

**ESTIMATIVA DA IRRADIAÇÃO SOLAR DIRETA NA INCIDÊNCIA NORMAL ( $K_b$ ) EM FUNÇÃO DA TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA ( $K_t$ ) E RAZÃO DE INSOLAÇÃO ( $n/N$ )****J. F. Escobedo<sup>1</sup>, C. M. Dos Santos<sup>2</sup>, A. Dal Pai<sup>3</sup>, E. N. Gomes<sup>4</sup>**<sup>1,2</sup>Departamento de Recursos Naturais – FCA/UNESP – Botucatu/SP/BrasilTel. +55143811-7162 e-mail: [escobedo@fca.unesp.br](mailto:escobedo@fca.unesp.br)<sup>3</sup>Faculdade Tecnologia de Botucatu –FATEC<sup>4</sup>Unesp Campus Experimental de Registro/SP/Brasil*Recibido 12/08/13, Aceptado 24/09/13*

**RESUMO.** Neste trabalho é descrito a obtenção de equações estatísticas para estimativa da fração solar direta na incidência normal ( $K_b$ ) em função da transmissividade atmosférica ( $K_t$ ) e razão de insolação ( $r = n/N$ ). A base de dados foi do período de 1996 a 2008 em Botucatu/SP/Brasil. No primeiro modelo, que correlaciona  $K_b = (H_b/H_{SC})$  e  $K_t = (H_g/H_0)$ , nas partições horária (h), diária (d) e mensal (m), obtiveram-se as seguintes equações com respectivos coeficientes de determinação ( $R^2$ ):

$$K_b^h = -0,0069 + 0,312(K_t^h) - 2,948(K_t^h)^2 + 9,715(K_t^h)^3 - 6,449(K_t^h)^4 \quad (R^2 = 0,999)$$

$$K_b^d = -0,028 + 0,676(K_t^d) - 4,321(K_t^d)^2 + 11,202(K_t^d)^3 - 7,038(K_t^d)^4 \quad (R^2 = 0,995)$$

$$K_b^m = 0,511(K_t^m) \quad (R^2 = 0,867)$$

Os coeficientes de determinação  $R^2$  próximos dos 100% mostram que  $K_b$  está estatisticamente bem correlacionado com  $K_t$  nas três partições de tempo. Similarmente no segundo modelo, que correlaciona  $K_b$  e  $r$ , na partição diária e mensal, obtiveram-se por meio de regressão polinomial as seguintes equações estatísticas com  $R^2$ :

$$K_b^d = 0,4548(n/N)^d \quad (R^2 = 0,973)$$

$$K_b^m = 0,454(n/N)^m \quad (R^2 = 0,849)$$

Os coeficientes de determinação  $R^2$  próximos dos 100% mostram que  $K_b$  está muito bem correlacionado com  $(n/N)$  diária e mensal.

**Palavras-chave:** estimativa de radiações, transmissividade atmosférica e razão de insolação.

**INTRODUÇÃO**

Os programas de conversão da energia solar, térmica ou fotovoltaica, devem sempre ser iniciados com o estudo da disponibilidade de radiação solar na região de interesse. Para locais em que a radiação solar não é monitorada de rotina, a solução é a utilização de modelos estatísticos ou de transferência radiativa. Os modelos estatísticos utilizam medidas de outra radiação mais facilmente medida em estações meteorológicas para estimar a radiação de interesse no projeto. Esses modelos são simples e precisos para os locais específicos de origem dos modelos. Já os modelos de transferência radiativa descrevem os processos de absorção e espalhamento das radiações com os constituintes atmosféricos, porém esse tipo de modelo tem a desvantagem por requererem informações detalhadas de parâmetros atmosféricos (aerossóis, ozônio, vapor d'água, gases), quais são de difíceis acessos nas estações meteorológicas, além de necessitar de extenso trabalho computacional. A precisão dos modelos de transferência radiativa depende muito da qualidade dos parâmetros meteorológicos de entrada.

Um dos modelos estatísticos mais antigo utilizado na estimativa radiação solar global é o de Ångström – Prescott o qual relaciona a fração da radiação global transmitida na superfície terrestre  $K_t$  (razão entre radiação global e a do topo da atmosfera com a razão de insolação  $n/N$  (número de horas de brilho pelo fotoperíodo). O modelo utiliza somente a medida do número de horas de brilho solar para estimar a radiação global. Modelos mais recentes, relacionam a razão das radiações difusa e direta na horizontal com a radiação global por meio dos índices radiométricos  $K_d$  (fração da radiação difusa) e  $K_{Dh}$  (fração da radiação direta na horizontal) em função de  $K_t$ , que são denominados modelos de decomposição. Esses modelos utilizam a medida da radiação global para estimar as radiações difusa ou a direta na horizontal. A normalização das

<sup>1</sup> Físico, Prof. Dr. Departamento de Ciências Ambientais FCA/UNESP/BOTUCATU.

<sup>2</sup> Físico, Doutorando em Irrigação e Drenagem, FCA/UNESP/BOTUCATU.

<sup>3</sup> Físico, Prof. Dr. Associado II da Faculdade de Tecnologia de Botucatu (FATEC).

<sup>4</sup> Eng. Agrônomo, Prof. Dr. Campus Experimental de Registro – UNESP.

radiações global  $G$  por  $H_0$  ( $K_t = G/H_0$ ), direta na horizontal  $D_h$  por  $G$  ( $K_{Dh} = D_h/G$ ) e difusa  $d$  por  $G$  ( $K_d = d/G$ ) elimina dependência astronômica (declinação solar) e geográfica (latitude) respectivamente, do local e dia. Assim sazonalidade das frações  $K_t$ ,  $K_{Dh}$  e  $K_d$  é apenas resultante das variações das concentrações da nebulosidade, vapor d'água, ozônio e aerossóis na atmosfera (De Miguel et al., 2001; Erbs et al., 1982; Camps y Soler.,1992).

Neste trabalho é apresentada a obtenção e validação das equações para estimativa da fração da radiação direta na incidência normal ( $K_b$ ), em função da razão de insolação ( $n/N$ ) nas partições diária e mensal, e as equações para estimativa de  $K_b$  em função da transmissividade atmosférica  $K_t$  nas partições horária, diária e mensal. O presente estudo é de interesse para as várias áreas científicas e tecnológicas porque no período das medidas da radiação direta na incidência normal, a região de Botucatu (SP) nos meses da seca, entre julho e novembro, recebeu elevadas concentrações de materiais particulados ou aerossóis, devido à queima e colheita da cana de açúcar. Enquanto que, nos meses de abril, maio e junho, receberam as entradas de frentes frias, que modificaram sazonalmente as concentrações da nebulosidade e vapor d'água na atmosfera. Os efeitos das mudanças na cobertura de céu sobre a radiação solar direta na incidência normal, ainda não foram estudadas no local.

## METODOLOGIA

### Clima Local

O clima local é temperado quente (mesotérmico), o verão é quente e úmido, e o inverno é frio e seco. A figura 1(a, b, c,) mostra as séries climáticas da temperatura do ar, umidade relativa do ar, nebulosidade e precipitação acumulada, do período de 1970 a 2000 em Botucatu. A evolução anual mostra que os níveis de temperatura e umidade relativa são maiores quando o sol declina mais próximo da latitude local nos meses de outubro a março, e menor quando declina mais distante da latitude local nos meses de abril a setembro. Os meses de fevereiro e julho são o mais quente e frio do ano, respectivamente, com temperaturas médias de 23,2°C e 17,10°C. Os meses de fevereiro e agosto são os mais e o menos úmido, com percentuais de 78,20% e 61,80%, respectivamente. A nebulosidade (figura 1b) acompanha a variação da temperatura e umidade relativa do ar, sendo maior no mês de janeiro (61,0%) e menor no mês de agosto (27,0%). Uma exceção ocorre nos meses de maio e junho, nos quais a temperatura e umidade relativa decrescem, e a nebulosidade aumenta em relação a abril. Essa singularidade existe devido às entradas das frentes frias vindas do sul do país, que arrastam grandes quantidades de massas de ar frio, no outono, nos meses de abril e maio.

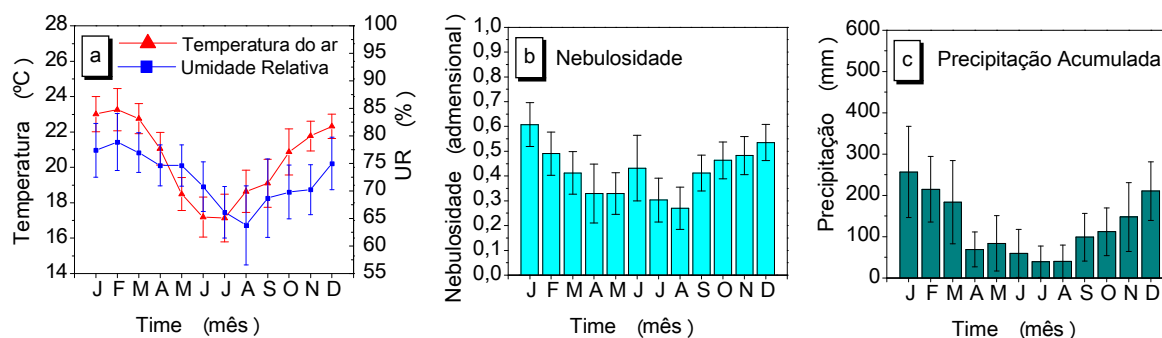


Figura 1(a, b, c): Séries climáticas de a) temperatura e umidade (b), nebulosidade (c), precipitação no período de 1970 a 2000.

O ciclo da precipitação é constituído de 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, a precipitação é de natureza microclimática originada do processo de convecção livre e de eventos macroclimáticos originados na convergência de massas vindas da região amazônica e do oceano atlântico sul no país. No período seco, de abril a setembro (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. A maior precipitação ocorre no mês de janeiro com total de 260,7 mm e a mínima em agosto com 38,2 mm (figura 1c).

### Medidas das Radiações

As medidas das radiações global e a direta na incidência normal foram realizadas no período de janeiro de 1996 a dezembro de 2008 na Estação de Radiometria Solar de Botucatu-SP, UNESP (22°54' S, 48°27' W e 786m). A irradiância global ( $I_G$ ) é monitorada por um piranômetro Eppley PSP, enquanto a irradiância direta na incidência ( $I_D$ ) por um pireliômetro Eppley NIP, acoplado a um rastreador solar ST3 da Eppley (figura 2). O número de horas de brilho solar ( $n$ ) foi medido por um heliógrafo, e a razão de insolação ( $r$ ) calculada pela relação  $n/N$ , onde  $N$  é o fotoperíodo (Iqbal, 1983). Os erros das medidas da radiação global e direta estão associados à precisão dos aparelhos da Eppley: o piranômetro PSP que mede a radiação global possui uma incerteza da ordem de 2,5%, enquanto que, o pireliômetro que mede a radiação direta de 2,5% (Ambrosetti et al., 1984).

A Estação de Radiometria Solar dispõe de radiômetros solares adicionais, os quais são utilizados unicamente para aferição dos equipamentos de rotina. As aferições são realizadas a cada 2 anos, ou a depender da necessidade, pelo método comparativo sugerido pela OMM (Fröhlich y London, 1986).



Figura 2: Vista parcial da Estação de Radiometria Solar de Botucatu.

Na aquisição dos dados foi utilizado um Datalogger da Campbell CR23X operando na frequência de 1 Hz, armazenando médias instantâneas a cada 5 minutos (médias de 300 leituras instantâneas). Os dados passaram por um controle de qualidade onde foram eliminados e os valores espúrios e numa segunda etapa, os dados foram processados por programas desenvolvidos especificamente para o cálculo das radiações horárias, diárias e mensais (Chaves y Escobedo, 2000).

#### Modelos Estatísticos e Validação

No primeiro modelo estabeleceu correlações entre a fração da radiação direta na incidência  $K_b$  com a transmissividade atmosférica da radiação global  $K_t$ . Estas frações estão representadas pelas relações:  $K_b^x = H_b^x/H_{sc}^x$  e  $K_t^x = H_G^x/H_0^x$ , onde X sobrescrito assume as partições horária (h), diária (d) e mensal (m),  $H_G^x$  é a irradiação solar global,  $H_0^x$  é a irradiação solar no topo da atmosfera,  $H_b^x$  é a irradiação direta na incidência e  $H_{sc}^x$  é a constante solar integrada no topo da atmosfera. Na partição mensal, para obter  $K_b^m$  e  $K_t^m$  utilizou-se das médias mensais de  $K_b^d$  e  $K_t^d$ . As equações de estimativa foram ajustadas através de regressão polinomial entre as correlações  $K_b^x$  e  $K_t^x$ , nas partições horária (h) ( $K_b^h$  e  $K_t^h$ ), diária (d) ( $K_b^d$  e  $K_t^d$ ) e mensal (m) ( $K_b^m$  e  $K_t^m$ ). Similarmente, no segundo modelo, a fração direta diária  $K_b^d$  foi relacionada com a razão de insolação diária  $r = n/N$ , onde n representa o número de horas de brilho solar e N o fotoperíodo local diário em horas. Na partição mensal, relacionou-se  $r^m$  e  $K_b^m$  obtidos por meio das médias mensais da partição diária  $r^d$  e  $K_b^d$ .

Na validação dos modelos estatísticos foi utilizada uma base de dados de dois anos das irradiações (horária e diária) aqui denominada por ano típico e atípico, os quais foram selecionados a partir da base de dados total dos 13 anos. A seleção dos anos típico e atípico, foi efetuada através de análises estatísticas onde comparou-se para cada mês do ano, o valor da irradiação média-inter anos considerando o intervalo de variação do desvio padrão da média, com o valor da irradiação média de cada ano. A figura 3 mostra o exemplo da seleção dos meses de abril e setembro, usados para a montagem dos anos: típico e o atípico. A linha horizontal com os algarismos representa a irradiação média-inter anos com desvio padrão e as colunas representa a irradiação média de cada ano.

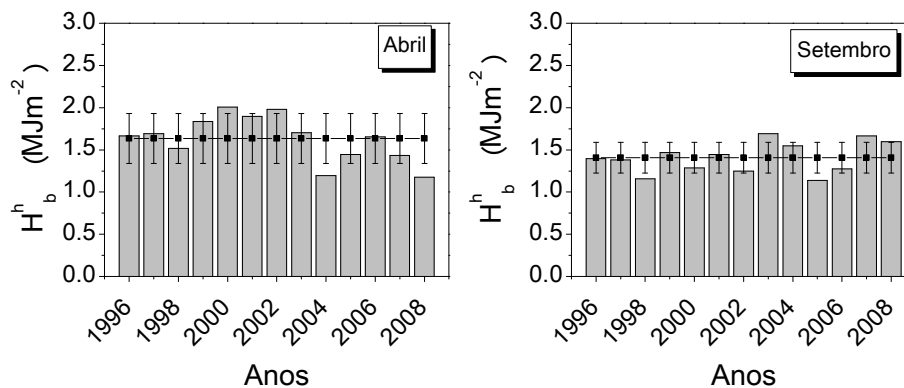


Figura 3: Comparação do valor da irradiação média inter - anos com desvio padrão e o valor da irradiação média do ano, para os meses de abril e setembro.

O processo de seleção do ano típico é similar ao processo de seleção do Ano Meteorológico Típico (World Meteorological Organization, 1981). Para o mês de abril, o ano típico foi 2006, enquanto que em setembro o ano foi 1996. Nestes dois meses, os valores das irradiações média-inter anos praticamente coincidiram com os valores das irradiações médias do ano. Ao contrário, no ano atípico, os valores das irradiações médias do ano estão mais distantes dos valores das irradiações médias - inter anos, externos ao intervalo de variação do desvio padrão. Assim para o mês de abril, o ano atípico foi 2008, enquanto que o ano de 2003 em setembro.

		Meses											
		Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai.	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.
Ano	Típico	2004	2004	1998	2006	2007	1998	2000	2003	1996	1997	2006	2004
	Atípico	1998	2003	2000	2008	2003	2003	2008	1998	2003	2003	1998	1996

Tabela 1: Ano típico e atípico obtido do banco de dados de 13 anos.

Os resultados obtidos para os demais meses estão representados na tabela 1, a qual mostra a constituição mensal dos anos típico e atípico obtidos do banco de dados de 13 anos. Os indicadores estatísticos utilizados na avaliação do desempenho das equações de estimativa foram: desvio das médias MBE (Mean Bias Error), raiz quadrada do desvio quadrado médio RMSE (Root Mean Square Error), e “d” de Willmott. Estes índices estatísticos permitem a detecção de subestimativa ou superestimativa, espalhamento ou tendência sistemática e ajustamento, respectivamente.

## DESCRIÇÃO DA BASE DE DADOS

A evolução temporal das irradiações  $H_b$  (horárias e diárias) no período de 1996 a 2008 (figura 4 a, b) é periódica anualmente, e a sazonalidade é resultante das variações astronômica do sol (declinação solar) e climáticas (nuvens, vapor d’água e aerossóis) da atmosfera local. A variabilidade dos valores de  $H_b$  horária e diária está fortemente associada às variações do clima local. No período úmido, é grande a variação das concentrações da nebulosidade e vapor d’água na atmosfera média anual, causadas principalmente pelo fenômeno meteorológico de macroescala denominado de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O ZCAS é caracterizado como uma banda de nebulosidade de orientação noroeste-sudeste, que vai desde a Bacia Amazônica até o oceano Atlântico Sul, sendo resultante da convergência de massas de ar quente e úmido oriundas da Amazônia e do oceano Atlântico Sul, que gera aumento da nebulosidade e ocorrência de chuvas intensas e persistentes entre o final da primavera e verão (Carvalho et al., 2002; Teramoto y Escobedo, 2012). A frequência de ocorrência é de duas a quatro vezes ao ano, com duração média de 8 dias e de intensidade variável (Ferreira et al., 2004).

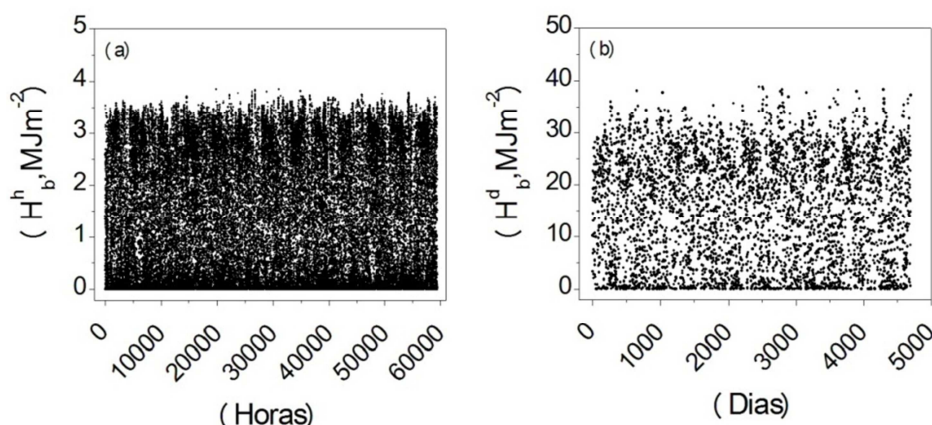


Figura 4: Evolução temporal das radiações direta na incidência normal horária (a) e diária (b), período de 1996 a 2008.

No período seco, os valores os valores de  $H_b$  horária e diária também são afetados pelas variações da nebulosidade, precipitação e vapor d’água na atmosfera, porem são originada pelo fenômeno sinótico macro- climático denominado *Sistema Frontal Polar*, e por aerossóis originadas nas queimadas e colheitas da cana-de-açúcar. O Sistema Frontal Polar é resultante de passagem de frentes frias vindas da região polar que geram aumento na nebulosidade e ocorrência de chuvas de média e baixa intensidade nos meses de maio e junho. A frequência das frentes frias média de 5 eventos por mês no Estado de São Paulo (Satyamurty y Mattos, 1989; Satyamurty et al., 1998; Lemos y Calbete 1996).

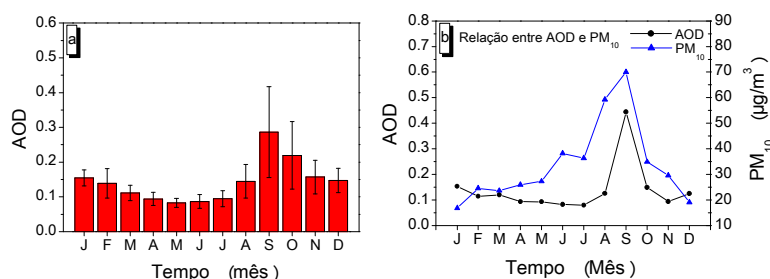


Figura 5: a) Evolução anual da profundidade ótica de aerossóis AOD médias mensais (obtidas do satélite TERRA) no ano de 2001 a 2005. b) Relação entre AOD e a concentração de materiais particulados  $PM_{10}$  em  $\mu g.m^{-3}$ .

Os aerossóis são originados anualmente nas queimadas da cana-de-açúcar nos meses entre julho a novembro. Na figura (5a) está representada a evolução anual das médias mensais diárias da AOD (profundidade ótica de aerossóis) obtidas pelo satélite TERRA e mostra que o material particulado máximo ocorre em setembro. Na Figura (3b) é mostrado os resultados da calibração entre dados de satélite e as medidas para o ano de 2004 mostram que o valor máximo de AOD = 0.45 em setembro é equivalente a concentração  $PM_{10}$  de  $70.0 \mu g m^{-3}$  (Codato et al., 2008).

A figura 6 (a, b) mostra a distribuição de frequência de  $K_b^h$  e  $K_b^d$  para o período de 1996 a 2008. A curva de distribuição de frequência horária (figura 6a), com 58,371 horas é do tipo bimodal, e mostra que a fração  $K_b^h$  possui um intervalo de variação bastante extenso entre os valores de 0 e 0,775. O primeiro pico ocorre em  $K_b^h = 0,715$  com 2,74% (1597 horas) da fração total, e segundo pico em  $K_b^h = 0$  com 1,20% (703 horas) da fração total. O valor máximo de frequência de  $K_b^h$  no primeiro pico, expressa a maior quantidade de horas com valores da irradiação  $H_b$  em céu claro, enquanto que valor máximo da frequência no menor valor de  $K_b^h$  expressa a quantidade de horas de baixo valores da irradiação  $H_b$  devido as primeiras e últimas horas de brilho solar, início e final do dia, e nas horas no meio do dia sob condições de elevadas nebulosidade e chuvas.

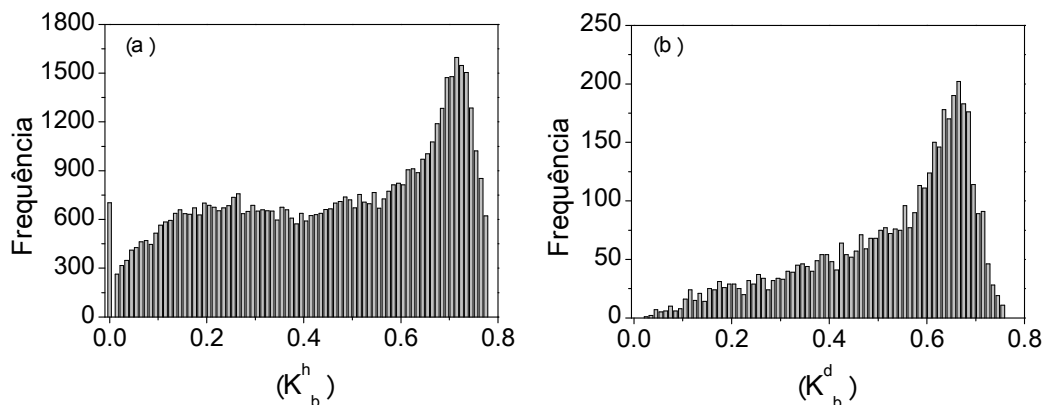


Figura 6 (a, b): Distribuição de frequência de  $K_b^h$  de  $K_b^d$ .

A distribuição de frequência (figura 6b) com 4371 dias é modal e é crescente em amplo intervalo de variação, com máximo em  $K_b^d = 0,675$ , o qual representa 4,62 % da fração total (202 dias). Posteriormente, a distribuição de frequência de  $K_b^d$  decresce até o valor de  $K_b^d = 0,775$ , representando 0,25 % da fração total diária (11 dias). O valor de máximo da frequência de  $K_b^d$  representa número de dias com valores de irradiação  $H_b$  elevados em dias de céu claro, e conseqüentemente, são menores os espalhamentos da irradiação solar pelos constituintes atmosféricos ar seco e aerossóis, que ocorrem durante a estação seca. Os menores valores de  $K_b^d$  estão associados aos dias completamente nublados com ocorrência mais freqüentemente durante a primavera e o verão, enquanto que os maiores valores de  $K_b^d$  estão associados aos dias completamente de céu claro e com baixíssima concentração de aerossóis, muito freqüentemente no mês de abril, onde ocorre a transição entre o período úmido e seco.

O valor da irradiação direta na incidência normal horária é maior no período da seca nas estações do ano: inverno e outono, as quais as concentrações de nebulosidade, vapor de água são menores e aerossóis maiores no ano e foi menor no período chuvoso nas estações da primavera e verão, as quais as concentrações de nebulosidade, vapor de água são maiores do ano. O valor médio da irradiação direta na incidência normal horária por estação foi: inverno ( $\bar{H}_b=1,45 \pm 1,22$ ) MJ/m<sup>2</sup>, outono ( $\bar{H}_b=1,40 \pm 1,24$ ) MJ/m<sup>2</sup>, primavera ( $\bar{H}_b=1,07 \pm 1,174$ ) MJ/m<sup>2</sup> e verão ( $\bar{H}_b=0,98 \pm 1,15$ ) MJ/m<sup>2</sup>. Similarmente, o valor da irradiação direta na incidência normal diária foi maior nas estações do ano: primavera e inverno, e menor no verão e outono. O valor médio da radiação direta na incidência normal diária nas estações foi: primavera ( $\bar{H}_b=15,01 \pm 11,00$ ) MJ/m<sup>2</sup>, inverno ( $\bar{H}_b=17,63 \pm 9,98$ ) MJ/m<sup>2</sup>, verão ( $\bar{H}_b=13,57 \pm 11,35$ ) MJ/m<sup>2</sup> e outono ( $\bar{H}_b=16,66 \pm 9,88$ ) MJ/m<sup>2</sup>.

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Equação de Estimativa Horária e Validação

A figura 7 (a, b) mostra a correlação entre a fração da irradiação direta na incidência normal  $K_b^h$  e a transmissividade atmosférica  $K_t^h$  na partição horária. A correlação da fração  $K_b^h$  em função de  $K_t^h$  obtidas por meio de médias de  $K_b^h$  em cada intervalo centesimal de  $K_t^h$  (figura 7a) é similar às correlações encontradas por Vignola y McDaniels (1986), y Louche y et al., (1991) e Lam y Li (1996) em outros locais de diferentes climas como mostrados na literatura. A variação da fração  $K_b^h$  é minimizada em cada intervalo centesimal de  $K_t^h$ , quando transformada em fração média  $K_b^h$  e possibilita o ajuste de uma função simples, de natureza linear, polinomial ou exponencial (Janetz y Kudish, 1994). Essa técnica foi utilizada por diversos pesquisadores para as frações difusa  $K_d$  e direta horizontal  $K_{Dh}$  da radiação solar global, relacionadas aos intervalos centesimais de  $K_t$  (Bartoli et al., 1982).

A evolução de  $K_b^h$  é crescente no sentido que  $K_t^h$  aumenta em todo intervalo de variação entre de 0 a 1 (figura 7b). Para cada intervalo de variação de  $K_t^h$  há um largo intervalo de variação de  $K_b^h$ . Esta variação é devida, principalmente, à variação da massa ótica na atmosfera, pois a irradiância solar direta ( $I_b$ ) diminui à medida em que ocorre aumento da massa ótica em cada intervalo centesimal de  $K_t$  (Jeter y Balaras, 1990).

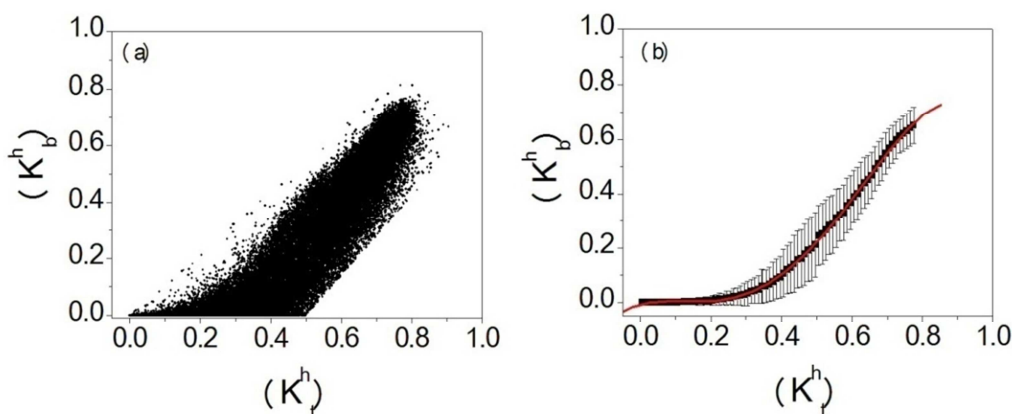


Figura 7: Correlação entre as frações  $K_b^h$  x  $K_t^h$ .

Outros autores indicam também a dependência de  $K_b^h$  x  $K_t^h$  com a elevação solar e o vapor de água na atmosfera (Lopez et al., 2000). Outros fatores da atmosfera local como variações das concentrações de aerossóis e gases secos, também são responsáveis pelo espalhamento de  $K_b^h$  (Olmo et al., 1996). Acima de  $K_t^h = 0,775$ , os valores da fração  $K_b^h$  diminui devido as multireflexões causadas por nuvens adjacentes, principalmente na condição de céu parcialmente nublado, aumentando conseqüentemente a fração difusa  $K_d^h$  como apresentado em vários trabalhos com a radiação difusa (Liu y Jordan, 1960; Suehrcke y McCormick, 1988). As multireflexões pelas nuvens dependem do tipo, número e espessura da camada de ar (profundidade óptica atmosférica), quanto maior a atenuação da radiação solar menor será a taxa de transferência. Por esta razão, os valores de  $K_b^h$  e  $K_t^h$  acima de 0,775 foram eliminados da correlação.

A equação gerada a partir da relação  $K_b^h$  x  $K_t^h$  (figura 7) por técnica de regressão polinomial é mostrado a seguir:

$$K_b^h = -0,0069 + 0,312(K_t^h) - 2,948(K_t^h)^2 + 9,715(K_t^h)^3 - 6,449(K_t^h)^4 \quad (1)$$

O elevado coeficiente de determinação ( $R^2 = 0,99$ ) próximo dos 100% mostra que a fração média de  $K_b^h$  está muito bem correlacionada com a fração  $K_t^h$ . Diversos estudos com a irradiação solar direta na incidência horária mostraram resultados semelhantes, porem com  $R^2$  inferiores ao obtido neste trabalho: em Marrocos, y Rerhrhaye y et al., (1995), obtiveram  $R^2$  entre 0,90 e 0,91 para equações sazonais e anual; na Espanha. Similarmente, y Lopez y et al., (2000) obtiveram  $R^2$  entre 0,90 e 0,95; em Hong Kong, Lam y Li (1996) encontraram  $R^2$  variando entre 0,95 e 0,99 para equações polinomiais do terceiro grau sazonais e anual. Na região de Almeria – Espanha, y Olmo y et al., (1996) encontraram valores de  $R^2$  entre 0,84 e 0,89.

A tabela 2 apresenta os resultados da validação da equação (1) por meio dos indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott para duas situações de comparação entre estimativa e medida, do ano típico e do ano atípico.

Equação 1	Ano típico			Ano atípico		
	MBE (%)	RMSE (%)	d	MBE (%)	RMSE (%)	d
	-0,61	26,65	0,97	-2,42	27,04	0,97

Tabela 2: Indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott obtidos na validação da equação (1).

Os resultados mostram que a equação (1) em geral subestima as medidas nas duas situações: em 0,61% na melhor condição de validação e 2,5% na pior condição validação. Os valores RMSE de 26,6% e 27,0% nas duas situações de validação mostram que os espalhamentos foram elevados e aproximadamente iguais. Similar os resultados para o índice de ajustamento “d” que foram da ordem de 0,98 (na escala de 0 a 1). Os indicativos estatísticos mostram que estimativa segue a variabilidade dos valores medidos, com elevada dispersão e concordância. Os resultados mostram ainda que o desempenho do modelo é satisfatório estatisticamente independente se a base de dados usados na validação serem típicos ou atípicos, e pode ser usado para estimar os valores de  $K_b^h$  a partir de  $K_t^h$ , com precisão e exatidão. Na validação do modelo para Hong Kong, Lam y Li (1996), encontraram RMSE e MBE variando entre 7,76 a 14,46% e -0,45 a 0,82%, respectivamente. Na região de Almeria na Espanha, y Olmo y et al., (1996) encontraram valores de RMSE e MBE similares de Botucatu.

#### Equações de Estimativa Diária e Validação

As figuras 8 (a, b) mostram a correlação entre a fração da irradiação direta na incidência normal  $K_b^d$ , a transmissividade atmosférica  $K_t^d$  e a razão de insolação  $(n/N)^d$ . Nas duas correlações para cada intervalo de  $K_t^d$  e  $(n/N)^d$  há um largo intervalo de variação de  $K_b^d$ . Similarmente as correlações horárias, optou-se por minimizar as variações das frações  $K_b^d$  por meio de frações médias de  $K_b^d$  em cada intervalo centesimal de  $K_t^d$  e  $(n/N)^d$ . O valor de  $K_t^d$  (figura 8a) possui uma variação inferior a 0,775 por razões já esclarecidas na secção anterior, enquanto que a variação de  $(n/N)^d$  (figura 8b) ocorre entre 0 e 1,0.

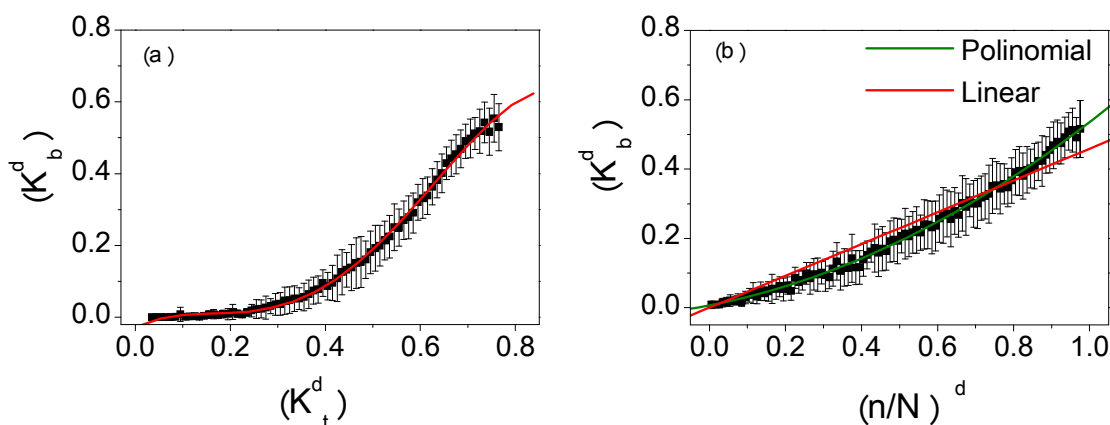


Figura 8: correlação entre as frações a)  $K_b^d \times K_t^d$ ; b) frações  $K_b^d \times (n/N)^d$ .

A curva da figura 8 (a) ajustada por meio de regressão gerou uma equação polinomial de quarto grau (equação 2), com coeficiente de determinação igual  $R^2 = 0,99$ .

$$K_b^d = -0,028 + 0,676(K_t^d) - 4,321(K_t^d)^2 + 11,202(K_t^d)^3 - 7,038(K_t^d)^4 \quad (2)$$

A curva da figura 8b ajustada por meio de regressão polinomial gerou duas equações: uma equação linear (equação 3) com coeficiente de determinação igual  $R^2 = 0,97$  e uma segunda equação de segundo grau (equação 4) com coeficiente de determinação igual  $R^2 = 0,99$ :

$$K_b^d = 0,4548(n/N)^d \quad (3)$$

$$K_b^d = 0,0064 + 0,213(n/N)^d + 0,315[(n/N)^d]^2 \quad (4)$$

As correlações entre as frações  $K_b^d \times K_t^d$  e as frações  $K_b^d \times (n/N)^d$ , são elevadas e os coeficientes de determinação, superior a 0,97 mostram que as frações  $K_b$ , estão bem correlacionadas com  $K_t$  e a razão de insolação  $(n/N)^d$ . Os coeficientes de determinações obtidos são superiores aos encontrados por Ianetz y Kudish (1994), que obtiveram  $R^2$  entre 0,78 e 0,91 para o modelo linear e  $R^2$  entre 0,80 e 0,95 para um modelo exponencial, ao correlacionar  $K_b$  e  $K_t$ . Vignola y Mcdaniels (1986) obtiveram  $R^2$  entre 0,94 e 0,96 para o modelo polinomial do terceiro grau no Noroeste Pacifico.

A tabela 3 apresenta os resultados da validação das equações (2, 3 e 4) anual por meio dos indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott para duas situações de comparação entre estimativa e medida de um ano típico e outro ano atípico. Os resultados mostram que a equação 2 subestima as medidas nas duas situações: em 0,47% na melhor condição de validação e 5,4% na pior condição de validação. Os valores RMSE de 18% e 16,0% nas duas situações de validação mostram que o espalhamento foi aproximadamente igual. Similarmente, os resultados para o índice de ajustamento “d” que foram em média de 0,98.

	Ano típico			Ano atípico		
	MBE (%)	RMSE (%)	d	MBE (%)	RMSE (%)	d
<b>Equação 2</b>	-0,47	18,05	0,98	-5,40	16,09	0,98
<b>Equação 3</b>	-1,10	24,59	0,95	-3,71	23,70	0,95
<b>Equação 4</b>	1,19	20,11	0,97	-2,11	20,42	0,97

Tabela 3: Indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott obtidos na validação da fração diária  $K_b^d$ .

O indicativo estatístico MBE mostra que a equação 3 também subestima as medidas nas duas situações: em 1,1% na melhor condição de validação e 3,7% na pior condição validação. Os valores RMSE de 24,6% e 23,7% nas duas situações de validação mostram que os espalhamentos são aproximadamente iguais. Similar os resultados para o índice de ajustamento “d” que foram da ordem de 0,95. Para a equação 4, o valor de MBE mostra superestimativa das medidas em 1,10% na melhor e subestimativa em 2,1% na pior condição validação. Similarmente, o valore de RMSE de 20,1% e 20,4% nas duas situações de validação mostram que o espalhamento é aproximadamente igual. Similar os resultados para o índice de ajustamento “d” que foram da ordem de 0,97. Na comparação entre os coeficientes de determinação  $R^2$  e indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott obtidos para os modelos linear e polinomial de segundo grau, os resultados mostram que o ajuste e validação foram mais favoráveis estaticamente ao modelo polinomial.

#### Equações de Estimativa Mensal e Validação

A figura 9 (a, b) mostra a correlação mensal: (a) fração da direta na incidência normal  $K_b^m$  e a transmissividade atmosférica  $K_t^m$  e (b) fração da direta na incidência normal  $K_b^m$  e razão de insolação  $(n/N)^m$ .

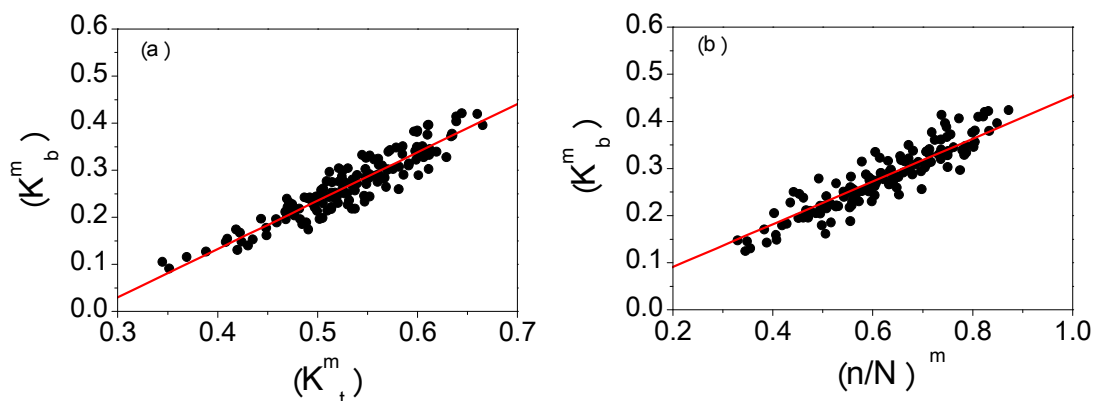


Figura 9: correlação entre as frações a)  $K_b^m \times K_t^m$ ; b) frações  $K_b^m \times (n/N)^m$ .

A curva da figura 9a ajustada por meio de regressão gerou uma equação linear passando pela origem, com coeficiente de determinação igual  $R^2 = 0,87$  expressa por:

$$K_b^m = 0,511(K_t^m) \quad (5)$$

Similarmente a curva da figura 9b ajustada por meio de regressão, gerou uma equação linear passando pela origem, com coeficiente de determinação igual  $R^2 = 0,85$  expressa por:

$$K_b^m = 0,454(n/N)^m \quad (6)$$

As correlações entre as frações  $K_b^m \times K_t^m$  e as frações  $K_b^m \times (n/N)^m$  são elevadas e os coeficientes de determinação, superior a 0,85 mostram que a fração  $K_b^m$ , esta bem correlacionadas com a transmissividade atmosférica  $K_t^m$  e a razão de insolação  $(n/N)^m$ . Os resultados encontrados neste trabalho são próximos aos encontrados por Vignola y Mcdaniels (1986), que obtiveram  $R^2$  no intervalo de 0,95 a 0,98 e média de  $0,97 \pm 0,016$ . Para Carachi no Paquistão, Ahmad y Burney (1991) geraram uma equação polinomial do segundo grau ao relacionar  $K_b^m \times (n/N)^m$ , encontrando boa correlação. As equações desenvolvidas para Carachi podem ser utilizadas na estimativa com erro padrão na mesma ordem de grandeza do erro experimental.

Os indicadores estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott, obtidos na comparação entre a estimativa e a medida de um ano típico e outro ano atípico na partição mensal para as equações 5 e 6 são mostrados na tabela 4. Os valores de MBE mostram superestimativa nas duas situações: em -1,74% na melhor condição de validação e 8,97% na pior condição validação. Os indicadores estatísticos RMSE mostram que a equação (5) apresenta espalhamento distinto, com amplitude de 5,5 %, oriundo da diferença entre 20,1 % de um ano atípico e 14,6% do ano típico. O resultado para o índice de ajustamento “d” foi melhor para o ano típico ( $d = 0,87$ ) que no ano atípico ( $d = 0,80$ ). Por outro lado, a equação 6 mostra superestimativa das medidas em 6,99% na melhor condição de validação e subestimativa em -1,90% na pior condição validação. Os valores RMSE de 15,36% e 13,50% nas duas situações de validação mostram que o espalhamento foi aproximadamente igual. Similarmente, os resultados para o índice de ajustamento “d” mostram uma média de 8,95%, entre  $d = 0,83$  do melhor ano e  $d = 0,92$  do pior ano.

	Ano típico			Ano atípico		
	MBE (%)	RMSE (%)	d	MBE (%)	RMSE (%)	d
<b>Equação 5</b>	-1,74	14,58	0,87	-8,97	20,13	0,80
<b>Equação 6</b>	6,99	15,36	0,83	-1,90	13,49	0,92

Tabela 4: Indicativos estatísticos MBE, RMSE e d de Willmott obtidos na validação das frações mensal.

Os resultados obtidos com a equação 6 na condição de ano típico e atípico são próximos aos encontrados por Ahmad y Burney (1991) em Carachi no Paquistão, onde correlacionaram a fração da radiação direta na incidência ( $K_b$ ) com a razão de insolação ( $r$ ) média mensal e obtiveram MBE entre -4,97% e 4,90%, indicando que o modelo gerado pode ser utilizado dentro do erro experimental. Os resultados encontrados por y Louche y et al., (1991) para o mediterraneo francês, assemelham-se aos obtidos com a equação 6 para Botucatu e resultou em baixas flutuações de RMSE e correlação acima de 0,94. Em Gebze na Turquia, y Tiris y et al., (1996), ao gerar um modelo polinomial relacionando a fração da radiação direta na incidência com a razão de insolação média mensal obtiveram MBE entre -0,68 e 0,71, enquanto que RMSE resultou em valores variando entre 0,00 e 0,50. Estes resultados diferem dos obtidos com o modelo 6 para Botucatu. A divergência entre os resultados podem está associada à diferença climática dos locais e sistemas sinóticos atuantes intra-mês, enquanto que as concordâncias expressam o bom ajuste dos modelos com a dinâmica atmosférica e a variabilidade temporal dos parâmetros climáticos, principalmente, a insolação.



## CONCLUSÃO

Dos resultados apresentados e discutidos no trabalho podemos concluir que as equações estatísticas obtidas por regressão para estimativa da fração solar direta na incidência normal ( $K_b$ ) a partir da medida da radiação global ( $K_g$ ) nas partições horária, diária e mensal, podem ser utilizadas nas aplicações de aproveitamento da energia solar com correlações superiores a 99,9%, 99,5% e 93,0%, respectivamente. Similarmente, as equações estatísticas obtidas por regressão para estimativa da fração solar direta na incidência normal ( $K_b$ ) a partir da medida do número de horas de brilho solar ( $r = n/N$ ) diária e mensal com correlações superiores a 98,6% e 92,0% respectivamente.

## NOMENCLATURA

G	Radiação solar global	( $Wm^{-2}$ )
Dh	Radiação direta na horizontal	( $Wm^{-2}$ )
d	Radiação difusa	( $Wm^{-2}$ )
$I_G$	Irradiância global	( $Wm^{-2}$ )
$I_D$	Irradiância direta na incidência	( $Wm^{-2}$ )
N	Fotoperíodo	Horas
n	Número de horas de brilho solar	Horas
$H_G^x$	Irradiação solar global	( $MJm^{-2}$ )
$H_0^x$	Irradiação solar no topo da atmosfera	( $MJm^{-2}$ )
$H_b^x$	Irradiação direta na incidência	( $MJm^{-2}$ )
$H_{sc}^x$	Constante solar integrada no topo da atmosfera	( $MJm^{-2}$ )
$K_b^x$	Fração solar direta na incidência normal	
$K_t^x$	Transmissividade atmosférica	
$(r = n/N)^x$	Razão de insolação	
X	Representa as partições horária (h), diária (d) e mensal	
MBE	Mean Bias Error	(%)
RMSE	Root Mean Square Error	(%)
"d"	"d" de Willmott	
$R^2$	Coefficiente de determinação	
AOD	profundidade ótica de aerossóis	
PM <sub>10</sub>	concentração de materiais particulados	
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul	

## AGRADECIMENTOS

Os Autores agradecem o CNPq e a FAPESP pelo apoio financeiro.

## REFERÊNCIAS

- Ahmad F.; Burney S. M. A.; Husain S. A. (1991). Monthly average daily global beam and diffuse solar radiation and its correlation with hours of bright sunshine for Karachi, Pakistan. *Renewable Energy*, v. 1, n. 1, p. 115-118.
- Ambrosetti P.; Andersson H. E. B.; Liedquist L.; Froelich C.; Wehrli C.; Talarek H. C. (1984). Results of outdoor and indoor pyranometer comparisons. IEA Document n°, 111. A. 3. Julich, Federal Republic of Germany: Kunforschungsanlage – Julich, GmbH.
- Bartoli B.; Cuomo V.; Amato U. (1982). Diffuse and beam components of daily global radiation in Genova and Macerata. *Solar Energy*, v.28, p.307-11.
- Camps J. y Soler M. R. Estimation of diffuse solar irradiance on a horizontal surface for cloudless day- a new approach. *Solar Energy*, v.49, p. 53-63, 1992.
- Carvalho L. M. V.; Jones C.; Liebmann B. (2002). Extreme precipitation events in sputheastern South America and large-scale convective patters in the South Atlantic Convergence Zone. *Jornal of Climate*, v. 15, p. 2377-2394.
- Chaves M. y Escobedo J. F. (2000). A software to process daily solar radiation data. *Renewable Energy*, v. 19, n°1, p.339-344.
- Codato G.; Oliveira A. P.; Soares J.; Escobedo J. F.; Gomes E. N.; Dal Pai, A. (2008). Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast of Brazil, *Theoretical and Applied Climatology*, Amsterdam, v. 93, n. 1-2, p. 57–73,.
- De Miguel A.; Bilbao J.; Aguiar R.; Kambezidis H.; Negro E. (2001). Diffuse solar irradiation model evaluation in the north mediterranean belt area. *Solar Energy*, v. 70, p.143–153.
- Erbs D. G.; Klein S. A.; Duffie J. A. (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, v.28, p.293-302.
- Ferreira N. J.; Sanches M.; Dias M. A. F. S. (2004). Composição da zona de convergência do atlântico sul em período de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.1, p. 89-98.
- Fröhlich C. y London J. (Eds.). (1986). Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements. World Climate Research Programme, WCRP publications series no.7, publication WMO/TD no.149, Geneva (Switzerland), 139pp.
- Ianetz A. y Kudish A. L. (1994). correlations between values of daily horizontal beam and global radiation for beer-sheva, Israel. *Energy*, v. 19, p.751-764.
- Iqbal M. (1983). An introduction to solar radiation. New York: Academic Press, 390p.

- Jeter S. M. y Balaras C. A. (1990). Development of improved solar radiation models for predicting beam transmittance. *Solar Energy*, v.44, p.149-56.
- Lam J. C. y Li D. H. W. (1996). Correlations between global solar radiation and its direct and diffuse components. *Building and Environment*, v.31, p.527-35.
- Lemos C. F. y Calbete, N. O. (1996). Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987-1995. *Climanálise*, Edição comemorativa 10 anos, (INPE-10717-PRE/6178).
- Liu B. Y. H. y Jordan R. C. (1960). The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, v.3, n.4, p.1-19.
- Lopez G.; Rubio M. A.; Batlles F. J. (2000). Estimation of hourly direct normal from measured global solar irradiance in Spain. *Renewable Energy*, v.21, p. 171-86.
- Louche A.; Notton G.; Poggi P.; Simonnot G. (1991). Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on a French Mediterranean site. *Solar Energy*, v.46, p.261-66.
- Olmo F. J.; Batlles F. J.; Alados-Arboledas L. (1996). Performance of global to direct/diffuse decomposition models before and after the eruption of MT. Pinatubo, June 1991. *Solar Energy*, v.57, p.433-43.
- Rerhrhaye A.; Zenaf M.; Flechon, J. (1995) Estimation of the beam from seasonal correlations. *Renewable Energy*, v.6, p.779-785.
- Satyamurti P. y Mattos L. F. (1989). Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, 108:410-520.
- Satyamurty P.; Nobre C. A.; Silva Dias P. L. (1998). Topics: South America. *Meteorological Monographs*, v.27, n.49, p.119-139.
- Suehrcke H., McCormick P. G. (1988). The frequency distribution of instantaneous insolation values. *Solar Energy*, v.40, p.413-22.
- Teramoto E. T.; Escobedo J. F. (2012). Análise da frequência anual das condições de céu em Botucatu, São Paulo. *Revista Brasileira Engenharia Agrícola Ambiental*, v.16, n. 9, p.985-992.
- Tiris M.; Tiris Ç.; Türe I. E. (1996). Correlations of monthly-average daily global, diffuse and beam radiations with hours of bright sunshine in Gebze, Turkey. *Energy Conversion* v.37, v. 9, p. 1417-1421.
- Vignolia F. y McDaniels D. K. (1986). Beam-global correlations in the pacific northwest. *Solar Energy*, v.36, p.409-18.
- World Meteorological Organization. (1981). *Meteorological Aspects of the Utilization of Solar Radiation as an Energy Source*. World Meteorological Organization Technical Note No. 172, WMO-No. 557, Geneva, p. 298.

**Abstract:** This work describes the statistical expressions for estimation of direct solar radiation at normal incidence transmitted on terrestrial surface ( $K_b$ ) as a function of clearness index ( $K_t$ ) and of insolation ratio ( $r = n / N$ ; where  $n$  is the sunshine and  $N$  is the photoperiod). The database was from 1996 to 2008 in Botucatu / SP / Brazil. In the first model, the transmissivity  $K_b = (H_b / H_{SC})$  and  $K_t = (H_g / H_0)$  on the hourly, daily and monthly partitions, were correlated by polynomial regression yielding the following expressions with their coefficients of determination  $R^2$ :

$$K_b^h = -0,0069 + 0,312(K_t^h) - 2,948(K_t^h)^2 + 9,715(K_t^h)^3 - 6,449(K_t^h)^4 \quad (R^2 = 0,99)$$

$$K_b^d = -0,028 + 0,676(K_t^d) - 4,321(K_t^d)^2 + 11,202(K_t^d)^3 - 7,038(K_t^d)^4 \quad (R^2 = 0,99)$$

$$K_b^m = 0,511(K_t^m) \quad (R^2 = 0,87)$$

The determination coefficients ( $R^2$ ) indicate that the  $K_b$  values are statistically well correlated with the  $K_t$  on the three time partitions. Similarly in the second model, the transmissivity ( $K_b$ ) and insolation ratios ( $r$ ) in daily and monthly partitions were correlated by linear regression yielding the following statistic expressions, with  $R^2$ :

$$K_b^d = 0,4548(n/N)^d \quad (R^2 = 0,97)$$

$$K_b^m = 0,454(n/N)^m \quad (R^2 = 0,85)$$

The determination coefficients ( $R^2$ ) show that  $K_b$  values are well correlated with daily and monthly values of  $(n/N)$ .

**Keywords:** radiation estimate, atmospheric transmissivity and sunshine duration ratio.