



ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO ATMOSFÉRICA EM FUNÇÃO DOS ÍNDICES RADIOMÉTRICOS K_t E K_d PARA BOTUCATU-SP

Enzo Dal Pai¹ & João Francisco Escobedo²

RESUMO: Neste trabalho é apresentado 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 ondas longas ($LW\downarrow$) 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 sete 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, e conseqüentemente, os valores de temperatura e concentração de nuvens e vapor d'água também são menores. A validação das duas equações geradas ($LW\downarrow = f(K_t)$ e $LW\downarrow = f(K_d)$) mostrou diferenças sazonais na estimativa de $LW\downarrow$: subestimativas para as estações primavera e verão e superestimativas para as estações outono e inverno. Apesar da sazonalidade, os indicadores estatísticos MBE e RMSE foram baixos, demonstrando que o modelo proposto foi estatisticamente significativo.

PALAVRAS-CHAVE: Radiação de ondas longas, radiação solar global, radiação solar difusa.

ESTIMATING ATMOSPHERIC RADIATION IN FUNCTION OF RADIOMETRIC RATIOS K_t AND K_d IN THE CITY OF BOTUCATU-SP-BRAZIL

ABSTRACT: This work 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. The atmospheric longwave radiation ($LW\downarrow$) and the radiometric ratios K_t (ratio between (G) and (I_o)) and K_d (ratio between (d) and (G)) were linearly correlated, 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 lower, therefore the values of temperature and concentration of clouds and water vapor are also lower. 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, the statistical indicators MBE and RMSE were low, confirming that the proposed model was statistically significant.

KEYWORDS: atmospheric longwave radiation, global solar radiation, diffuse solar radiation

¹ e ² UNESP-FCA-Botucatu-SP-Brasil. E-mail: edalpai@fca.unesp.br, escobedo@fca.unesp.br

1 INTRODUÇÃO

A radiação atmosférica, também conhecida como radiação de ondas longas atmosféricas (do inglês *downward long-wave* (LW↓) é a energia irradiada pela atmosfera e seus constituintes e apresenta sentido descendente. Tem esse nome, pois sua irradiância está em uma faixa do espectro distante da faixa do espectro da luz solar (ondas curtas), sendo originada do aquecimento da atmosfera. A determinação de sua magnitude, sua variabilidade temporal e sua modelagem são importantes para estudos em diversas áreas como a meteorologia, ciências agrárias e engenharia civil. Recentemente tem ganhado importância na área energética, pois sua quantificação permite um uso mais racional da energia.

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 pecuária o conhecimento de LW↓ é importante na construção de instalações adequadas para garantir o ideal conforto térmico animal e consequentemente máximo rendimento ao produtor. (KATERJI e MASTRORILLI, 2009).

A medição de LW↓ é de relativa complexidade. Por ser de natureza térmica sua medida é afetada pela temperatura do próprio aparelho de medição, fato que obriga efetuar correções na sua medida. O custo dos equipamentos também é elevado o que faz com que poucas estações meteorológicas façam rotineiramente essa radiação. No Brasil a medida da radiação solar global é comum, porém dados disponíveis de ondas longas são raros (BLONQUIST Jr. et al., 2009). 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↓ na falta de sua medida.

Os primeiros modelos de estimativa de LW↓ foram feitos em função da temperatura do ar e da pressão de vapor d'água na atmosfera. Estes modelos receberam a denominação de *modelos clássicos* e até os dias atuais autores de todo o mundo publicam novas equações deste tipo, demonstrando sua versatilidade. Estes modelos apresentam elevado coeficiente de determinação (ÅNGSTRÖM, 1918, BRUNT, 1932, PRATA, 1996, KJAERGAARD et al., 2007), porém apresentam a limitação de só serem válidos para dias de céu claro (completamente sem a presença de nuvens).

Segundo a maioria dos pesquisadores (SLOAM, 1956; NIEMELÄ et al., 2001) a LW↓ apresenta afinidade pela água. A presença de água (vapor d'água) na atmosfera altera a sua emitância, alterando a magnitude com que é irradiada a LW↓. Essa dependência da presença de água limita modelos clássicos em dias completamente nublados.

Modelos de estimativa de LW↓ em função do índice Kt foram propostos por Ineichen et al., (1984), Udo (1999) e Sridar & Elliot (2002). Nestes trabalhos os modelos foram ajustados com base na fração da radiação extraterrestre que atinge a superfície (G/I₀).

O índice de claridade Kt é um indicador geral dos processos de absorção e espalhamento da radiação, 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 (ESCOBEDO et al., 2009). 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. O índice Kt é importante para o cálculo de LW↓ em qualquer condição de cobertura de céu pois é um bom indicador da presença de água na atmosfera e depende apenas da medida de radiação solar global.

O índice radiométrico Kd é a relação entre a radiação solar difusa pela radiação solar global, o qual expressa a fração da radiação difusa presente na radiação solar global. Como em dias completamente nublados a radiação solar global é constituída apenas de radiação difusa, o índice Kd também é um indicador de nebulosidade. A radiação solar difusa 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).

O objetivo deste trabalho foi desenvolver modelos de estimativa de LW↓ para a região de Botucatu-SP em função de medidas da radiação solar global e difusa.

2 MATERIAL E MÉTODOS

As medidas da radiação solar global e difusa foram obtidas na Faculdade de Ciências Agrônomicas-UNESP-Botucatu-SP, que tem como coordenadas geográficas: latitude de 22°54' S, longitude de 48°27' W e altitude de 786 m. O período de medidas para geração dos modelos foi de 01 de janeiro de 2000 até 31 de dezembro de 2006. O clima em Botucatu é 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 meses de fevereiro e julho são o mais quente e frio do ano, com temperaturas médias de 23,2 °C e 17,1 °C, respectivamente, enquanto que fevereiro e agosto são os meses mais e menos úmidos, com percentuais de 78,2% e 61,8% de umidade respectivamente (ESCOBEDO et al, 2009). A nebulosidade (f), calculada pela expressão $f = 1 - n/N$, segue as séries 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. A nebulosidade é maior no mês de janeiro (f=0,61) e menor em agosto (f=0,27). Em contraste à nebulosidade, os meses com maior e menor

número de horas de brilho solar (n) são agosto e fevereiro com totais de 229h e 175,3h.

O ciclo da precipitação é constituído de dois períodos bem distintos de acordo com o regime de chuvas: o chuvoso (outubro a março) e o seco (abril a setembro), onde os índices pluviométricos encontram-se abaixo do nível de 100 mm. A maior precipitação ocorre no mês de janeiro com total de 260,7mm.

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 5 a 50 μm e fator de calibração de $10,75 \mu V W^{-1} m^{-2}$. A medida da irradiância global na horizontal (I_{SW}) foi 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 apenas a medida da fração difusa. O anel utilizado foi do tipo ME1, proposto por Melo & Escobedo (1994) com 0,40m de raio de 0,10 m de largura.

Ao sombrear o sensor, o anel inevitavelmente barra uma pequena fração da difusa (F_p). E 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_{LW} , I_{SW} e I_{DIF} medidas em $W m^{-2}$ foram posteriormente integradas na partição horária ($H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h), tendo como unidade $MJ m^{-2}$.

Na aquisição e armazenamento dos dados, utilizou-se um datalogger, modelo 23X da Campbell Scientific™ Inc, programado para fazer as leituras a cada 5 segundos e armazenar médias de 5 minutos. 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.

A validação do modelo de estimativa da $LW\downarrow$ ($H_{LW\downarrow}^h$) foi realizada com os indicativos estatísticos MBE (mean bias error) e RMSE (root mean square error), propostos por Stone (1993).

Tradicionalmente, gera-se o modelo com uma fração dos dados e validá-lo com outra fração dos dados (COSTA et al., 2012). Neste caso uma nova técnica de validação que vem aparecendo em trabalhos da área de radiação solar como alternativa para a validação. Utiliza-se toda a base de dados na geração do modelo e para a validação separa-se por médias um ano típico com os meses com valores mais próximos à média do período total (2000-2006) e um ano atípico com os meses com médias mais afastadas da média geral do período total. 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 1 e 2. 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 1 - Meses de um ano teórico típico montado a partir das médias mensais mais próximas da média do período total (2000-2006).

	Média Total (MJm^{-2})	Ano	Media (MJm^{-2})	Afastamento (MJm^{-2})
JAN	1,380	2001	1,382	0,002
FEV	1,357	2006	1,369	0,012
MAR	1,347	2006	1,342	-0,005
ABR	1,275	2005	1,283	0,008
MAI	1,194	2000	1,193	-0,001
JUN	1,178	2005	1,181	0,003
JUL	1,158	2004	1,159	0,001
AGO	1,175	2005	1,157	-0,018
SET	1,234	2003	1,234	0
OUT	1,297	2003	1,282	-0,015
NOV	1,320	2003	1,324	0,004
DEZ	1,358	2006	1,358	0

Tabela 2 - Meses de um ano teórico atípico montado a partir das médias mensais mais distantes da média do período total (2000-2006).

	Média Total (MJm^{-2})	Ano	Media (MJm^{-2})	Afastamento (MJm^{-2})
JAN	1,380	2006	1,347	-0,033
FEV	1,357	2005	1,288	-0,069
MAR	1,347	2004	1,286	-0,061
ABR	1,275	2006	1,217	-0,058
MAI	1,194	2006	1,120	-0,074
JUN	1,178	2006	1,124	-0,054
JUL	1,158	2001	1,192	0,034
AGO	1,175	2004	1,101	-0,074
SET	1,234	2006	1,187	-0,047
OUT	1,297	2005	1,333	0,036
NOV	1,320	2005	1,268	-0,052
DEZ	1,358	2005	1,306	-0,052

A seleção dos anos típicos e atípicos foi efetuada através de análises estatísticas onde se comparou para cada mês do ano, o valor da radiação média-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 $LW\downarrow$ média mensal de cada ano (intra-anos).

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

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Tabela 3 apresenta a evolução temporal da radiação de ondas longas $H_{LW\downarrow}^h$ e as radiações 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 tempo como temperatura e umidade do ar, nebulosidade, vapor d'água e aerossóis da atmosfera.

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 d'água, apresentam valores mais elevados no 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 d'água, nebulosidade e precipitação, são menos elevadas do ano.

Tabela 3 - Estatística das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h horária de 2000 a 2006.

	Ano	Média (MJ m ⁻²)	SD	Variação (MJ m ⁻²)
$H_{LW\downarrow}^h$	2000	1,294	0,134	0,770
$H_{LW\downarrow}^h$	2001	1,300	0,125	0,761
$H_{LW\downarrow}^h$	2002	1,301	0,124	0,766
$H_{LW\downarrow}^h$	2003	1,282	0,136	0,747
$H_{LW\downarrow}^h$	2004	1,249	0,135	0,728
$H_{LW\downarrow}^h$	2005	1,262	0,129	0,697
$H_{LW\downarrow}^h$	2006	1,250	0,141	0,705
$H_{LW\downarrow}^h$	Total	1,277	0,134	0,792
H_{SW}^h	2000	1,394	1,131	4,144
H_{SW}^h	2001	1,433	1,131	4,134
H_{SW}^h	2002	1,390	1,093	4,145
H_{SW}^h	2003	1,392	1,100	4,046
H_{SW}^h	2004	1,337	1,087	4,122
H_{SW}^h	2005	1,337	1,067	4,001
H_{SW}^h	2006	1,385	1,061	4,035
H_{SW}^h	Total	1,381	1,096	4,145
H_{DIF}^h	2000	0,531	0,482	2,557
H_{DIF}^h	2001	0,519	0,517	2,631
H_{DIF}^h	2002	0,521	0,469	2,509
H_{DIF}^h	2003	0,504	0,465	2,517
H_{DIF}^h	2004	0,550	0,535	2,608
H_{DIF}^h	2005	0,529	0,480	2,691
H_{DIF}^h	2006	0,496	0,453	2,343
H_{DIF}^h	Total	0,517	0,473	2,691

A variação entre o valor máximo e mínimo médio, expressa a amplitude de variação das radiações média $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h em cada ano, e no total dos sete anos (tabela 3). A amplitude de variação da radiação de ondas longas $H_{LW\downarrow}^h$ é diferente da amplitude das radiações de ondas curtas H_{SW}^h e H_{DIF}^h . Os valores mínimos de $H_{LW\downarrow}^h$ em função da existência da atmosfera não atingem o valor zero, a exemplo das radiações H_{SW}^h e H_{DIF}^h 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 $H_{LW\downarrow}^h$ foram praticamente iguais em todos os anos. Os valores máximos de H_{SW}^h e H_{DIF}^h 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 $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h não variaram muito de um ano a outro. A $H_{LW\downarrow}^h$ variou de 1,249 MJm⁻² (2004) a 1,301 MJm⁻² (2002) com média geral de 1,277 MJm⁻², enquanto que H_{SW}^h variou de 1,337 MJm⁻² (2004 e 2005) a 1,433 MJm⁻² (2001) com média geral de 1,381 MJm⁻². Os valores médios de H_{DIF}^h variaram de 0,496 MJm⁻² (2006) a 0,550 MJm⁻² (2004) com média geral de 0,517 MJm⁻² (Tabela 3).

No trabalho optou-se em utilizar na correlação a radiação $H_{LW\downarrow}^h$ média para cada intervalo centesimal Kt e Kd (Figura 1), para facilitar ajustes de uma função simples e visualizar as tendências de LW com intervalos centesimais de Kt e Kd, similarmente aos trabalhos de Orgill & Hollands, (1977); Erbs et al., (1982), Bartoli et al., (1982).

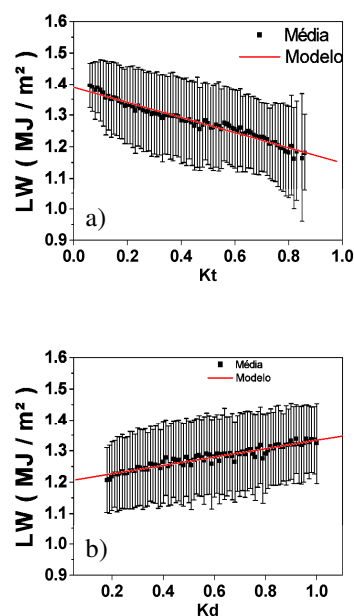


Figura 1 - a. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ em função do índice de claridade Kt em intervalo centesimal b. Correlação dos valores $H_{LW\downarrow}^h$ em função do índice Kd em intervalo centesimal.

Os valores da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ decrescem no sentido em que Kt aumenta, enquanto que os valores da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ crescem no sentido em que Kd 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 sequência nublado, parcialmente nublado e límpido. As nuvens e Kt guardam entre si uma forte correlação inversa, ou seja, 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 à Kd as nuvens possuem uma correlação direta, ou seja, quanto maior a concentração

de nuvens maior a radiação difusa, e por conseguinte, maior o índice Kd.

As equações lineares 1 e 2 obtidas entre a radiação média de $H_{LW\downarrow}^h$ e os índices Kt e Kd centesimal por meio de regressão linear com seus coeficientes de determinação:

$$H_{LW\downarrow}^h = 1,390 - 0,238 Kt \quad R^2 = 0,981 \quad (1)$$

$$H_{LW\downarrow}^h = 1,182 + 0,172 Kd \quad R^2 = 0,963 \quad (2)$$

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

Similarmente, o valor de Kd é também menor que 1 e o produto de +bKd representa em todo intervalo de variação uma quantidade muito inferior ao fator de intercepto **a** da equação 2. Ao contrário da equação 1, o fator de intercepto **a** da equação 2 representa o valor mínimo da radiação $H_{LW\downarrow}^h$ e representa a contribuição da atmosfera que tende a ser isenta da luz solar global, enquanto que o termo **b** expressa a taxa de crescimento da $H_{LW\downarrow}^h$ em função da variação da cobertura de céu desde límpido (Kt tendendo a 1) até atmosfera nublada (Kt tendendo a 0). No geral, para o intervalo de variação total de $H_{LW\downarrow}^h$ na cobertura céu nublado (Kd=1) até na cobertura de céu aberto (Kd = 0,2), o valor estimado de $H_{LW\downarrow}^h$ pode variar no intervalo entre 1,354 MJm⁻² ao valor de 1,216 MJm⁻².

Os resultados obtidos para $H_{LW\downarrow}^h$ nas equações 1 e 2 são compatíveis, e aproximadamente iguais em termos das variações de Kt e Kd que representam situações físicas diferentes: na equação 1, $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor máximo (atmosfera noturna) igual a 1,390 MJm⁻² quando Kt tende ao valor mínimo 0 (zero), e $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor mínimo igual a 1,152 MJm⁻² quando Kt tende ao valor máximo com luz solar. Na equação 2 $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor máximo (atmosfera noturna) igual a 1,354 MJm⁻² quando Kd tende ao valor máximo (1), e $H_{LW\downarrow}^h$ tende ao valor mínimo igual a 1,182 MJm⁻² com luz solar quando Kd tende ao valor mínimo (zero).

A variação vertical de $H_{LW\downarrow}^h$, para os mesmos valores de Kt e Kd, expressa quantitativamente, como os efeitos das nuvens e vapor d'água na atmosfera influenciam os valores de $H_{LW\downarrow}^h$. A comparação entre os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ no período onde a atmosfera é úmida e nublada (janeiro) e o período onde a atmosfera é seca e límpida

(agosto), em todo intervalo de Kt, mostra que os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ são mais elevados na condição de atmosfera mais úmida e nublada no mês de janeiro, do que na condição de baixa umidade e nebulosidade no mês de agosto (Figura 2).

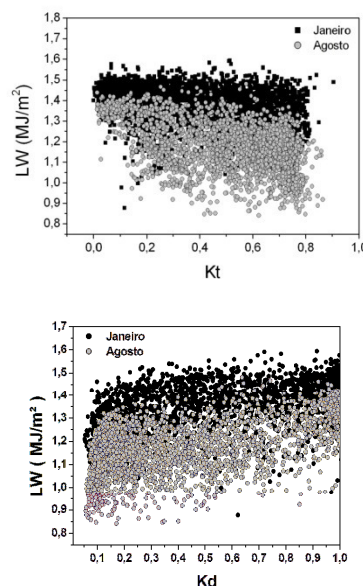


Figura 2 - Relação da $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kt e Kd nos meses de maior umidade (janeiro) e menor umidade relativa do ar (agosto).

Como as atmosferas, diurna e noturna, podem variar consideravelmente em função das variações do clima local, em termos da radiação, nebulosidade, temperatura e umidade, foi necessário a formação de quatro bases de dados das radiações $H_{LW\downarrow}^h$, H_{SW}^h e H_{DIF}^h . Estas foram classificadas por estações do ano caracterizando os efeitos sazonais sobre os valores de $H_{LW\downarrow}^h$ mostrados nas equações 1 e 2. O agrupamento total dos dados foi dividido em quatro grupos separados por estação do ano: verão, outono, primavera e inverno, e as equações lineares foram obtidas entre a radiação média de $H_{LW\downarrow}^h$ e os índices Kt e Kd. As equações e seus respectivos coeficientes de determinação estão nas Tabelas 4 e 5.

Tabela 4 - Equações de estimativa sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kt

	Equações de estimativa	R ²
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 5 - Equações de estimativa sazonais para $H_{LW\downarrow}^h$ em função de Kd

	Equações de estimativa	R ²
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 4 em função de K_t mostram que o maior valor de $H_{LW\downarrow}^h$ representado pelo fator de intercepto **a** é maior na sequência das estações de verão, primavera, outono e inverno. O valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h = 1,390 \text{ MJm}^{-2}$ 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, como apresentado na Figura 3.

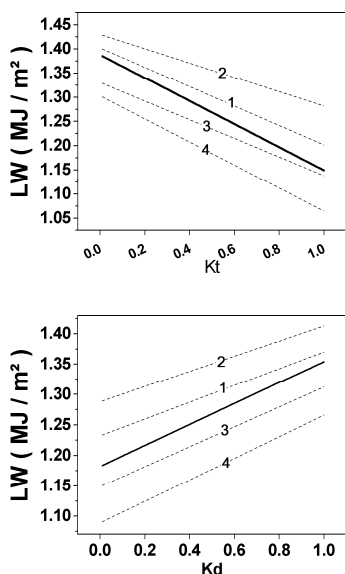


Figura 3 - Modelo anual e modelos sazonais em função de K_t e K_d . A linha reforçada representa o modelo anual total enquanto as linhas numeradas representam as estações do ano: 1- Primavera; 2- Verão; 3- Outono; 4- Inverno.

Os resultados indicam que a estimativa $H_{LW\downarrow}^h$ em função de K_t pela equação geral 1 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 sequência 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 sequência: verão com 52,6%; primavera com 51,6%; outono com 39,3% e inverno com 35,5%. A frequência de ocorrência de horas de céu nublado foi maior na sequência: verão com 41,1%, primavera com 38,1%, outono com 27,6% e inverno com 27,3%. Enquanto que, a ocorrência de horas de céu límpido foi maior na sequência: inverno com 35,9%, outono com 35,2%, primavera com 25,5% e verão com 24,4%.

Similarmente, as equações lineares da Tabela 5 em função de K_d , mostram que o maior valor de $H_{LW\downarrow}^h$ representado pelo fator de intercepto **a**, é maior na

sequência das estações: verão, primavera, outono e inverno. O valor máximo de $H_{LW\downarrow}^h = 1,182 \text{ MJm}^{-2}$ 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 2 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).

Para a validação dos modelos em função de K_t e K_d (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, e o ano atípico, conforme descrito anteriormente. 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 o modelo de 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 indicadores estatísticos MBE e RMSE, como apresentado nas Tabela 6 e 7.

Tabela 6 - Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}^h$ estimada pelo modelo estatístico com base em K_t (regressão linear) com valores do ano típico e do ano atípico.

	Ano típico		Ano atípico	
	MBE (%)	RMSE (%)	MBE (%)	RMSE (%)
Verão	-0,198	5,676	3,556	7,297
Outono	-0,272	8,434	5,519	10,101
Inverno	0,181	8,553	1,229	9,764
Primavera	0,469	7,804	1,927	7,702
Anual	0,093	9,258	3,030	9,789

Tabela 7 - Indicativos estatísticos MBE e RMSE obtidos da comparação da $H_{LW\downarrow}^h$ estimada pelo modelo estatístico com base em K_d (regressão linear) com valores do ano ideal e do ano atípico.

	Ano típico		Ano atípico	
	MBE (%)	RMSE (%)	MBE (%)	RMSE (%)
Verão	-0,131	5,349	3,580	7,220
Outono	-0,970	7,846	3,991	8,611
Inverno	0,003	7,950	1,099	8,750
Primavera	0,673	7,742	2,092	7,567
Anual	0,059	8,723	2,815	9,034

Observando-se as Tabelas 6 e 7, referentes à Kt e Kd, respectivamente, nota-se que os valores de MBE foram menores no ano típico em relação ao ano atípico. O valor positivo deste índice representa a superestimação do modelo e o sinal negativo representa a subestimação do modelo. No modelo anual no ano típico o valor de MBE ficou abaixo de 1% de erro tanto para Kt quanto para Kd (0,093% e 0,059%, respectivamente).

Para o modelo de Kt 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. No outono em Botucatu-SP há a entrada de frentes frias vindas do sul que alteram o regime pluviométrico, dependendo de sua intensidade e número de ocorrências. A primavera é uma estação de transição entre o período seco e 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 Kd no ano ideal o comportamento do erro é similar com o modelo de Kt. 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 Kt e Kd 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), Udo (1999), Sridar & Elliot (2002), Iziomon et al., (2003) e Kjaersgaard et al., (2007) que encontraram valores de RMSE entre 9 a 21% na partição horária, demonstrando que os valores encontrados neste trabalho assemelham-se a valores encontrados por outros pesquisadores. No modelo sazonal no ano ideal para Kt e Kd os valores foram próximos. Tanto para Kt quanto para Kd 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 $H_{LW\downarrow}^h$ também com maior uniformidade ao longo dos dias neste período.

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 de medidas 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%.

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 de 9,26% e 9,78% para o ano ideal e atípico, respectivamente. Para Kd os valores foram de 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 RMSE define o espalhamento dos pontos em relação ao modelo. O fator provavelmente mais importante afetando o RMSE 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 pior desempenho de RMSE de 10,10% no outono para o modelo de Kt assemelha-se a valores encontrados por UDO (1999) e SRIDAR & ELLIOT (2002).

4 CONCLUSÃO

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 global H_{SW} e H_{DIF} , as quais dependem das variações dos parâmetros climáticos como temperatura, nebulosidade e vapor d'água.

As correlações anuais obtidas entre os valores de $H_{LW\downarrow}$ e Kt ou entre $H_{LW\downarrow}$ e Kd são do tipo linear, ambas com elevados coeficientes de determinação.

Os valores dos coeficientes de determinação elevados em função de Kt 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 Kt e de Kd pela equação total tende a subestimar a $H_{LW\downarrow}$ sazonal nas estações da primavera e verão, e superestimar no outono e no inverno.

Os modelos lineares e sazonais em função de Kt e de Kd foram validados, e os resultados dos indicativos estatísticos MBE e RMSE foram melhores estatisticamente em seqüência para o modelo anual e sazonal.

5 REFERÊNCIAS

ÅNGSTRÖM, A. A study of the radiation of the atmosphere. **Smithsonian Miscellaneous Collections**, Londres, v. 65, p. 1-159, 1918.

BARTOLI, B.; CUOMO, V.; AMATO, U. Diffuse and bean components of daily global radiation in Genova and Macerata. **Solar Energy**, Oxford, v.28, p.307-11, 1982.

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**, Amsterdam, v. 149, p. 1709- 1721, 2009.

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

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**, Amsterdam, v. 150, p. 361-368, 2010.

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**, Porto Alegre-RS, v. 3, n.1, p. 62-69, 2012.

DAL PAI, A.; ESCOBEDO, J. F. Série temporal diária média horária e anual média mensal diária da irradiação solar difusa anisotrópica. **Energia na Agricultura**, Botucatu-SP, v. 21, p. 1-15, 2006.

ERBS, D.G.; KLEIN, S.A.; DUFFIE, J.A. Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. **Solar energy**, Oxford, 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**, Oxford, v. 86, p. 299-309, 2009.

INEICHEN, P.; GREMAUD, J. M.; GUISAN O.; MERMOUD, A. Infrared radiation in Geneva. **Solar Energy**, Oxford, v. 32, p. 537-545, 1984.

IZIOMON, M.G.; MAYER, H.; MATZARAKIS, A. Downward atmospheric irradiance under clear and cloudy skies: measurement and 64 parameterization.

Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, Oxford, v.65, p. 1107– 1116, 2003.

KATERJI, N.; MASTRORILLI, M. The effect of soil texture on the water use efficiency of irrigated crops: Results of a multi-year experiment carried out in the Mediterranean region. **European Journal of Agronomy**, Amsterdam, v. 30, p. 95-100, 2009.

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**, Amsterdam, v. 143, p.49-63, 2007.

MELO, J. M. D.; ESCOBEDO, J. F. Uso do Anel de Sombreamento para Medida Contínua da Radiação Solar Difusa. **Energia na Agricultura**, Botucatu-SP, v. 9, p. 1-13, 1994.

NIEMELÄ, S.; RÄISÄNEN, P.; SAVIJÄRVI, H. Comparison of surface radiative flux parameterization part I: longwave radiation, **Atmospheric Research**, Amsterdam, v. 58, p. 1-18, 2001.

ORGILL, J. F.; HOLLANDS, K. G. T. Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. **Solar Energy**, Oxford, v. 19, p. 357-359, 1977.

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

SLOAM, R.; SHAW, J. H.; VILLANUEVA, J. Thermal radiation from the atmosphere. **The Journal of the Optical Society of America A**, Washington, v. 46, p. 543-547, 1956.

SRIDHAR, V.; ELLIOTT, R.L. On the development of a simple downwelling longwave radiation scheme. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 112, p. 237-243, 2002.

STONE, R. J. Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. **Solar Energy**, Oxford, v. 51, n. 4, p. 289-291, 1993.

UDO, S.O. On the relationship between downward infrared sky radiation and clearness index. **Global Journal of Pure and Applied Science**, Calabar-Nigeria, v. 5, n. 3, p. 427-430, 1999.