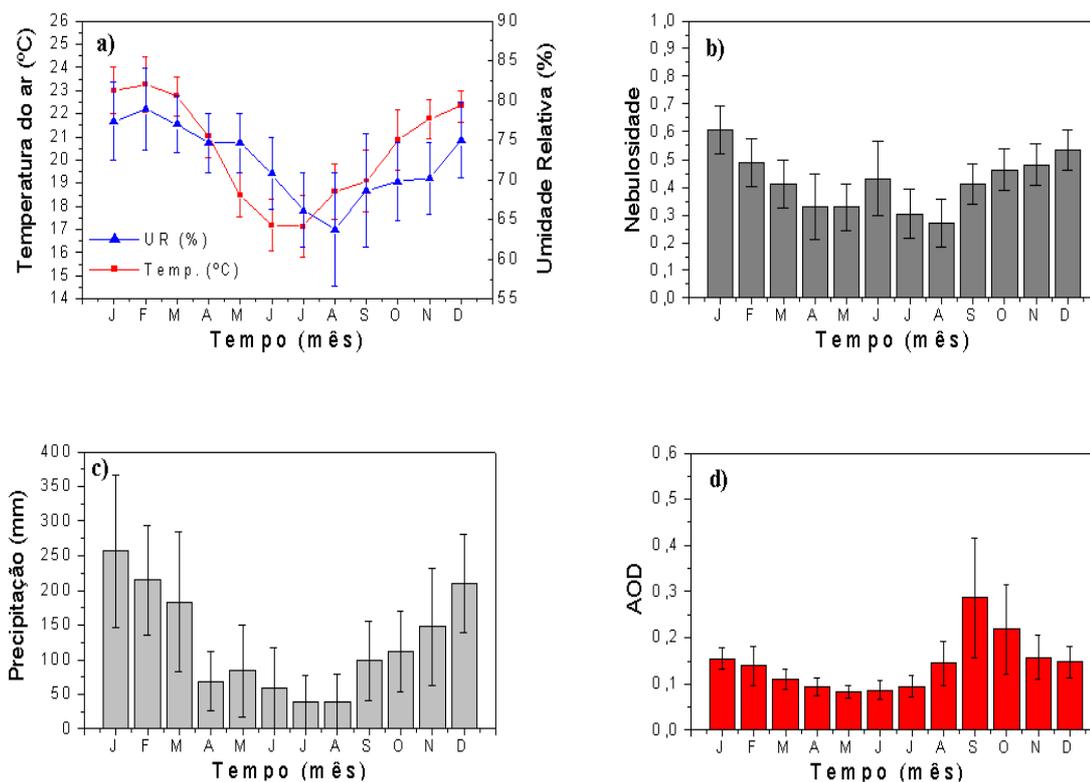


Figura (2a, b, c,) Séries climáticas da temperatura, umidade relativa, nebulosidade e precipitação, do período de 1970 a 2000 em Botucatu. A Figura 2d. mostra a serie de concentração de aerossóis de 2000 a 2005, obtido pelo satélite TERRA.

A evolução anual da temperatura e umidade relativa (Figura 2a) media mensal seguem a variação astronômica do sol. Ambos os parâmetros são mais elevadas quando a declinação ocorre mais próxima da latitude local no hemisfério sul e menos elevadas quando declina no hemisfério norte. Os meses de fevereiro e julho são o mais quente e frio do ano, respectivamente, com temperaturas médias de 23,2 °C e 17,1 °C, enquanto que fevereiro e agosto são os meses mais e o menos úmidos, com percentuais de 78,2% e 61,80% respectivamente.

A nebulosidade (f), (Figura 2b) calculada pela expressão $f = 1 - n/N$, expressa a fração do numero de horas em que o sol fica encoberto por nuvens no dia, onde n/N é a razão de insolação, n é o numero de horas de brilho solar e N é o fotoperíodo. A evolução anual da nebulosidade (Figura 2b), na grande maioria dos meses, segue as series climáticas da temperatura e umidade relativa. A exceção ocorre nos meses de maio e

junho, nos quais a temperatura e umidade relativa decrescem, e a nebulosidade permanece constante em maio com relação a abril, e aumenta em junho comparado a maio.

Essa singularidade existe por conta de entradas das frentes frias vindas do sul e sudeste do país, que arrastam grandes quantidades de massas de ar frio, para a região nordeste no outono, nos meses de abril e maio. A nebulosidade é maior no mês de janeiro ($f=0,61$) e menor em agosto ($f=0,27$). Em contraste a nebulosidade, os meses com maior e menor número de horas de brilho solar (n) são agosto e fevereiro com totais de 229h e 175,28h.

O ciclo da precipitação é constituído de dois períodos bem distintos de acordo com o regime de chuvas: o período chuvoso (outubro a março) e o período seco (abril a setembro), onde os índices pluviométricos encontram-se abaixo do nível de 100 mm. No período chuvoso, de outubro a março, concentrado nas estações da primavera e verão, quando ocorrem mais de 80% do total anual de chuvas, a precipitação é de natureza convectiva, originada do processo de convecção livre. A chuva convectiva é do tipo localizado, com grande variabilidade espacial; a intensidade é moderada a forte dependendo do desenvolvimento vertical da nuvem; a predominância é no período da tarde ou início da noite, e a duração, é curta à média, de minutos a horas. A maior precipitação ocorre no mês de janeiro com total de 260,7mm.

No período seco de abril a setembro, nas estações de outono e inverno, a precipitação é do tipo frontal, originada do encontro das massas frias e secas vindas da região sul com as massas quentes e úmidas da região sudeste do Brasil, típicas das latitudes médias. A distribuição da chuva é generalizada na região; a intensidade é de fraca a moderada, dependendo do tipo de frente, e a duração é de média a longa (horas ou dias), dependendo da velocidade de deslocamento da frente. A precipitação mínima na série ocorre em agosto com 38,2mm.

Durante o período do experimento a cidade de Botucatu contava com aproximadamente 120.000 habitantes. Botucatu esta inserida em uma região rural com plantações de cana de açúcar e eucaliptos. Houve um grande aumento na área plantada de cana-de-açúcar no Estado de São Paulo durante o período do experimento. A área plantada aumentou de 24,85 milhões de hectares em 2000 para 38,90 milhões de hectares em 2007 no estado de São Paulo segundo a Pesquisa Agrícola Municipal do IBGE de 2007.

Nos meses do período da seca, a partir de junho até novembro, a atmosfera local apresentava elevadas concentrações de materiais particulados provenientes das queimadas da cana de açúcar e das usinas que produzem açúcar e álcool. As cidades adjacentes (70 cidades dentro de um raio de 150 km) incluindo aquelas cidades que tem medidas de material particulado (Limeira e Santa Gertrudes) totalizam aproximadamente 36 milhões de toneladas de cana de açúcar de rendimento por ano, extensão excedente cerca de 10% do total de área (CODATO et al., 2007).

Portanto, ao redor de Botucatu, esta era uma significativa contribuição da poluição do ar pela queimada da biomassa. A evolução anual das médias mensais diárias da AOD (profundidade ótica de aerossóis, definida como um fator de atenuação exponencial do feixe da radiação solar ao atravessar a atmosfera, devido à interação com os aerossóis) obtidas pelo satélite TERRA do período de 2000 a 2005 (Figura 2d), mostra que do início das queimadas da cana de açúcar em julho, a concentração de aerossóis mensal aumenta consideravelmente passando por um valor máximo de $AOD=0,35$ em setembro, o que é equivalente a concentração PM_{10} de $70,0 \text{ ug.m}^{-3}$ (CODATO et al., 2007).

Com a entrada do período chuvoso em outubro, a concentração de aerossóis decrescia gradativamente, aos valores de $AOD=0,16$ ou $20,0 \text{ ug.m}^{-3}$ em dezembro. Nos meses do ano seguinte, de janeiro até junho, a concentração de aerossóis continuava a decrescer até atingir, no mês de maio, o menor nível de concentração PM_{10} , antes de iniciar o novo ciclo.

Em 2002 foi outorgada a lei estadual nº 11.241 que previa a proibição gradativa da queima da cana-de-açúcar em detrimento à saúde da população e a conservação do meio ambiente. Com essa proibição gradativa espera-se que a concentração de aerossóis provenientes da queimada de cana-de-açúcar no Estado de São Paulo diminua gradativamente, principalmente no interior do Estado nos municípios produtores. Embora os níveis de particulados com a proibição da queima da cana-de-açúcar apresentem a tendência de diminuir, o fato de estes particulados estarem presentes na atmosfera durante o período das medidas torna este fator relevante durante a elaboração deste trabalho.

3.2 Instrumentação e Medidas

A medida da irradiância atmosférica $I_{LW\downarrow}$ em $W\ m^{-2}$ foi realizada através de um pirgeômetro, modelo CG1 da Kipp & Zonen com sensibilidade na faixa de comprimento de onda de 5 a 50 μm e o fator de calibração de $10,75\ \mu V\ W^{-1}\ m^{-2}$. O pirgeômetro é um instrumento de monitoramento padrão da radiação atmosférica de onda longa, na superfície, recomendado pela World Climate Research Program Baseline Surface Radiation Network (Udo, 1999).

O pirgeômetro é protegido por uma janela de silício que evita a chegada da radiação solar ao sensor de radiação. O aquecimento da janela de silício, provocado pela radiação solar, faz a temperatura gerar um sinal espúrio no sinal que deve ser eliminado. Segundo os manuais da Kipp & Zonen, para cada $1000\ W\ m^{-2}$ de radiação solar global incidente na janela plana do pirgeômetro, são gerados $25\ W\ m^{-2}$ de onda longa. Portanto uma correção foi aplicada pela expressão:

$$I_{LW\downarrow} = I_{LW\downarrow obs} - 0,025I_{SW} \quad (10)$$

onde: $I_{LW\downarrow obs}$ é a média de 5 minutos da irradiância de onda longa registrada no datalogger e I_{SW} é a média de 5 minutos da irradiância global, medidas simultaneamente.

A irradiância global na horizontal I_{SW} e a irradiância difusa I_{DIF} são medidas de rotina na Estação de Radiometria Solar de Botucatu, FCA, UNESP, Botucatu-SP. A medida da irradiância global na horizontal I_{SW} é feita por um piranômetro Eppley-PSP.

A irradiância difusa I_{DIF} foi medida com um piranômetro Eppley-PSP posicionado sob um anel de sombreamento. O anel tem a função de sombrear o piranômetro barrando a fração direta no sensor, permitindo a medida apenas da fração difusa. O anel utilizado foi do tipo ME1, proposto por Melo & Escobedo (1994) com 0,40m de raio e 0,10 m de largura. A vantagem desse tipo de anel é o custo operacional reduzido quando comparado com outros métodos (anel de Drummond ou o método do disco, que exige rastreador solar (DRUMMOND, 1956)).

Ao sombrear o sensor, o anel inevitavelmente barra uma pequena fração da difusa (F_p). Por este motivo anéis de sombreamento necessitam de fatores de correção. Os fatores de correção aplicados são baseados na isotropia da radiação solar (fatores geométricos e geográficos) e na anisotropia (função de intervalos discretos da transmissividade atmosférica K_t (DAL PAI & ESCOBEDO, 2006)).

As irradiâncias I_{SW} e I_{DIF} medidas em $W\ m^{-2}$ foram posteriormente integradas na partição horária (H_{SW}^h e H_{DIF}^h), tendo como unidade $MJ\ m^{-2}$. A radiação de onda longa atmosférica foi trabalhada em duas grandezas: quando comparada às radiações global e difusa foi integrada na partição horária ($H_{LW\downarrow}^h$) tendo como unidade $MJ\ m^{-2}$. Quando utilizada nos modelos clássicos de estimativa da radiação atmosférica de ondas longas sua unidade foi o $W\ m^{-2}$. Isto se deve pois modelos clássicos de estimativa usam em sua maioria esta grandeza como entrada ou saída nas equações, enquanto modelos dependentes das radiações solares global e difusa são usualmente processados com a unidade $MJ\ m^{-2}$.

A temperatura e a umidade relativa do ar foram medidas através de um sensor HMP45C da Vaisala[®]. A pressão parcial do vapor d'água, e_a , foi estimada por: $e = (UR/100)e_s$, sendo e_s a pressão de saturação do vapor d'água dada pela equação de Tétens. A unidade da pressão de vapor no SI (Sistema Internacional de Unidades) é o Pascal (Pa); as unidade de entrada de seu valor nas equações de estimativa da radiação atmosférica de onda longa são seus múltiplos KPa e hPA, conforme recomendação dos autores dessas equações. A temperatura foi medida em grau Celsius ($^{\circ}C$), porém nas equações seu valor foi sempre convertido para Kelvins (K).

Na aquisição e armazenamento dos dados, utilizou-se um “datalogger”, modelo 23X da Campbell Scientific, programado para fazer as leituras a cada 5s e armazenar médias de 5 minutos. Todos os dados passaram por um controle de qualidade para a eliminação de valores incorretos decorrentes de quedas de energia, manutenção, calibração e valores noturnos das ondas curtas.

O período de medidas para geração dos modelos está separado em dois agrupamentos de dados: o agrupamento usado nos modelos que utilizam apenas ondas curtas (radiações global e difusa) como variável de entrada teve o período de medida de 01 de janeiro de 2000 até 31 de dezembro de 2006. No agrupamento de dados que utilizam temperatura e umidade o período usado nos modelos foi de 1 de outubro de 2000 a 30 de setembro de 2002. O sensor HMP45C de temperatura e

umidade apresentou defeitos durante o período experimental, tendo realmente efetuado medidas apenas durante esse período. Neste agrupamento a fonte de dados independentes para validação utilizada foi o ano de 2013. Neste ano um novo sensor idêntico forneceu as medidas de temperatura e umidade. A representação gráfica do período das medidas pode ser vista na Figura 3.

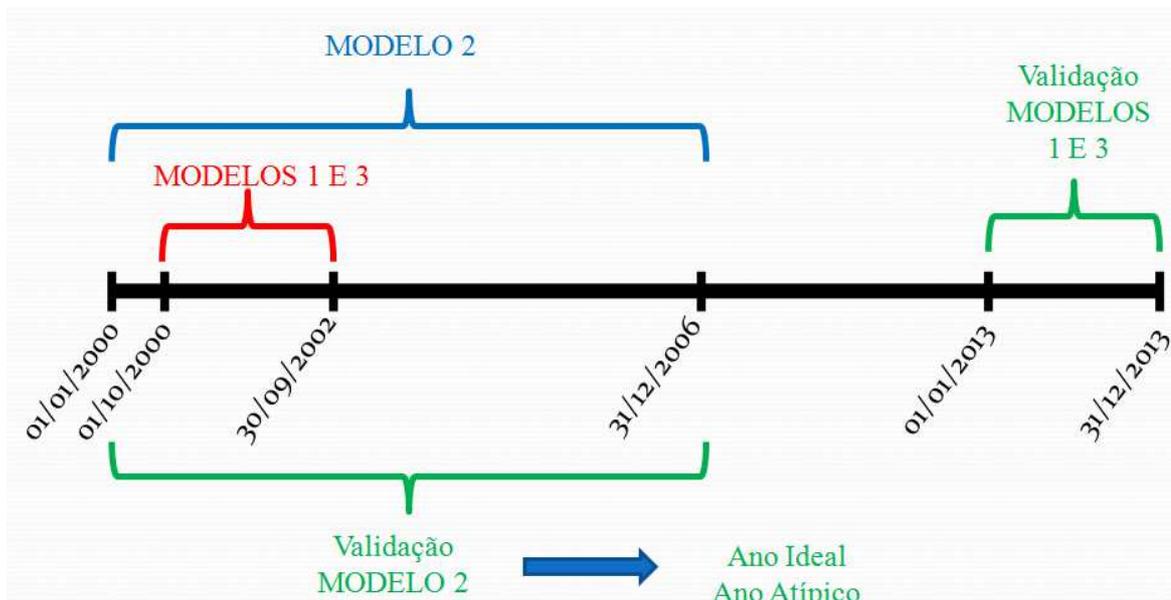


Figura 3. Período de realização das medidas utilizadas na geração dos modelos e em suas respectivas validações.

3.3 Validação

3.3.1 Indicativos Estatísticos

Para análise do desempenho de um modelo gerado uma comparação entre medidas e valores estimados deve ser feita. O método de comparação usado neste trabalho foi o uso de indicativos estatísticos mais comumente presentes na literatura. A validação do modelo de estimativa da LW_{\downarrow} foi realizada com os indicativos estatísticos MBE (Mean Bias Error ou desvio das médias) e RMSE (Root mean square error), propostos por Stone (1993):

$$MBE = \left(\frac{\sum_i^N (y_i - x_i)}{N} \right) \quad (11)$$

$$MBE(\%) = 100 \quad (12)$$

$$* \frac{\left(\frac{\sum_i^N (y_i - x_i)}{N} \right)}{\bar{X}}$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_i^N (y_i - x_i)^2}{N} \right]^{1/2} \quad (13)$$

$$RMSE(\%) = 100 * \frac{\left[\frac{\sum_i^N (y_i - x_i)^2}{N} \right]^{1/2}}{\bar{X}} \quad (14)$$

onde y_i são os valores estimados, x_i são os valores medidos, N é o número de observações, \bar{X} é o valor médio medido. Estes indicativos são os mais frequentemente usados em trabalhos envolvendo radiação solar. A unidade de saída pode ser a mesma da variável testada ou pode ser a porcentagem. Valores em porcentagem são mais usados por serem de mais fácil comparação com outros trabalhos. Também são conhecidos como NMBE e NRMSE. A letra N significa “normalizado” (IZIOMON et al., 2003)

O desvio das médias MBE (Mean Bias Error) é um indicativo que provê informação no desempenho de um modelo quanto a sua subestimação ou superestimação. Um valor positivo indica uma superestimação, enquanto que um valor

negativo subestimação. Uma desvantagem apresentada é no cancelamento de um valor positivo por um negativo. A raiz quadrada do desvio quadrático médio RMSE (Root Mean Square Error) fornece informação do desempenho do modelo quanto a seu espalhamento em torno do modelo. Quanto menor seu valor, menor a dispersão dos dados em torno do modelo. A desvantagem é que bastam alguns poucos valores discrepantes para que ocorra um aumento significativo em sua magnitude. O RMSE é um indicador que estima bem o erro sistemático de um modelo.

3.3.2 Validação dos modelos dependentes de temperatura e umidade (Modelos 1 e 3)

Para a geração e validação dos modelos dependentes de temperatura e umidade a quantidade de dados foi menor. Esses modelos foram gerados com base em dois anos: de 1 de Outubro de 2000 a 30 de Setembro de 2002. A validação foi realizada utilizando os indicativos MBE e RMSE comparando-os ao ano de 2013. Para geração de alguns modelos a radiação solar global e difusa foram usadas com a temperatura e umidade. Logo no ano de 2013 foram necessários além da temperatura, umidade e radiação de ondas longas atmosféricas as radiações solares global e difusa (medidas rotineiramente na UNESP-FCA-Botucatu). Para os modelos clássicos a validação foi feita apenas com dias de céu claro de 2013. O critério para separação de dias(e horas) de céu claro foi o uso do K_t maior que 0,65.

3.3.3 Validação dos modelos com base em K_t e K_d (Modelo 2)

Na geração dos modelos e na validação destes mesmos uma nova técnica de validação foi utilizada. Esta técnica vem aparecendo em trabalhos da área de radiação solar como alternativa para a validação tradicional que consistiria em gerar o modelo com uma fração dos dados e validá-lo com outra fração dos dados (COSTA et al., 2012). Nesta técnica utiliza-se toda a base de dados na geração do modelo e para a validação separa-se por médias um ano ideal ou típico com os meses com valores mais próximos à média geral, e um ano atípico com os meses com médias mais afastadas da média geral. Deste modo, o modelo de K_t e K_d foi gerado com toda a base de dados, ou seja, com os anos de 2000 a 2006, e foi validado com dois anos separados conforme as

Tabelas 5 e 6. A vantagem desta técnica é a não dependência de apenas um ano para validação, ano este que pode ser um ano com grande variação climática quando comparado com a série local. Na elaboração de dois anos teóricos pode-se prever a magnitude dos erros tanto em anos dentro das séries como em anos afastados da série.

Tabela 5. Apresentação dos meses de um ano teórico ideal montado com as médias mensais mais próximas da média total.

	Média LW↓ Total(MJm ⁻²)	Sd Total	Ano	Media melhor(MJm ⁻²)	Sd Melhor	Afastamento (MJm ⁻²)
JAN	1,380	0,160	2001	1,382	0,074	0,002
FEV	1,357	0,205	2006	1,369	0,081	0,012
MAR	1,347	0,183	2006	1,342	0,092	-0,005
ABR	1,275	0,181	2005	1,283	0,086	0,008
MAI	1,194	0,212	2000	1,193	0,117	-0,001
JUN	1,178	0,161	2005	1,181	0,090	0,003
JUL	1,158	0,140	2004	1,159	0,123	0,001
AGO	1,175	0,219	2005	1,157	0,107	-0,018
SET	1,234	0,166	2003	1,234	0,107	0
OUT	1,297	0,178	2003	1,282	0,118	-0,015
NOV	1,320	0,202	2003	1,324	0,102	0,004
DEZ	1,358	0,191	2006	1,358	0,097	0

Tabela 6. Apresentação dos meses de um ano teórico atípico montado com as médias mensais mais distantes da média total.

	Média LW↓ Total(MJm ⁻²)	Sd Total	Ano	Media Pior(MJm ⁻²)	Sd Melhor	Afastamento (MJm ⁻²)
JAN	1,380	0,160	2006	1,347	0,088	-0,033
FEV	1,357	0,205	2005	1,288	0,120	-0,069
MAR	1,347	0,183	2004	1,286	0,097	-0,061
ABR	1,275	0,181	2006	1,217	0,109	-0,058
MAI	1,194	0,212	2006	1,120	0,106	-0,074
JUN	1,178	0,161	2006	1,124	0,100	-0,054
JUL	1,158	0,140	2001	1,192	0,099	0,034
AGO	1,175	0,219	2004	1,101	0,109	-0,074
SET	1,234	0,166	2006	1,187	0,132	-0,047
OUT	1,297	0,178	2005	1,333	0,087	0,036
NOV	1,320	0,202	2005	1,268	0,120	-0,052
DEZ	1,358	0,191	2005	1,306	0,109	-0,052

A seleção dos anos típico e atípico foi efetuada através de análises estatísticas onde se comparou para cada mês do ano, o valor da radiação media-inter anos (média de um mês calculada com a média desse mês nos sete anos) considerando o intervalo de variação do desvio padrão da média, com o valor da LW↓ média mensal de cada ano (intra-anos).

O processo de seleção do ano típico é similar ao processo de seleção do Ano Meteorológico Típico (WMO, 1989). Para o mês de abril, o ano típico foi 2005, enquanto que em setembro o ano foi 2003. Os valores de LW↓ mensal media-inter anos em Setembro coincidiu com os valores de LW↓ medias intra-anos, enquanto que o mês de Abril a diferença foi muito pequena. Ao contrário, no ano atípico, os valores de LW↓ médias do ano estão mais distantes dos valores das irradiações medias - inter anos, externos ao intervalo de variação do desvio padrão. Assim para o mês de abril e Setembro o ano atípico foi 2006.

Uma vez gerado o modelo e havendo dois anos para validação a comparação foi realizada com os indicativos MBE e RMSE.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Modelos clássicos para dias de céu claro

4.1.1 Modelos clássicos para a estimativa de I_{LWj} : ajuste de parâmetros para Botucatu

A Tabela 7 apresenta as equações de alguns dos modelos clássicos mais discutidos na literatura. Na Tabela 8 estão apresentados os valores dos parâmetros originais dos modelos discutidos e os valores dos parâmetros ajustados para a cidade de Botucatu, com seus respectivos coeficientes de ajuste R^2 . A numeração da Tabela 8 acompanha a numeração na Tabela 7, com os respectivos modelos. Recordando que para o ajuste dos parâmetros para Botucatu o período utilizado foi de 1 de outubro de 2000 a 30 de setembro de 2002, período em que a umidade relativa foi disponível. Nos dados utilizados para o ajuste dos parâmetros foram usados apenas dias de céu limpo, similarmente aos trabalhos envolvendo os modelos clássicos, e com os valores trabalhados na partição horária e na unidade $W m^{-2}$:

Tabela 7. Equações dos modelos clássicos com seus autores e respectiva numeração.

Modelo n°	Equação
1- Ångström 1918	$LWi = [A - (B * 10^{-C * ea})] * \sigma * T^4$
2- Brunt 1932	$LWi = [A + (B * \sqrt{ea})] * \sigma * T^4$
3- Anderson 1954	$LWi = [A + (B * \sqrt{10 * ea})] * \sigma * T^4$
4- Swinbank 1963	$LWi = (A * T^2) * \sigma * T^4$
5- Idso & Jackson 1969	$LWi = \{1 - A * \exp[B * (273 - T)^2]\} * \sigma * T^4$
6- Brutsaert 1975	$LWi = \left[A * \left(\frac{ea}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \right] * \sigma * T^4$
7- Satterlund 1979	$LWi = \left\{ A * \left[1 - \exp \left(-ea^{\frac{T}{B}} \right) \right] \right\} * \sigma * T^4$
8- Idso 1981	$LWi = A + \left[B * ea * \exp \left(\frac{1500}{T} \right) \right] * \sigma * T^4$
9- Prata 1996	$LWi = 1 - (1 + w) * \exp [- (A + B * w)^{0,5}] * \sigma * T^4$
10- Dillely & O'Brian 1998	$LWi = A + \left[B * \left(\frac{T}{273,16} \right)^6 \right] + \left(C * \sqrt{18,6 * \frac{w}{25}} \right)$
11- Crawford and Duchon 1999	$LWi = A + \left\{ B * \left[\text{sen} (m + 2) * \left(\frac{\pi}{6} \right) \right] * \left(\frac{ea}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \right\} * \sigma * T^4$
12- Niemalä 2001	$LWi = \{ A + [B * (ea - 2)] \} * \sigma * T^4$
13- Izimon et al. 2003	$LWi = \left\{ 1 - \left[A * \exp \left(\frac{-B * ea}{T} \right) \right] \right\} * \sigma * T^4$
14- Barbaro 2010	$LWi = A + (B * T) + (C * ea) + [D * \ln(T)] + \left(\frac{E}{T} \right) + (F * \sqrt{ea}) + \left(\frac{G}{ea} \right)$

Onde LWi é a irradiância I_{LW} ↓.

Tabela 8. Coeficientes dos Modelos clássicos originais e ajustados para Botucatu, com seus respectivos coeficientes de determinação R².

Modelo	Coeficientes originais			Coeficientes ajustados			R ²
	A	B	C	A'	B'	C'	
1	0,82	0,25	0,168	0,93	0,35	0,015	0,927
2	0,52	0,065	-	0,50	0,057	-	0,927
3	0,68	0,036	-	0,50	0,018	-	0,927
4	9,2*10 ⁻⁶	-	-	8,28*10 ⁻⁶	-	-	0,796
5	0,261	-0,000777	-	0,334	-0,00037	-	0,795
6	1,24	-	-	1,114	-	-	0,919
7	1,08	2016	-	0,95	2016	-	0,866
8	0,7	0,000595	-	242,2	0,00007	-	0,504
9	1,2	3,0	-	0,67	2,371	-	0,923
10	59,38	113,7	96,96	-33,74	160,29	230,74	0,935
11	1,22	0,06	-	0,75	-0,31	-	0,722
12	0,72	0,009	-	0,63	0,007	-	0,927
13	0,35	10,0	-	0,42	8,19	-	0,923
14	*	*	*	*	*	*	0,939

* Os coeficientes do modelo 14 são apresentados na Tabela 9.

Tabela 9. Coeficientes do Modelo de Bárbaro(2010) original e ajustado para Botucatu.

Modelo	A	B	C	D	E	F	G
14(Barb.)							
Original	1827,23	31,35	-35,06	-967,82	-7725,26	390,92	2372,20
Mod.	1291,76	16,593	2,075	-408,414	-3178,12	7,23878	-4,62922
Botucatu							

Os modelos com melhor ajuste de parâmetro foram os modelos de Bárbaro (2010) e Dilley O'Brian (1998), com R^2 de 0,938 e 0,935 respectivamente. O modelo de Idso (1981) foi o modelo que apresentou pior desempenho, com R^2 de 0,503. Os modelos 1, 2, 3, 6, 9, 10, 12, 13 e 14 apresentaram R^2 acima de 0,9.

A Tabela 10 apresenta a variação relativa dos valores dos parâmetros originais dos modelos clássicos com os parâmetros ajustados para Botucatu. Os modelos ausentes na Tabela 10 são modelos que apresentaram variações maiores que 100%.

Tabela 10. Variações dos coeficientes empíricos dos modelos paramétricos clássicos.

	Diferença relativa de A (%)	Diferença relativa de B (%)	Diferença relativa de C (%)
1- Ångström 1918	13,25	41,42	-90,49
2- Brunt 1932	-3,41	-11,69	-
3- Anderson 1954	-26,14	-49,58	-
5- Idso & Jackson 1969	28,09	-52,38	-
6- Brutsaert 1975	-10,16	-	-
7- Satterlund 1979	-12,04	0	-
9- Prata 1996	-44,15	-20,97	-
10- Dilley & O'Brian 1998	-156,82	40,98	137,98
11- Crawford and Duchon 1999	-38,35	-609,22	-
12- Niemalä 2001	-12,92	-18,44	-
13- Izimon et al. 2003	19,13	-18,03	-

As variações foram calculadas pela expressão: [(valor ajustado-valor original)100]/valor original

O modelo de Brunt (1932) foi o que apresentou menor variação (-3,4% no coeficiente A e -11,69% no coeficiente B). Em inúmeras localidades do planeta pesquisadores propuseram coeficientes para seu modelo: alguns trabalharam com coeficientes globais, como Sellers (1965) que propôs os coeficientes $A=0,61$ e $B=0,048$, e

a FAO (1990) com $A=0,64$ e $B=0,044$. A maioria dos trabalhos propõe coeficientes regionais, validos apenas para a localidade de seu desenvolvimento. É o caso de Monteith (1961) com $A=0,53$ e $B=0,065$ na Inglaterra; Swinbank (1963) com $A=0,64$ e $B=0,037$ na Austrália; Berger et al., (1984) com $A=0,66$ e $B=0,040$ na França; Berdahl & Martin (1984) com $A=0,56$ e $B=0,059$ nos EUA; Heitor et al., (1991) com $A=0,59$ e $B=0,044$ em Portugal; Korsgaard et al., (1991) com $A=0,63$ e $B=0,054$ na Dinamarca e Iziomon et al., (2003) com $A=0,60$ e $B=0,064$ na Alemanha.

Neste ultimo trabalho citado (IZIOMON et al., 2003) na Alemanha aparece uma discussão sobre o significado dos coeficientes A e B da equação de Brunt (1932). O termo B da equação de Brunt (1932) expressa a dependência do vapor d'água na emissividade atmosférica. Pode-se deduzir que com o aumento do valor de B há um aumento na dependência da quantidade de vapor d'água. Com a diminuição de B deduz-se que a quantidade de vapor d'água na atmosfera tenha menor importância na emissividade. O termo A completa a equação de Brunt (1932) e tem o significado de expressar a diferença na emissividade atmosférica de locais diferentes assumindo-se mesmas condições de vapor d'água desses locais. Iziomon et al.,(2003) cita que na Alemanha, em duas localidades diferentes: uma região de montanhas, com maior altitude e parâmetro A foi 0,50, e a região adjacente em baixo das montanhas, com parâmetro A foi 0,60. Nas mesmas condições de pressão de vapor d'água a emissividade nas montanhas é menor. O caso do modelo de Brunt (1932) é possível se procurar explicações climáticas para cada parâmetro. Este fato não se repete facilmente em outros modelos. Como o modelo de Brunt (1932) foi o mais estudado é possível a comparação em várias localidades. Outros modelos ainda precisam ser melhor estudados para que comparações possam ser feitas, para a melhor interpretação climática dos parâmetros.

O modelo de Brutsaert (1975) é um modelo que apresentou bom resultado e também já foi estudado por vários pesquisadores. O modelo original sugeriu um coeficiente de 1,24. O valor do parâmetro em Botucatu foi de 1,114, com uma variação de -10,16%. Culf & Gash (1993) encontraram um valor de 1,31 na Nigéria. Shridhar & Elliot (2002) encontraram um valor de 1,31 nos EUA. Cwawford & Duchon (1999) propuseram um coeficiente variável sazonalmente e fizeram um ajuste senoidal em função da sazonalidade. Esse modelo teve coeficientes variando de 1,28 em janeiro a 1,16 em julho em Nebraska, EUA.

4.1.2 Modelos clássicos para a estimativa de $I_{LW\downarrow}$: modelo proposto para Botucatu

Como visto no item anterior o ajuste de parâmetros para Botucatu mostrou-se satisfatório para estimativa de $I_{LW\downarrow}$. Com o mesmo agrupamento de dados foi gerado um modelo empírico para Botucatu no intuito de averiguar se um modelo próprio para Botucatu apresentaria melhor desempenho. Este modelo foi gerado com as mesmas condições em que os modelos clássicos foram trabalhados: condição de céu limpo, na partição horária, radiação $I_{LW\downarrow}$ em Wm^{-2} e variáveis de entrada temperatura do ar e pressão de vapor d'água. A Equação 15 apresenta o modelo gerado para Botucatu:

$$I_{LW\downarrow} = \left[\left(\frac{ea}{A} \right) + (B * \sqrt{ea}) + (C * T) + \left(\frac{D}{T} \right) \right] * \sigma * T^4 \quad (15)$$

$$R^2=0,935$$

com os coeficientes $A = 104,43$

$$B = -0,023$$

$$C = 0,002$$

$$D = 18,76$$

Esse modelo apresentou R^2 de 0,935, valor elevado demonstrando bom ajuste para estimativa de $I_{LW\downarrow}$ em Botucatu. Valores de R^2 elevados parecidos foram ajustados a partir dos modelos de Bárbaro (2010) e Dilley & O'Brien (1998). O modelo de Bárbaro (2010) foi obtido em uma região próxima a Botucatu: a cidade de São Paulo. Seu ajuste para Botucatu foi bom mesmo sendo um modelo desenvolvido para área urbana, enquanto que em Botucatu as medidas foram tomadas em área rural. O modelo de Dilley & O'Brien (1998) foi desenvolvido com dados de regiões tropicais, de média altitude e climas polares dos dois hemisférios, com a intenção de ter abrangência global.

Os modelos de Bárbaro (2010) e Dilley & O'Brien (1998) não apresentam a constante de Stefan-Boltzmann e a temperatura do ar em Kelvins elevada à quarta potência; porém são modelos em que há maior número de parâmetros: o modelo de Dilley e O'Brien (1998) apresenta 3 parâmetros e mais a água precipitável

($w=46,5*(e_a/T_a)$). O modelo de Bárbaro (2010) utiliza sete parâmetros. Outros modelos clássicos apresentam menor número de parâmetros como Brutsaert (1975) com apenas um parâmetro e Brunt (1932) e Anderson (1954) com dois parâmetros, mas utilizam equação de Stefan-Boltzman ($\sigma*T^4$). Este modelo proposto para Botucatu ficou em uma posição intermediária, usando a equação de Stefan-Boltzman e quatro parâmetros.

O modelo foi gerado com dois anos disponíveis de dados com dias de céu limpo e na partição horária. O ano de 2013 foi usado na validação deste modelo. Com a média de $I_{LW\downarrow}$ observada no período de $329,95 \text{ W m}^{-2}$ o valor de MBE(%) foi de -13,95 % enquanto que o valor de RMSE(%) foi de 20,39.

Os indicativos estatísticos mostram que o modelo subestimou $I_{LW\downarrow}$ em 13,95%. O RMSE apresenta o espalhamento dos dados, que ficaram por volta dos 20%. Esses valores são próximos aos encontrados por outros pesquisadores. Iziomon et al., (2003) comparou vários modelos clássicos (SWINBANK, 1963; IDSO & JACKSON, 1969; BRUNT, 1932; BRUTSAERT, 1975) com seus dados na Alemanha e encontrou valores de MBE variando de -11 a +9% e valores de RMSE variando de 9 a 21%. Kjaersgaard et al., (2007) encontrou valores próximos: de ± 3 a 8% no MBE e de 9 a 16% no RMSE. Segundo Dal Pai & Escobedo, (2006) valores de RMSE no estudo da radiação solar e suas componentes são elevados quando trabalhados na partição horária devido à inclusão das horas de maiores amplitudes nas médias, aumentando o espalhamento dos dados. Estes indicativos estatísticos tendem a ser menores quando as partições são feitas em períodos de tempo maiores (diária ou mensal). Eles encontraram para a radiação solar global e difusa valores de RMSE na partição horária de 38 a 40%, enquanto na partição diária estes valores entre 20 a 26% e na partição mensal valores entre 7 a 25%.

Um fator responsável pela diferença entre os dados medidos e estimados é a variação climática que ocorre entre os anos. A Figura 4 apresenta a diferença na temperatura do ar média mensal entre o período usado na geração do modelo com os valores para o ano de 2013.

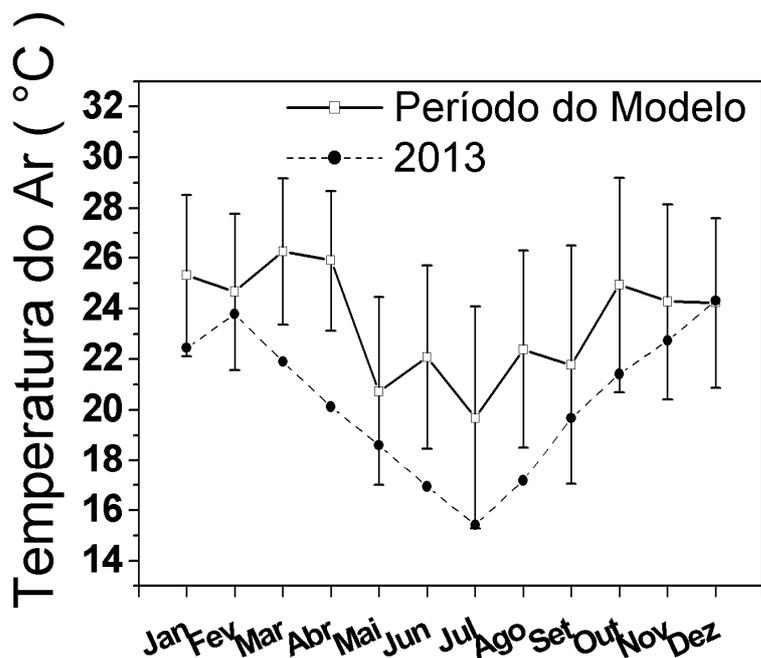


Figura 4. Comparação das temperaturas médias mensais do período da geração do modelo com o ano de 2013.

As temperaturas acompanham a sazonalidade tendo seus máximos na estação mais quente (verão) e seus mínimos na estação mais fria (inverno). Porém o ano de 2013 apresentou uma clara tendência de ter menores temperaturas em relação ao período usado para a geração do modelo. Esta diferença pode ter contribuído nos indicadores MBE (%) e RMSE (%). Como os modelos de ondas longas tem dependência exponencial à quarta potência na temperatura, alterações na temperatura causarão alterações nos valores gerados pelo modelo. As temperaturas de 2013 por terem sido mais baixas fizeram o modelo gerar valores de baixa magnitude de $I_{LW\downarrow}$.

4.2 Estimativa da $LW\downarrow$ a partir dos índices radiométricos K_t e K_d

4.2.1. Análise Climática das Radiações LW , G e d na superfície terrestre.

A Figura 5 mostra a evolução temporal da radiação de ondas longas $H_{LW\downarrow}^h$ (neste modelo os dados são processados na unidade de energia (MJm^{-2}) na partição horária) e as radiações solar de onda curta H_{SW}^h e H_{DIF}^h . O ciclo anual de $H_{LW\downarrow}^h$ e das radiações H_{SW}^h e H_{DIF}^h é periódico, e a sazonalidade é resultante das variações astronômicas de $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h em função do local e dia, e das variações do clima como temperatura, umidade do ar, nebulosidade, vapor de água e aerossóis da atmosfera.

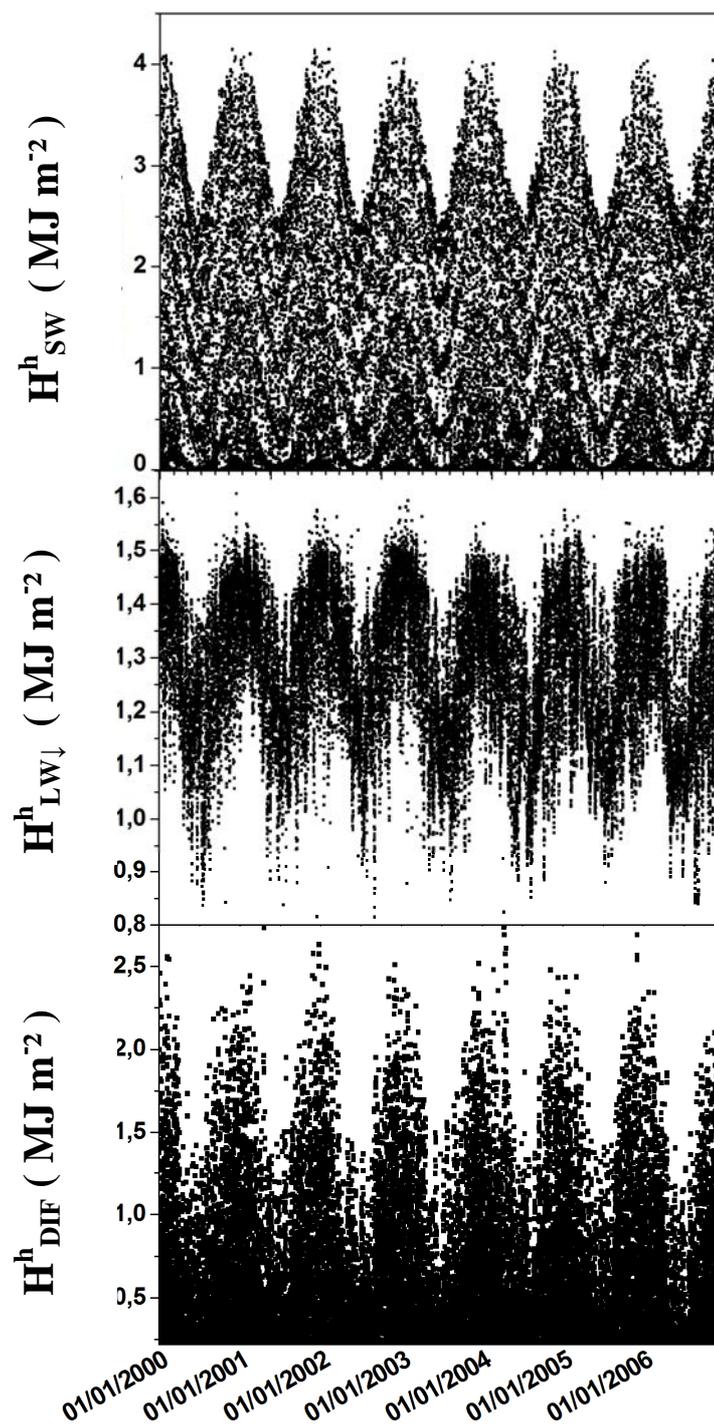


Figura 5. Evoluções das radiações H^h_{SW} , $H^h_{LW\downarrow}$ e H^h_{DIF} do período de 2000 a 2006.

Os maiores valores de $H_{LW\downarrow}^h$ ocorreram no verão, período onde os valores de H_{SW}^h e H_{DIF}^h , temperatura, nebulosidade, precipitação e vapor de água, apresentam valores mais elevados do ano. Por outro lado, os menores valores de $H_{LW\downarrow}^h$, ocorreram no inverno, onde os valores de H_{SW}^h e H_{DIF}^h , temperatura, vapor de água, nebulosidade e precipitação, são contrárias as do verão, menos elevadas no ano.

As evoluções das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h mostram que os eventos meteorológicos micro e macroclimáticos característicos do local e de frequência anual como: os processos convectivos de evapotranspiração, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Sistemas Frontais do Atlântico Sul. Estes fatores climáticos provocam o aumento da nebulosidade e do vapor de água na atmosfera no período chuvoso de outubro a março. Nos início do período seco entradas de frentes frias vindas do sul do país provocam um aumento da nebulosidade, com queda de temperatura e umidade do ar, nos meses de maio a junho. Também neste período o aumento da concentração de materiais particulados na atmosfera provoca aumento de nebulosidade, no período da seca, de agosto até novembro, proveniente da queimada da cana de açúcar e das usinas que produzem açúcar e álcool, se repetem com mesma intensidade a cada ano. Eventos macroclimáticos como o El Niño e o La Nina, que geram mudanças nos regimes de chuva e nebulosidade nas regiões tropicais e em locais de latitudes médias, não tem influenciado a distribuição de frequência das coberturas de céu em Botucatu. (TERAMOTO et al., 2012).

A análise estatística das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h para o período de 2000 a 2006 (Tabela 11) mostra o número de observações, média, desvio padrão (SD), intervalo de variação para cada ano, e no total dos sete anos. O número de observações de radiação $H_{LW\downarrow}^h$, medida no período diurno/noturno (24 horas), é quase que o dobro do número das radiações H_{SW}^h e H_{DIF}^h medidas no período diurno (12h).

Tabela 11. Estatística das radiações $H^h_{LW\downarrow}$, H^h_{SW} e H^h_{DIF} horária de 2000 a 2006.

Radiação	Ano	Horas	Média (MJ m⁻²)	SD	Min (MJ m⁻²)	Max (MJ m⁻²)	Variação (MJ m⁻²)
$H^h_{LW\downarrow}$	2000	8688	1,294	0,134	0,837	1,607	0,770
$H^h_{LW\downarrow}$	2001	8636	1,300	0,125	0,816	1,577	0,761
$H^h_{LW\downarrow}$	2002	8494	1,301	0,124	0,815	1,581	0,766
$H^h_{LW\downarrow}$	2003	8587	1,282	0,136	0,847	1,594	0,747
$H^h_{LW\downarrow}$	2004	8581	1,249	0,135	0,824	1,552	0,728
$H^h_{LW\downarrow}$	2005	8655	1,262	0,129	0,880	1,576	0,697
$H^h_{LW\downarrow}$	2006	8745	1,250	0,141	0,839	1,544	0,705
$H^h_{LW\downarrow}$	Total	60386	1,277	0,134	0,815	1,607	0,792
H^h_{SW}	2000	4744	1,394	1,131	0,000	4,144	4,144
H^h_{SW}	2001	4695	1,433	1,131	0,000	4,134	4,134
H^h_{SW}	2002	4593	1,390	1,093	0,000	4,145	4,145
H^h_{SW}	2003	4690	1,392	1,100	0,000	4,046	4,046
H^h_{SW}	2004	4648	1,337	1,087	0,000	4,122	4,122
H^h_{SW}	2005	4672	1,337	1,067	0,000	4,001	4,001
H^h_{SW}	2006	4685	1,385	1,061	0,000	4,035	4,035
H^h_{SW}	Total	32727	1,381	1,096	0,000	4,145	4,145
H^h_{DIF}	2000	4744	0,531	0,482	0,000	2,557	2,557
H^h_{DIF}	2001	4695	0,519	0,517	0,000	2,631	2,631
H^h_{DIF}	2002	4593	0,521	0,469	0,000	2,509	2,509
H^h_{DIF}	2003	4690	0,504	0,465	0,000	2,517	2,517
H^h_{DIF}	2004	4648	0,550	0,535	0,000	2,608	2,608
H^h_{DIF}	2005	4672	0,529	0,480	0,000	2,691	2,691
H^h_{DIF}	2006	4685	0,496	0,453	0,000	2,343	2,343
H^h_{DIF}	Total	32727	0,517	0,473	0,000	2,691	2,691

A variação entre o valor máximo e mínimo médio, expressa a amplitude de variação das radiações média $H^h_{LW\downarrow}$, H^h_{SW} e H^h_{DIF} em cada ano, e no total dos sete anos. A amplitude de variação da radiação de onda longa $H^h_{LW\downarrow}$ é diferente da amplitude das radiações de ondas curtas H^h_{SW} e H^h_{DIF} : os valores mínimos de $H^h_{LW\downarrow}$ em função da existência da atmosfera não atingem o valor zero, a exemplo das radiações H^h_{SW} e H^h_{DIF} que atingem o valor zero na condição da ausência total da luz solar durante o dia ou no período noturno.

Os valores médios mínimos e médios máximos de $H^h_{LW\downarrow}$ foram praticamente iguais em todos os anos, 0,815 e 1,607 MJm⁻², respectivamente. Os valores máximos de H^h_{SW} e H^h_{DIF} foram também praticamente iguais entre os anos, com média geral de 4,145 MJm⁻² e 2,691 MJm⁻². Os valores médios anuais de $H^h_{LW\downarrow}$, H^h_{SW} e H^h_{DIF} não variaram muito de um ano a outro. A $H^h_{LW\downarrow}$ variou de 1,249 MJm⁻² (2004) a 1,301 MJm⁻² (2002) com média geral de 1,277 MJm⁻², enquanto que H^h_{SW} variou de 1,337 MJm⁻² (2004)

a $1,433 \text{ MJm}^{-2}$ (2001) com média geral de $1,381 \text{ MJm}^{-2}$. Os valores médios de H_{DIF}^h variaram de $0,496 \text{ MJm}^{-2}$ (2006) a $0,550 \text{ MJm}^{-2}$ (2004) com média geral de $0,517 \text{ MJm}^{-2}$.

4.2.2 Correlação Anual de $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ em função de Kt e Kd

A Figura 6 mostra a correlação dos valores horários de $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ em função dos índices Kt e Kd. A distribuição dos pontos experimentais mostra que a radiação $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ varia nos sentidos vertical e horizontal em função de Kt e Kd: na vertical, a radiação $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ possui um largo intervalo de variação para cada intervalo infinitesimal de Kt e Kd. No trabalho optou-se em utilizar na correlação a radiação $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ média para cada intervalo centesimal Kt e Kd, para facilitar ajustes de uma função simples e visualizar as tendências de LW com intervalos centesimais de Kt e Kd, similarmente os trabalhos de Orgill & Hollands, (1977); Erbs et al., (1982)., Bartoli et al., (1982).

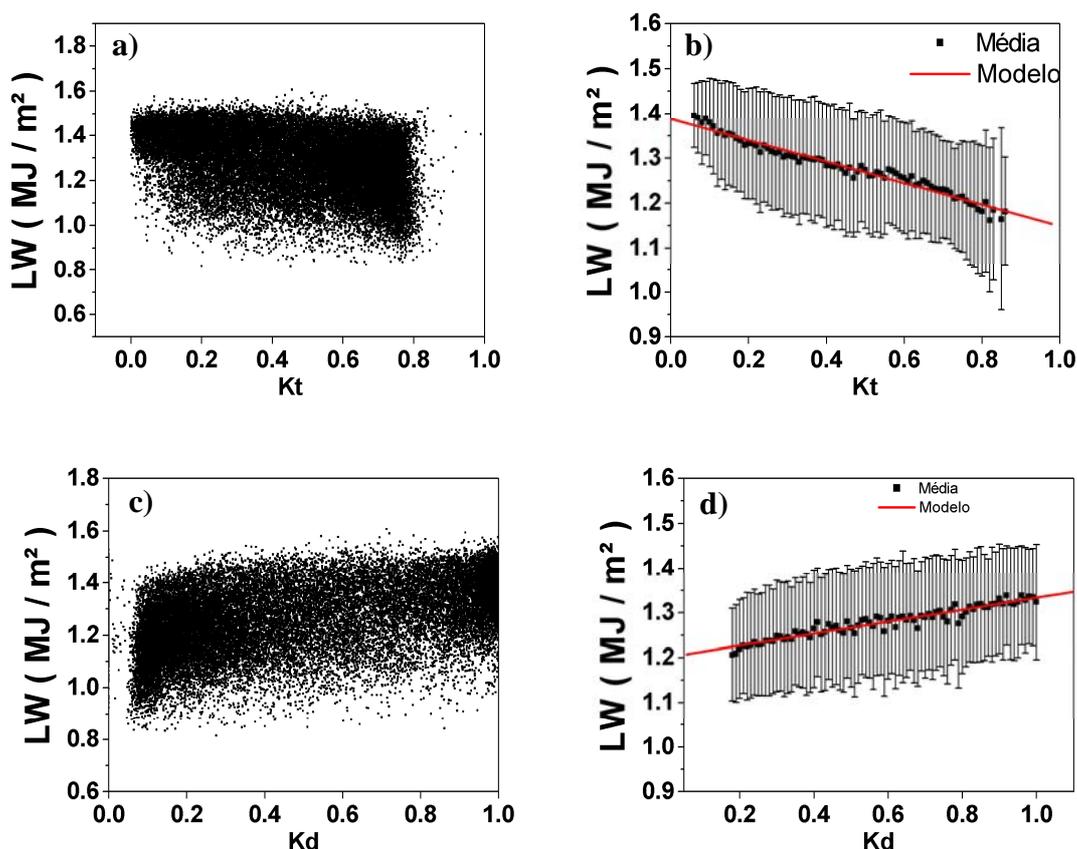


Figura 6. a. Correlação dos valores $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ em função do índice de claridade Kt; b. Correlação dos valores $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ em função do índice de claridade Kt em intervalo centesimal c. Correlação dos valores $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ médios em função do índice Kd d. Correlação dos valores $H_{\text{LW}\downarrow}^h$ em função do índice Kd em intervalo centesimal.

Os valores da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ decrescem lentamente no sentido em que K_t aumenta, enquanto que os valores da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ crescem no sentido em que K_d aumenta. No ponto de vista da atmosfera, os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ decrescem quando as concentrações de nuvens e vapor d'água na atmosfera decrescem em função das mudanças de cobertura do céu em seqüência nebuloso, parcialmente nublado e aberto. As nuvens e K_t guardam entre si uma forte correlação inversa: quanto menor a concentração de nuvens e vapor d'água, menor é a absorção da radiação infravermelha, e por consequência, maior a radiação global e o índice de claridade. Por outro lado, em relação a K_d as nuvens possuem uma correlação direta, ou seja quanto maior a concentração de nuvens maior a radiação difusa e por conseguinte maior índice K_d .

As Equações lineares 16 e 17 obtidas entre a radiação média de $H_{LW\downarrow}^h$ e os índices K_t e K_d centesimal por meio de regressão linear apresentaram coeficientes de determinação de $R^2 = 0,981$ e o $R^2 = 0,963$, respectivamente.

$$H_{LW\downarrow} = 1,39 - 0,238 K_t \quad (16)$$

$$H_{LW\downarrow} = 1,182 + 0,172 K_d \quad (17)$$

Como o termo K_t é menor que 1, o produto de $-bK_t$ representa em todo intervalo de K_t uma quantidade muito inferior ao fator de intercepto **a** da Equação 16. O fator de intercepto **a** da equação representa o valor máximo da radiação $H_{LW\downarrow}^h$. É a contribuição da atmosfera do período noturno, enquanto que termo **b** expressa a taxa de decréscimo da $H_{LW\downarrow}^h$ em função da variação da cobertura de céu desde nebuloso e úmido (K_t tendendo a zero) até atmosfera sem nuvens e seco (K_t tendendo a 1). No geral, para o intervalo de variação total de $H_{LW\downarrow}^h$ na cobertura de céu sem luz solar ($K_t=0$) até na cobertura de céu aberto ($K_t = 0,8$), o valor estimado de LW pode variar no intervalo entre $1,4 \text{ MJm}^{-2}$ ao valor de $1,198 \text{ MJm}^{-2}$.

Similarmente, o valor de K_d é também menor que 1 e o produto de $+bK_d$ representa em todo intervalo de variação uma quantidade muito inferior ao fator de intercepto **a** da Equação 17. Ao contrario da Equação 16, o fator de intercepto **a** da

Equação 17 representa o valor mínimo da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ e representa a contribuição da atmosfera tende a ser isenta da luz solar global, enquanto que termo b expressa a taxa de crescimento da $H_{LW\downarrow}^h$ em função da variação da cobertura de céu desde claro (K_t tendendo a 1) até atmosfera nebulosa (K_t tendendo a 0). No geral, para o intervalo de variação total de $H_{LW\downarrow}^h$ na cobertura céu nebuloso ($K_d=1$) até na cobertura de céu aberto ($K_d = 0,2$), o valor estimado de $H_{LW\downarrow}^h$ pode variar no intervalo entre $1,354 \text{ MJm}^{-2}$ ao valor de $1,216 \text{ MJm}^{-2}$.

Os resultados obtidos para $H_{LW\downarrow}^h$ nas Equações 16 e 17 obtidos por regressão são compatíveis, e aproximadamente iguais em termos das variações de K_t e K_d que representam situações físicas diferentes: na Equação 16 $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor máximo (atmosfera noturna) igual a $1,39 \text{ MJm}^{-2}$ quando K_t tende ao valor mínimo 0 (zero), e $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor mínimo igual a $1,15 \text{ MJm}^{-2}$ quando K_t tende ao valor máximo com luz solar. Na Equação 17 $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor máximo (atmosfera noturna) igual a $1,35 \text{ MJm}^{-2}$ quando K_d tende ao valor máximo (1), e $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor mínimo igual a $1,18 \text{ MJm}^{-2}$ com luz solar quando K_d tende ao valor mínimo com luz solar.

A variação vertical de $H_{LW\downarrow}^h$, para mesmos valores de K_t e K_d , expressa quantitativamente como os efeitos das nuvens e vapor d'água na atmosfera influenciam nos valores de $H_{LW\downarrow}^h$. A comparação entre os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ no período onde a atmosfera é úmida e nebulosa (janeiro) e o período onde a atmosfera é seca e sem nuvens (agosto), em todo intervalo de K_t , mostra que os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ são mais elevados na condição de atmosfera mais úmida e nebulosa no mês de janeiro, que na condição de baixa umidade e nebulosidade em agosto (Figura 7).

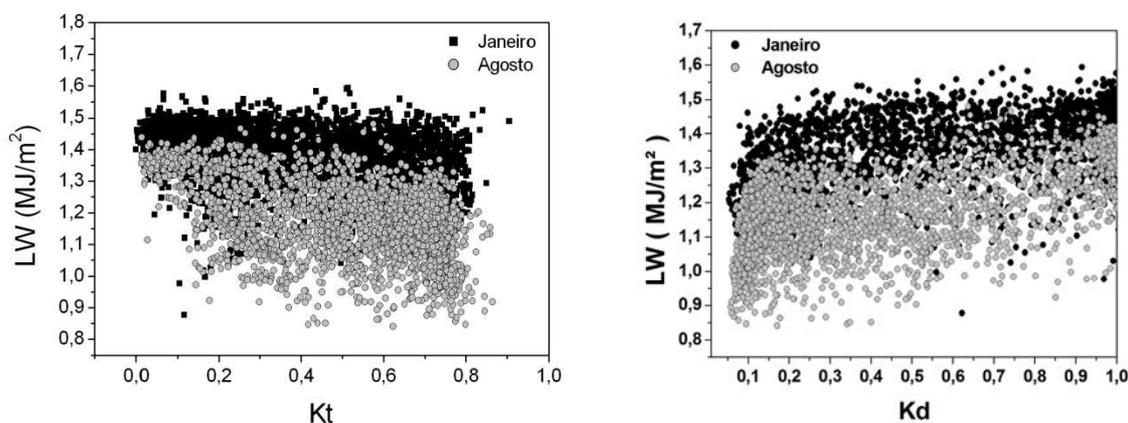


Figura 7. Relação da $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_t e K_d nos meses de maior umidade (janeiro) e menor umidade relativa do ar (agosto).

Como as atmosferas, diurna e noturna, podem variar consideravelmente em função das variações do clima local, em termos da radiação, nebulosidade, temperatura e umidade, foram necessário a formações de quatro bases de dados das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h classificadas por estações do ano caracterizando os efeitos sazonais sobre os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ mostrados nas equações 16 e 17. O agrupamento total dos dados foi dividido em quatro grupos separados por estação do ano em verão, outono, primavera e inverno, e as equações lineares foram obtidas entre a radiação média de $H_{LW\downarrow}^h$ e dos índices Kt e Kd. As equações e seus respectivos coeficientes de determinação estão nas Tabelas 12 e 13.

Tabela 12. Equações de Estimativa Sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kt

Estação do Ano	Equações de Estimativa	R²
verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,430 - 0,148Kt$	0,961
outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,331 - 0,192Kt$	0,923
inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,303 - 0,261Kt$	0,900
primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,402 - 0,201Kt$	0,946

Tabela 13. Equações de Estimativa Sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kd

Estação do Ano	Equações de Estimativa	R²
verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,288 + 0,125 Kd$	0,908
outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,149 + 0,163 Kd$	0,905
inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,089 + 0,177 Kd$	0,888
primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,232 + 0,138 Kd$	0,887

As equações lineares da Tabela 12 em função de Kt mostram que o maior valor de $H_{LW\downarrow}^h$ representado pelo fator de intercepto **a** é maior na seqüência das estações verão, primavera, outono e inverno. O valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h = 1,39MJm^{-2}$ da equação linear total é inferior ao valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h$ das equações lineares da primavera e verão, e superior aos das equações do outono e inverno, como apresentado na Figura 8.

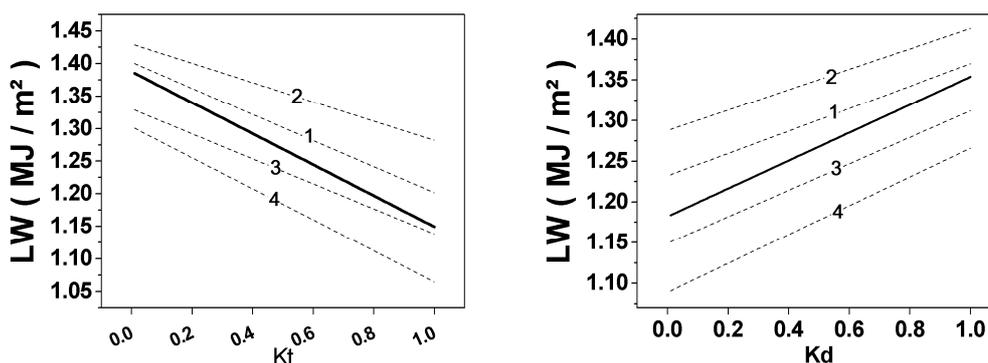


Figura 8. Modelo anual e modelos sazonais em função de K_t e K_d . A linha reforçada representa o modelo anual total enquanto as linhas numeradas representam as estações do ano: 1- Primavera; 2- Verão; 3- Outono; 4- Inverno.

Os resultados indicam que a estimativa $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_t pela Equação geral 16 tende a subestimar a $H_{LW\downarrow}^h$ nas estações da primavera e verão, e superestimar no outono e no inverno. Os resultados se justificam porque nas estações do verão e primavera, período úmido, a temperatura média, umidade e nebulosidade, foram superiores aos valores das estações do inverno e outono, do período seco. A temperatura média e a umidade decresceram na mesma seqüência do fator de intercepto das equações sazonais: verão com 22,7 °C e 81,1%; primavera com 21,5 °C, e 76,2%; outono com 20,2 °C e 76,0% e inverno com 18,6 °C e 71,5%, respectivamente. A nebulosidade decresceu na mesma seqüência: verão com 52,6%; primavera 51,6%; outono 39,3% e inverno com 35,5%. A freqüência de ocorrência de horas de céu nublado foi maior na seqüência para o verão com 41,1%, primavera 38,1%, outono 27,6% e inverno 27,3%, enquanto que, ocorrência de horas de céu aberto foi maior na seqüência para o inverno com 35,9%, outono 35,2%, primavera 25,5% e verão 24,4%.

Similarmente, as equações lineares da Tabela 13 em função de K_d mostram que o maior valor de $H_{LW\downarrow}^h$ representado pelo fator de intercepto a é maior na seqüência das estações verão, primavera, outono e inverno. O valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h = 1,18 \text{ MJm}^{-2}$ da equação linear total é inferior ao valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h$ das equações lineares da primavera e verão, e superior aos das equações do outono e inverno. Os resultados indicam que a estimativa $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_d pela Equação geral 17 tende a subestimar a $H_{LW\downarrow}^h$ nas estações da primavera e verão, e superestimar no outono e no inverno. Os resultados se justificam porque nas estações do verão e primavera, período

úmido, a temperatura média, umidade e nebulosidade, foram superiores aos valores das estações do inverno e outono, do período seco.

4.2.3 Validação do modelo de estimativa de $H_{LW\downarrow}^h$ em função das ondas curtas

Para a validação dos modelos em função de K_t e K_d (total anual e sazonal) as radiações médias $H_{LW\downarrow}^h$ estimadas pelo modelo experimental (média e desvio) foram comparadas com a medida $H_{LW\downarrow}^h$ de dois anos teóricos: o ano típico ou ideal, e o ano atípico, conforme descrito na secção “3.3.3 Validação dos modelos com base em K_t e K_d ” dentro do item 3 Metodologia. As Figuras 9a e 9b mostram que uma grande maioria das medidas estão enquadradas na previsão dos modelos experimentais total e sazonal (média e desvio) e uma menor quantidade medidas posicionada externamente a estimativa do modelo. Aproximadamente 65,2% dos dados estão dentro do intervalo (média \pm desvio padrão) para o modelo de K_t enquanto 70,1% então dentro do intervalo para K_d .

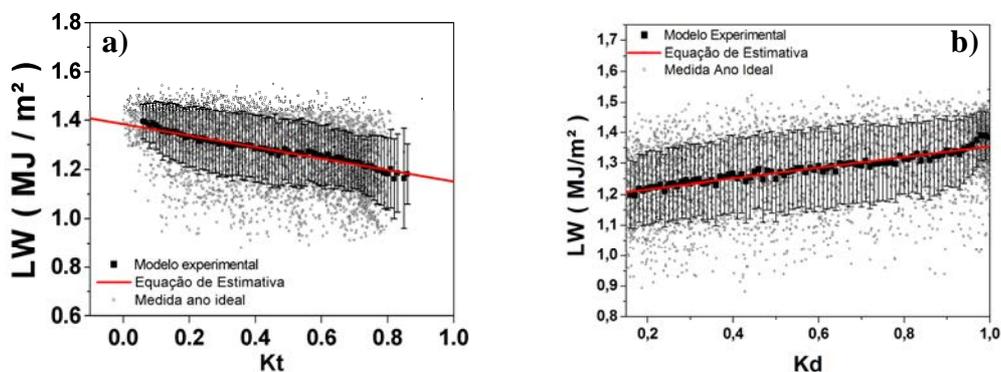


Figura 9. Comparação das radiações médias horárias $H_{LW\downarrow}^h$ estimadas pelo modelo experimental anual (média e desvio) e a medida $H_{LW\downarrow}^h$ do ano ideal. **a.** Validação para K_t ; **b.** Validação para K_d .

O modelo de natureza linear anual total e sazonal foi validado comparando as radiações médias horárias $H_{LW\downarrow}^h$ estimadas pelo modelo estatístico (curva de regressão linear total e sazonal), e a medida $H_{LW\downarrow}^h$ dos anos típico e atípico por meio dos indicativos estatísticos MBE e RMSE, como mostrado na Tabela 14 e 15.

Tabela 14. Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}^h$ estimada pelo modelo estatístico com base em Kt (regressão linear) com valores do ano ideal e do ano atípico.

Ano Ideal			
Modelo	Equação	MBE(%)	RMSE(%)
Verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,430 - 0,148Kt$	-0,198	5,676
Outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,331 - 0,192Kt$	-0,272	8,434
Inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,303 - 0,261Kt$	0,181	8,553
Primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,402 - 0,201Kt$	0,469	7,804
Anual	$H_{LW\downarrow}^h = 1,390 - 0,238Kt$	0,093	9,258

Ano Atípico			
Modelo	Equação	MBE(%)	RMSE(%)
Verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,430 - 0,148Kt$	3,556	7,297
Outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,331 - 0,192Kt$	5,519	10,101
Inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,303 - 0,261Kt$	1,229	9,764
Primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,402 - 0,201Kt$	1,927	7,702
Anual	$H_{LW\downarrow}^h = 1,390 - 0,238Kt$	3,030	9,789

Tabela 15. Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}^h$ estimada pelo modelo estatístico com base em Kd (regressão linear) com valores do ano ideal e do ano atípico.

Ano Ideal			
Modelo	Equação	MBE(%)	RMSE(%)
Verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,288 + 0,125 Kd$	-0,131	5,349
Outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,149 + 0,163 Kd$	-0,970	7,846
Inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,089 + 0,177 Kd$	0,003	7,950
Primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,232 + 0,138 Kd$	0,673	7,742
Anual	$H_{LW\downarrow}^h = 1,182 + 0,172Kd$	0,059	8,723

Ano Atípico			
Modelo	Equação	MBE(%)	RMSE(%)
Verão	$H_{LW\downarrow}^h = 1,288 + 0,125 Kd$	3,580	7,220
Outono	$H_{LW\downarrow}^h = 1,149 + 0,163 Kd$	3,991	8,611
Inverno	$H_{LW\downarrow}^h = 1,089 + 0,177 Kd$	1,099	8,750
Primavera	$H_{LW\downarrow}^h = 1,232 + 0,138 Kd$	2,092	7,567
Anual	$H_{LW\downarrow}^h = 1,182 + 0,172Kd$	2,815	9,034

Observando-se as Tabelas 14 e 15, referentes à K_t e K_d , nota-se que os valores de MBE foram menores no ano ideal em relação ao ano atípico. No modelo anual no ano ideal o valor de MBE ficou abaixo de 1% de erro tanto para K_t quanto para K_d (0,093% e 0,059%, respectivamente). Os valores de MBE e RMSE estão representados nas Figuras 10 e 11.

Para o modelo de K_t no ano ideal observa-se que o valor do erro anual é menor em relação aos quatro modelos sazonais. Embora os erros associados aos modelos sazonais sejam maiores que o modelo anual, esses erros ainda estão abaixo de 1%, demonstrando bom ajuste dos dados tanto para o modelo anual como para o modelo sazonal. No modelo sazonal os erros do verão e do inverno foram menores em relação aos erros na primavera e outono. Isso pode ser explicado pela maior homogeneidade da atmosfera nos períodos de verão, onde a presença de vapor d'água na atmosfera é elevada, e de inverno, período de seca e pouca presença de vapor d'água na atmosfera. Nos períodos de outono em Botucatu há a entrada de frentes frias vindas do sul que alteram o regime pluviométrico dependendo de sua intensidade e número de ocorrências. No período de Primavera é um período de transição do período seco com o período úmido. Em alguns anos a seca pode ser mais ou menos persistente, o que altera o início do período das chuvas.

Para o modelo de K_d no ano ideal o comportamento do erro é similar com o modelo de K_t . O valor do erro anual é abaixo de 1%, porém o erro do modelo sazonal no inverno é menor em relação ao modelo anual. Os menores erros sazonais estão no inverno e verão, enquanto os maiores erros estão no outono e primavera.

Os valores de RMSE para K_t e K_d no ano ideal e no modelo anual foram de 9,26% e 8,72%. Esses valores são próximos ao encontrados por outros pesquisadores, como Ineichen et al., (1984), Sridar & Elliot (2002) e Udo (1999). Kjaersgaard et al., (2007) e Iziomon et al., (2003) que encontraram valores de RMSE entre 9 a 21% na partição horária. No modelo sazonal no ano ideal para K_t e K_d os valores foram próximos. Tanto para K_t quanto para K_d o valor do espalhamento no verão foi menor (5,68% e 5,35% respectivamente). O melhor resultado no desempenho do modelo sazonal no verão pode estar associado à maior homogeneidade da atmosfera, quanto às concentrações de nuvens e vapor d'água, nas estações do ano. No verão, a atmosfera é mais uniforme que as demais estações, em função do maior número de dias nebulosos e úmidos, e emite H_{LW}^h também com maior uniformidade ao longo dos dias neste período.

O método de validação utilizando dois anos teóricos montados a partir da série total de dados permite idealizar dois cenários: um cenário idealizado onde a estimativa seja feita em um ano muito próximo às séries climáticas, cenário o qual resultará em uma estimativa feita com baixos valores nos erros; e um cenário o mais desfavorável o possível: fazer a estimativa em um ano totalmente atípico, com vários meses apresentando médias de elementos climáticos afastadas da série climática, ou mesmo mudanças bruscas e adversidades como secas ou enchentes muito severas. É evidente que um ano afastado das séries climáticas terá seus valores de erros maiores em relação a anos ideais. É o que se observa nos valores dos erros nos anos atípicos.

Valores de MBE no ano atípico para Kt e Kd foram mais elevados em relação aos erros do ano ideal. Enquanto no modelo anual no ano ideal os erros foram abaixo de 1%, no ano atípico esses valores foram de 3,03% para Kt e 2,81% para Kd. Mesmo sendo de maior magnitude, ainda são valores considerados baixos, da ordem de grandeza do erro dos próprios sensores. Mesmo em um ano afastado da série climática o modelo ainda demonstra-se satisfatório na estimativa de $H_{LW\downarrow}^h$. No modelo sazonal os erros foram de mesma magnitude do modelo anual. Para Kt o menor valor de MBE foi no inverno, com 1,23% e o maior valor foi no outono, com 5,52%. Para Kd o melhor desempenho sazonal foi no inverno, com 1,10% e o pior desempenho foi no outono com 3,99%.

Valores de MBE foram maiores para o ano atípico. Os valores de RMSE não apresentaram mesma tendência. Nos modelos anuais os valores de RMSE foram próximos aos valores do ano ideal: para Kt os valores foram 9,26% e 9,78% para o ano ideal e atípico, respectivamente. Para Kd os valores foram 8,72% e 9,03% para o ano ideal e atípico, respectivamente. O fato de não haver muita diferença entre os anos ideal e atípico pode ser explicado pelo intervalo de tempo usado na partição dos dados: a integração horária. O erro RMSE define o espalhamento dos pontos de dados. Na sua composição o fator provavelmente mais importante é a variação climática ocasionada pelo movimento aparente do sol Leste-Oeste e conseqüentemente as diferentes horas do dia. A fração do espalhamento referente às diferenças climáticas teve menor importância na sua composição.

Os valores sazonais de RMSE também foram próximos aos valores anuais no ano atípico. Para Kt os valores variaram de 7,29% no verão a 10,10% no outono. Para Kd os valores foram 7,21% no verão a 8,75% no inverno. Para Kd no ano atípico

nota-se o melhor desempenho do modelo sazonal observando-se apenas o RMSE. Mesmo no ano atípico o maior valor de RMSE de 10,10% no outono para o modelo de Kt, essa magnitude de erro assemelha-se a valores encontrados na literatura (SRIDAR & ELLIOT, 2002 e UDO, 1999).

4.3. Modelos clássicos para a estimativa de LW para todas as coberturas de céu

4.3.1 Parametrização de Modelos clássicos para a estimativa de LW para todas as coberturas de céu em Botucatu

Os modelos clássicos de estimativa de $I_{LW\downarrow}$ são ferramentas úteis na ausência de medidas diretas da $I_{LW\downarrow}$, porém apresentam a desvantagem de não predizerem a $I_{LW\downarrow}$ em qualquer cobertura de céu. Pesquisadores vêm tentando operacionalizar uma maneira para que os modelos clássicos possam prever a $I_{LW\downarrow}$ também em dias nublados. Um modelo proposto que se encontra facilmente na literatura é o modelo de Crawford & Duchon (1999). Nessa parametrização é proposta a adição de um coeficiente de nebulosidade s , dependente de Kt:

$$s = 1 - Kt \tag{18}$$

onde s é o coeficiente de nebulosidade. Com o uso deste coeficiente é proposta a seguinte fórmula:

$$I_{LW\downarrow} = [s + (1 - s) * \epsilon_0] * \sigma * T^4 \tag{19}$$

para elevações solares acima de 10° (e qualquer cobertura de céu).

Esta formulação é muito útil apenas adiciona um fator de nebulosidade na equação de Stefan-Boltzman, sem alterar outros componentes da equação,

neste caso, na emissividade ϵ_0 . Isto permite seu uso em quase todos os modelos clássicos de céu limpo. Esses mesmos autores Crawford & Duchon (1999) parametrizaram com bons resultados os modelos clássicos de Anderson (1954), Swinbank (1963), Idso & Jackson (1969), Staley & Jurica (1972) e Satterlund (1979) em Oklahoma, EUA. A parametrização foi feita com dados de novembro de 1995 a agosto de 1996, com bons coeficientes médios R^2 de 0,91 para Anderson (1954); 0,88 para Swinbank (1963); 0,87 para Idso & Jackson (1969) e 0,90 para Staley & Jurica (1972).

Kjaersgaard et al., (2007) usou a parametrização de Crawford e Duchon (1999) na Dinamarca para 11 modelos clássicos diferentes e concluiu que os modelos com melhores indicativos estatísticos para a parametrização foram os modelos de Swinbank (1963), Brutsaert (1975), o modelo da FAO (1990) e Prata (1996).

A parametrização de Crawford & Duchon (1999) também tem embasamento físico: se K_t tender a zero o valor de ϵ_0 tenderá a zero porém o valor de s tenderá a 1, sendo a $I_{LW\downarrow}$ o valor apenas de $\sigma \cdot T^4$. Quando K_t tender a 1, a equação se torna idêntica ao modelo clássico, com o mesmo ϵ_0 . É um resultado coerente, pois quando K_t tende a 1 (o K_t na realidade nunca atinge o valor 1), a condição atmosférica é de céu limpo. Quando K_t tende a zero, a condição atmosférica é de céu encoberto por nuvens, com elevada emissividade por parte do vapor d'água.

Os modelos clássicos que tiveram melhor desempenho no ajuste de seus parâmetros para Botucatu (item 4.1.1. Modelos clássicos para a estimativa de $\downarrow LW$: ajuste de parâmetros para Botucatu) foram os modelos de Bárbaro (2010) e Dilley & O'Brien (1998). Porém estes modelos não levam em suas formulações a constante de Stefan-Boltzman e a temperatura à quarta potencia: logo não foi possível utilizar estes modelos com a equação 19 (Crawford & Duchon (1999)).

A parametrização para todas as coberturas de céu de Crawford & Duchon (1999) em Botucatu com o modelo de Brunt (1932) gerou a seguinte equação:

$$I_{LW\downarrow} = \{s + [(1 - s) * (0,283 + 0,084 * \sqrt{e_a})]\} * \sigma * T^4 \quad (20)$$

com R^2 de 0,745. Este valor está bem abaixo dos valores encontrados por outros autores como Crawford & Duchon (1999) e Kjaersgaard et al., (2007).

Também foi gerada em Botucatu a equação parametrizada de Crawford & Duchon (1999) com o modelo de Brutsaert (1975) com a seguinte equação:

$$I_{LW} \downarrow = \left\{ s + \left[(1 - s) * \left(0,959 * \left(\frac{e_a}{T} \right)^{1/7} \right) \right] \right\} * \sigma * T^4 \quad (21)$$

com R^2 de 0,718, abaixo de valores encontrados na literatura.

Nota-se o baixo desempenho dos modelos clássicos para a estimativa da $I_{LW} \downarrow$ em Botucatu para qualquer cobertura de céu. Embora a parametrização para qualquer cobertura seja possível, seus valores R^2 são abaixo dos encontrados na literatura.

Os modelos de $I_{LW} \downarrow$ diferem na sua origem por poderem ser de fundamentação física ou empíricos. O modelo de Prata (1996) e o modelo de Brutsaert (1975) são exemplos de modelos com fundamentação física. No caso de Brutsaert (1975), o modelo baseia-se nas propriedades emissivas de uma atmosfera superficial "padrão" de 15Km de altura e seus componentes. Modelos empíricos são modelos baseados exclusivamente na relação de medidas com as equações propostas.

4.3.2 Modelo proposto para Botucatu com base nos modelos clássicos e nos Índices K_t e K_d para qualquer cobertura de céu

Na parametrização de Crawford & Duchon (1999) a variável responsável por fazer o modelo enxergar todas as condições atmosféricas de cobertura era a nebulosidade. Essa nebulosidade é calculada a partir de K_t e indiretamente vem da radiação global. O modelo empírico, ou seja, gerado a partir de medidas, para Botucatu, para qualquer cobertura de céu com base diretamente nos modelos clássicos e K_t é apresentado na equação 22.

$$I_{LW} \downarrow = \left[(0,066 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{190,518}{T} \right) - (0,236 * Kt) \right] * \sigma * T^4 \quad (22)$$

onde T é a temperatura do Ar em Kelvins e e_a é a pressão de vapor em hPA, com R^2 de 0,815.

Nota-se que neste modelo empírico foi obtido maior valor de R^2 em relação aos modelos com fundamentação física. Com este modelo é possível se estimar $I_{LW} \downarrow$ em Botucatu para qualquer cobertura de céu desde que se tenha disponível medidas de temperatura, umidade relativa do ar e radiação solar global.

Com a radiação global (Kt) é possível se estimar empiricamente a $I_{LW} \downarrow$. O modelo com a radiação solar difusa (Kd) gerado em Botucatu:

$$I_{LW} \downarrow = \left[(0,052 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{147,346}{T} \right) + (0,165 * Kd) \right] * \sigma * T^4 \quad (23)$$

com R^2 de 0,856.

Observando-se as equações 22 e 23 nota-se o sinal do termo em Kt e Kd que seguem o modelo de estimativa de LW apenas com a global e a difusa. Similarmente às equações 16 e 17 o termo da equação que leva o valor de Kt é negativo, demonstrando a diminuição de LW com o aumento da fração Kt. Já o modelo com base na difusa leva na equação o termo com Kd o sinal positivo, indicando aumento de LW com o aumento da fração de Kd.

Utilizando-se as duas radiações solares: global e difusa na elaboração de um modelo empírico em Botucatu têm-se:

$$I_{LW} \downarrow = \left[(0,055 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{162,77}{T} \right) + (0,119 * Kd) - (0,080 * Kt) \right] * \sigma * T^4 \quad (24)$$

com R^2 de 0,866.

Este último modelo empírico apresentou valor de R^2 maior, próximo a 0,9, demonstrando-se uma boa alternativa para estimativa de $I_{LW\downarrow}$ em Botucatu com qualquer condição atmosférica de cobertura. Nota-se novamente os termos com Kt e com Kd com sinais distintos: negativo para Kt e positivo para Kd , novamente expressando a diminuição de LW para o aumento da fração Kt e aumento da LW com o aumento da fração Kd .

A Tabela 16 apresenta os valores da validação dos modelos gerados neste item. Os valores apresentados são $MBE(\%)$ e $RMSE(\%)$ e foram calculados com a diferença dos valores estimados com o ano de 2013.

Tabela 16. Valores de MBE e $RMSE$ dos modelos gerados com base nos modelos clássicos com modelos gerados com base em ondas curtas. (Validação feita com o ano de 2013: média de LW observada=320,74W/m²).

Modelo	Equação	MBE e RMSE
Modelo com base em Kt		$MBE(\%) = -16,815$ $RMSE(\%) = 28,753$
	$I_{LW\downarrow} = \left[(0,066 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{190,518}{T} \right) - (0,236 * Kt) \right] * \sigma * T^4$	
Modelo com base em Kd		$MBE(\%) = -13,182$ $RMSE(\%) = 25,956$
	$I_{LW\downarrow} = \left[(0,052 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{147,346}{T} \right) + (0,165 * Kd) \right] * \sigma * T^4$	
Modelo com base em Kt e Kd		$MBE(\%) = -13,699$ $RMSE(\%) = 26,463$
	$I_{LW\downarrow} = \left[(0,055 * \sqrt{e_a}) + \left(\frac{162,777}{T} \right) + (0,119 * Kd) - (0,080 * Kt) \right] * \sigma * T^4$	

O modelo com base em Kd foi o que apresentou menor valor de MBE , seguido pelo modelo de Kt com Kd , com -13,18 e -16,69% respectivamente. Estes dois modelos subestimam a LW em 13% aproximadamente. O modelo só com o Kt apresentou maior erro: -16,8%. Estes valores estão ligeiramente acima dos valores de MBE encontrados por outros pesquisadores: Iziomon et al., (2003) e Kjaersgaard et al., (2007) com $MBE\%$ máximo de 11% e 8% respectivamente. A proximidade desses valores indica similaridade na margem de erro deste trabalho com outros trabalhos da literatura, considerando-se ainda que 2013 foi um ano com médias mensais da temperatura do ar abaixo da média comparando-se ao período usado na geração dos modelos.

Os valores de $RMSE\%$ variaram de 25,95% a 28,75%. São valores aparentemente elevados, mas estão dentro do intervalo encontrado na literatura para a partição horária. (DAL PAI & ESCOBEDO, 2006) encontraram para a radiação solar global e difusa valores de $RMSE$ na partição horária de 38 a 40%. Valores encontrados por

Iziomon et al., (2003) ficaram próximos a 21% na mesma partição de tempo, indicando que o espalhamento na partição horária tende a ser significativamente maior aos valores de MBE.

Observando-se os dois erros MBE e RMSE nota-se o melhor desempenho no modelo com a difusa (K_d), e o pior desempenho com o modelo com o K_t (global). Provavelmente o espalhamento da radiação solar difusa apresentou maior homogeneidade durante o ano de 2013, com um menor espalhamento, em relação à global. O modelo com base e K_t e K_d apresentou valores intermediários de MBE e RMSE.

5. CONCLUSÕES

- Um número superior a nove modelos clássicos estão em condições estatísticas de serem utilizados para estimar $\downarrow LW$ em Botucatu em função da temperatura ambiente ou pressão de vapor de água, ou de temperatura ambiente e pressão de vapor de água, com elevada correlação (R^2 superior a 0,92%).
- O modelo clássico obtido para a estimativa de $\downarrow LW$ em Botucatu com os coeficientes $A=104,43$, $B=-0,023$, $C=0,002$ e $D=18,76$ e coeficiente de determinação $R^2=0,935$ possui correlação com a temperatura na e pressão de vapor de água, mesma ordem de grandeza aos modelos clássicos ajustados para Botucatu.
- Os valores dos indicativos estatísticos $MBE = -13,9\%$ e $RMSE = 20,4\%$ obtidos na validação do modelo clássico para Botucatu mostram que o modelo subestima o valor de $\downarrow LW$ em 13,9% com espalhamento de 20%.
- A evolução temporal das radiações $H_{LW\downarrow}$, H_{SW} e H_{DIF} comprovaram a existência de uma correlação entre a radiação de onda longa $H_{LW\downarrow}$ e as radiações radiação global H_{SW} e H_{DIF} , as quais dependem das variações dos parâmetros climáticos como temperatura, nebulosidade, vapor d'água.
- As correlação anual obtidas entre os valores de $H_{LW\downarrow}$ e K_t ou entre os valores de $H_{LW\downarrow}$ e K_d são do tipo linear, ambas com elevados coeficientes de determinação $R^2 = 0,981$ e $R^2 = 0,963$ respectivamente.

- Os valores dos coeficientes de determinação R^2 mais elevadas em função de K_t que K_d indicam que a estimativa de $H_{LW\downarrow}$ em função da radiação global é mais precisa que em função radiação difusa.
- Os resultados sazonais indicam que a estimativa $H_{LW\downarrow}$ em função de K_t pela Equação total tende a subestimar a $H_{LW\downarrow}$ sazonais nas estações da primavera e verão, e superestimar no outono e no inverno.
- Os resultados sazonais indicam que a estimativa $H_{LW\downarrow}$ em função de K_d pela Equação total tende a subestimar a $H_{LW\downarrow}$ nas estações da primavera e verão, e superestimar no outono e no inverno.
- O modelo linear e sazonal em função de K_t foi validado, e os resultados dos indicativos estatísticos MBE e RMSE foram melhores estatisticamente em seqüência para o modelo anual e sazonal.
- O modelo linear e sazonal em função de K_d foi validado e Os resultados dos indicativos estatísticos MBE e RMSE foram melhores estatisticamente em seqüência para o modelo anual e sazonal.
- A equação obtida para a estimativa de $I_{LW\downarrow}$ em Botucatu para qualquer cobertura de céu em função da temperatura, pressão de vapor de água e a radiação solar difusa (K_d) gerado em Botucatu onde T é a temperatura do ar em Kelvins e e_a é a pressão de vapor em hPA apresentou elevado coeficiente de correlação $R^2 = 0,856$.
- A equação obtida para a Estimativa de $I_{LW\downarrow}$ para qualquer cobertura de céu em Botucatu em função da temperatura, pressão de vapor de água e as radiações solares global (K_t) e difusa (K_d) gerado em Botucatu onde T é a temperatura do ar em Kelvins e e_a é a pressão de vapor em hPA apresentou elevado coeficiente de correlação $R^2 = 0,866$.
- Os valores dos indicativos estatísticos MBE (%) e RMSE (%), obtidos na validação do modelo indicam que as três propostas podem ser utilizados nas estimativas de $I_{LW\downarrow}$ para qualquer cobertura de céu com precisão similar nas aplicações agrícola

6. Referências

- AGUIAR, L. J.G., COSTA, J. M. N., FISCHER, G. R., AGUIAR, R. G., COSTA, A. C. L. FERREIRA, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em área de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 215-224, 2011.
- ANDERSON, E.R. **Energy-budget studies, water-loss investigations:** Lake Hefner studies. US Geological Survey Professional Paper 269, 71–119, 1954.
- ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. **Smithson. Misc. Collect.**, v. 65, p. 1-159, 1918.
- ASSUNÇÃO, H. F., ESCOBEDO, J. F., OLIVEIRA, A. P. A new algorithm to estimate sky conditions based on clearness index and optic air mass. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 90, p. 235-248, 2007.
- BÁRBARO, E., OLIVEIRA, A. O., SOARES, J., CODATO, G., FERREIRA, M. J., ESCOBEDO, J.F. Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, p. 2574-2590, 2010.

- BARTOLI, B., CUOMO, V., AMATO, U. Diffuse and beam components of daily global radiation in Genova and Macerata. *Solar Energy*, v.28, p.307-11, 1982.
- BECKMANN, M. Z. et al. Radiação solar em ambiente protegido cultivado com tomateiro nas estações verão-outono do Rio Grande do Sul. **Cienc. Rural**, v.36, n.1, p. 86-92, 2006.
- BERDAHL, P., MARTIN, M. Emissivity of clear skies. **Sol. Energy**, v. 32, p. 663–664, 1984.
- BERGER, X., BURIOT, D., GARNIER, F. About the equivalent radiative temperature for clear skies. **Sol. Energy**, v. 32, p. 725–733, 1984.
- BLONQUIST JR, J. M., TANNER, B.D., BUGBEE, B. Evaluation of measurement accuracy and comparison of two new and three traditional net radiometers. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, p. 1709-1721, 2009.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 58, p. 389-420, 1932.
- BRUTSAERT, W. A derivable formula for long-wave radiation from a clear skies. **Water Resour.**, v. 11, p. 742-744, 1975.
- BUTT, N.; NEW, M.; MALHI, Y.; COSTA, A. C. L.; OLIVEIRA, P.; SILVA-ESPEJO, J. E. Diffuse radiation and cloud fraction relationships in two contrasting Amazonian rainforest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 150, p. 361-368, 2010.
- CARMEÑO, Z. S. **Estufas: instalação e manejo**. Lisboa: Litexa, 1990.
- CHAVES, M. A.; ESCOBEDO, J. F. A software to process daily solar radiation data. **Renewable Energy**, v. 19, n.1–2, p. 339-344, 2000.
- CODATO, G. OLIVEIRA A. P. SOARES J. ESCOBEDO, J. F. GOMES, E. N. PAI, A. D. Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in

- southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, p. 57-73, 2007.
- COSTA, R. S., MARTINS, F. R., PEREIRA, E. B. Aerossóis atmosféricos e a quantificação do recurso energético solar: experimentos em modelo de transferência radioativa. **Revista Brasileira de Energia Solar**, v. 3, n.1, p. 62-69, 2012.
- COULSON, K.L. Terrestrial radiation: field characteristic. **Solar and Terrestrial Radiation: methods and measurements**, New York: Academic Press 322 p., 1975.
- 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.
- CULF, A.D., GASH, J.H.C. Long-wave radiation from clear skies in Niger: A comparison of observations with simple formulas. **J. Appl. Meteorol.**, v. 32, p. 539–547, 1993.
- DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F. Influência da massa ótica nos valores instantâneos da fração solar difusa. **Energia na Agricultura**, v. 16, n.3, p. 1-6, 2001.
- DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F. Série temporal diária média horária e anual média mensal diária da irradiação solar difusa anisotrópica. **Energia na Agricultura**, v. 21, p. 1-15, 2006.
- DEARDORFF, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with an inclusion of a layer of vegetation. **J. Geophys. Res.**, v. 83, p. 1889–1903, 1978.
- DILLEY, A.C., O'BRIEN, D.M. Estimating downward clear sky long-wave irradiance at the surface from screen temperature and precipitable water. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 124, p. 1391-1401, 1998.
- DRUMMOND, A. J. On the measurements of sky radiation. *Archiv. fur Meteorologie. Geophysik Bioklimatologie*, v. 7, p. 413-436, 1956.

- ERBS, D.G., KLEIN, S.A., DUFFIE, J.A. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. **Sol. energy**, v.28, p.293-302, 1982.
- ESCOBEDO, J. F.; GOMES, E. N.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.R. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. **Applied Energy**, v. 86, p. 299-309, 2009.
- FAO, 1990. Annex V. FAO Penman-Monteith formula. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- GALVÃO, J. A. C., FISCH, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Santa Maria, v. 8, n. 1, p. 1-10, 2000.
- GATES, W. L. Modeling the ice-age climate. **Science**, v. 191, p. 1138-1144, 1976.
- HEITOR, A., BIGA, A.J., ROSA, R. Thermal radiation components of the energy balance at the ground. **Agric. For. Meteorol.**, v. 54, p. 29–48, 1991.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Pesquisa Agrícola Municipal 2007. CD-ROM.
- IDSO, S.B., JACKSON, R.D. Thermal radiation from the atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 74, p. 5397–5403, 1969.
- IDSO, S.B. On the systematic nature of diurnal patherns of differences between calculation and measurements of clear sky atmospheric thermal radiation. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 107, n. 453, p. 737-741, 1981.
- INEICHEN, P., GREMAUD, J. M., GUI SAN O., MERMOUD, A. Infrared radiation in Geneva. **Solar Energy.**, v. 32, p. 537-545, 1984.
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. Nova Iorque, Academic Press, 1983. 390p.
- IZIOMON, M.G., MAYER, H., MATZARAKIS, A. Downward atmospheric irradiance under clear and cloudy skies: measurement and

- parameterization. **J. Atm. Solar-Terr. Phys.**, v.65, p. 1107– 1116, 2003.
- KITTAS, C. et al. Effect of two UV-absorbing greenhouse-covering films on growth and yield of an eggplant soilless crop. **Scientia Horticulturae**, v. 110, n. 1, p. 30-37, 2006.
- KJAERGAARD, J. H., PLAUBORG, F. L., HANSEN, S. Comparison of models for calculating daytime long-wave irradiance using long term data set. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 143, p.49-63, 2007.
- KORSGAARD, I. R., MIKKELSEN, H.E., OLESEN, J.E. Langbølget indstråling. AJMET research note 26, **Danish Institute of Agricultural Sciences** (in Danish with English summary), 1991.
- LIU, K.N. **An introduction to atmospheric radiation**, San Diego: Academic Press, 1980. 392 p.
- MCCREE, K. J. Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data. **Agric. Meteorol.**, v. 10, p. 443-453, 1972.
- MELO, J. M. D.; ESCOBEDO, J. F. Uso do Anel de Sombreamento para Medida Contínua da Radiação Solar Difusa. **Energia na Agricultura**, v. 9, p. 1-13, 1994.
- MENDONÇA, E.D.D., CAMPELO JR, J.H., PRIANTI FILHO, N. Estimativa da emissividade atmosférica em Santo Antônio do Leverger-MT. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 2, p. 63-71, 1996.
- MONTEITH, J.L. An empirical method for estimating long-wave radiation exchanges in the British Isles. **Quart. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 87, p. 171–179, 1961.
- NIEMELÄ, S., RÄISÄNEN, P., SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterization part I: longwave radiation, **Atmos. Res.**, v. 58, p. 1-18, 2001.

- OLIVEIRA, P., MACHADO, A.J., ESCOBEDO, J.F., SOARES, J.S. Diurnal evolution of solar radiation at surface in the city of São Paulo: seasonal variation and modeling. **Theor. Appl. Clim.**, v. 71, n. 3/4, p. 231-249, 2002.
- ORGILL, J. F., HOLLANDS, K. G. T. Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. **Solar Energy**, v. 19, p. 357-359, 1977.
- ORSINI, A. et al. Parameterization of surface radiation flux at an Antarctic site. **Atmos. Res.**, v. 54, p. 245-264, 2000.
- PEREIRA, A. R., GREEN, S., VILLA NOVA, N. A. Relationships between single tree canopy and grass net radiation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 142, p. 45-49, 2007.
- PRATA, A.J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 122, p. 1127-1151, 1996.
- RANA, G.; KATERJI, N. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. **European Journal of Agronomy**, v. 13, n. 2-3, p. 125-153, 2000.
- SANTOS, J. M.; PINAZO, J. M.; CAÑADA, J. Methodology for generating daily clearness index values K_t starting from the monthly average daily value K_t . determining the daily sequence using stochastic models. **Renewable Energy**, v. 28, p. 1523-1544, 2003.
- SÃO PAULO. Lei n. 11.241 de 19 de Setembro de 2002. Dispõe sobre a eliminação gradativa da queima da palha da cana-de-açúcar e dá providências correlatas. **Diário Oficial [da República Federativa do Brasil]**, Brasília, DF, 19 set. 2002.
- SATTERLUND, D.R. An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. **Water Resour. Res.**, v. 15, p. 1649-1650, 1979.
- SELLERS, W.D. **Physical climatology**, Chicago: University of Chicago Press, 272 p., 1965.

- SILVA, R. C. da et al. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no pantanal matogrossense durante o período seco de 1999. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu, **Anais...**, Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002, 1 CD-ROM.
- SLOAM, R., SHAW, J. H., VILLANUEVA, J. Thermal radiation from the atmosphere. **J. Opt. Soc. Am.**, v. 46, p. 543-547, 1956.
- SOUZA, A.P. DE; GOMES, E. N.; ESCOBEDO, J. F.; DAL PAI, A. Annual evolution of global, direct and diffuse radiation and fractions in tilted surfaces. **Engenharia Agrícola**, v. 32, p. 247-260, 2012.
- SRIDHAR, V., ELLIOTT, R.L. On the development of a simple downwelling longwave radiation scheme. **Agric. For. Meteorol.**, v. 112, p. 237-243, 2002.
- STALEY, D. O., JURICA, G, M. Effective atmospheric emissivity under clear skies. **J. Appl. Meteorol.**, v. 11, p. 349-356, 1972.
- STONE, R. J. Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. **Solar Energy**, v. 51, n. 4, p. 289-291, 1993.
- SWINBANK, W.C. Long-wave radiation from clear skies. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v. 110, p. 339-348, 1963.
- TERAMOTO, E. T.; ESCOBEDO, J. F. Análise da frequência anual das condições de céu em Botucatu, São Paulo. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n. 9, p.985-992, 2012.
- UDO, S.O. On the relationship between downward infrared sky radiation and clearness index. **Global Journal of Pure and Applied Science.**, v. 5, n. 3, p. 427-430, 1999.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Guide on the Global Observing and forecasting System**. WMO No. 488, Geneva, 1989.