

ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR À SUPERFÍCIE COM CÉU CLARO: UM MODELO SIMPLIFICADO

JUAN CARLOS CEBALLOS

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - INPE
Rodovia Presidente Dutra, km. 40 - 12630 Cachoeira Paulista, SP, Brasil
ceballos@cptec.inpe.br

RESUMO

Apresenta-se um modelo de irradiância solar para céu claro em intervalo compatível com a sensibilidade de um piranômetro (0,28-2,8 μ m). O espectro solar é separado em três faixas espectrais típicas (aproximadamente as de ultravioleta, visível e infravermelho próximo), nas quais se verificam respectivamente: a) absorção intensa pelo ozônio; b) dispersão pelo ar e absorção fraca pelo ozônio; c) absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono, respectivamente. Expressões simples são adotadas para estes intervalos largos, baseadas em parametrizações publicadas previamente. A comparação com medições de um piranômetro Kipp & Zonen de precisão mostra qualidade comparável com a de modelos baseados em métodos espectrais sofisticados. O erro associado a considerar apenas água precipitável é inferior a $+20 \text{ W.m}^{-2}$; a introdução de uma correção associada a aerossol com profundidade óptica inferior a 0,3 permite reduzi-lo a $\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$, representando menos de 3% ao avaliar irradiação diária. Uma maior precisão das estimativas depende do conhecimento de fatores locais como água precipitável e profundidade óptica e tipo de aerossol. A estrutura do modelo permite introduzir aprimoramentos posteriores das parametrizações de forma fisicamente clara.

Palavras-chave: radiação solar, ciclo diário, parametrizações de céu claro

ABSTRACT: A SIMPLIFIED MODEL FOR THE ASSESSMENT OF CLEAR SKY SOLAR IRRADIANCE AT GROUND LEVEL

A model for the assessment of clear-sky solar irradiance is presented, compatible with typical spectral sensibility of pyranometers (0,28-2,8 μ m). Solar spectrum is divided in three typical spectral bands (approximately ultraviolet, visible and near infrared), within which it is observed a) intense absorption by ozone; b) scattering by air and weak absorption by ozone; c) absorption by water vapor and carbon dioxide, respectively. Simple expressions are used in these wide wavelength intervals, based on parameterizations already published. Comparison with measurements of a Kipp & Zonen precision pyranometer make evident accuracy compatible with other models based on sophisticated spectral methods. When considering only precipitable water, model error is lower than $+20 \text{ W.m}^{-2}$; introduction of a correction based on aerosol optical depth allows to reduce it to $\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$, which represents less than 3% for daily sums of irradiance. Better accuracy would depend on knowledge of local factors such as precipitable water and optical thickness and type of aerosol. The model structure allows to introduce further improvement of its parameterizations in a physically clear way.

Keywords: solar radiation, daily cycle, clear-sky parameterizations

1. INTRODUÇÃO

A radiação solar é um componente fundamental do balanço de energia no sistema Terra-atmosfera. A modelagem de sua propagação na atmosfera não é simples, devido à complexidade das interações combinadas com componentes atmosféricos tais como gases, nuvens e aerossol, e à variabilidade espaço-temporal deles. Estudos ao longo de várias décadas

sugerem que as nuvens absorvem mais radiação solar que aquela que os modelos teóricos acurados avaliam, e como parte desta discussão alguns pesquisadores sugerem, inclusive, que a própria absorção de radiação em céu claro pode ser maior do que a estimativa teórica. Estes questionamentos vêm promovendo variadas pesquisas observacionais dos fluxos de radiação solar (Valero *et al.*, 1997; Zender *et al.*, 1997).

No contexto das discussões mencionadas, a

estimativa da radiação à superfície é um importante objeto de análise, incluído o caso de céu claro. Por exemplo, Charlock e Albertà (1996) descrevem resultados de um experimento intensivo comparando medições de instrumentos precisos com estimativas teóricas baseadas num razoável conhecimento das condições atmosféricas. O algoritmo utilizado (código *d-four-stream*) considera efeitos de diversos gases atmosféricos e aerossol; entretanto, observam-se erros médios de irradiância global tão grandes como $+32 \text{ W.m}^{-2}$ com relação às medições. Zender *et al.* (1997) ilustram resultados da comparação entre medições realizadas durante um experimento em Oklahoma e as estimativas de um modelo espectral que inclui teoria detalhada da absorção por gases atmosféricos, influência do aerossol e refletância do solo. O desvio sistemático observado é da ordem de $+15 \text{ W.m}^{-2}$. Entre as fontes de erro são citadas a variabilidade espacial e temporal da água precipitável e da carga de aerossol, fatores difíceis de monitorar. Nestas condições, um modelo simples com erros semelhantes e que dispense o uso da alta resolução espectral, pode ser de grande utilidade prática em diversas áreas da meteorologia, nas quais estudos das mudanças de transmissividade atmosférica implicam estimar previamente a irradiância esperada em condições de céu claro (como, por exemplo, em Feitosa *et al.*, 1998).

Alguns modelos simplificados estimam a transmitância da atmosfera através de produtos de transmitâncias dos componentes atmosféricos, referidas ao espectro solar completo (p.ex. Gautier *et al.*, 1980). Este procedimento é usual no campo da engenharia (Iqbal, 1983). Todavia, este é um procedimento estritamente apropriado para radiação monocromática (para a qual a lei de Lambert-Beer é aplicável), ou para a sobreposição de certas bandas de absorção de gases em intervalos espectrais estreitos (Howard *et al.*, 1956a). As atenuações devidas à dispersão pelo ar ou por bandas de absorção de vapor d'água e dióxido de carbono agem em intervalos claramente diferentes e até excludentes. Os erros intrínsecos poderiam ser superiores aos introduzidos pelos instrumentos de medida e pela própria variabilidade dos elementos atmosféricos.

Neste trabalho, apresentamos um modelo simplificado separando os principais fatores de atenuação em intervalos específicos. Este procedimento permite introduzir mudanças controláveis ao aprimorar parametrizações das diversas contribuições atmosféricas para a irradiância à superfície. Os algoritmos envolvidos são simples e, permitem avaliar o ciclo diário de irradiância

esperada em condições de céu claro.

2. MODELO DE IRRADIÂNCIA GLOBAL (G)

Três faixas do espectro solar costumam ser definidas: ultravioleta UV:(0,12-0,40 μm), visível VIS:(0,4-0,76 μm) e infravermelho próximo IVP: (0,76-4 μm). Para a estimativa da radiação solar à superfície, consideraremos três faixas mais convenientes do ponto de vista numérico: ultravioleta U:(0,12-0,36 μm), visível V:(0,36-0,70 μm) e infravermelho próximo W:(0,7-2,8 μm).

Intervalo U (0,12-0,36 μm).

O espectro solar é relativamente pouco intenso até um comprimento de onda $\lambda = 0,28 \mu\text{m}$. No intervalo $\lambda < 0,36 \mu\text{m}$, o ozônio estratosférico tem absorção intensa.

Intervalo V (0,36-0,70 μm)

O ozônio estratosférico tem absorção fraca pelas bandas de Chappuis no intervalo λ :(0,42-0,74 μm), predominando a dispersão Rayleigh pelo ar. Existem linhas de absorção fracas do O_2 e de gases minoritários como NO_2 , que não serão consideradas.

Intervalo W (0,70 - 2,8 μm).

Neste intervalo, existem bandas de absorção de vapor d'água (H_2O) e dióxido de carbono (CO_2). Instrumentos como os piranômetros são sensíveis até 2,8 mm; entretanto, a banda de H_2O em 3,2 μm é fortemente absorvente, e a pequena porcentagem de espectro solar restante no intervalo *W* será desprezada. A dispersão Rayleigh será ignorada, desde que a profundidade óptica t decresce segundo uma potência 4,05 do comprimento de onda (Paltridge e Platt, 1976), de $t = 0,927$ para $\lambda = 0,3 \text{ mm}$ até $t = 0,037$ para $\lambda = 0,7 \mu\text{m}$, considerando-se uma atmosfera com pressão à superfície (espessura) $P_0 = 1013 \text{ hPa}$; para outras espessuras P , t é linear com a razão P/P_0 .

A divisão adotada permite separar o espectro solar em uma faixa ultravioleta na qual escassa radiação será detectada por medidores convencionais (piranômetros, células fotoelétricas, actinógrafos), uma outra visível essencialmente conservativa (não absorvente) na troposfera, e uma outra infravermelha

sem dispersão e apresentando apenas radiação direta atenuada pela absorção de gases atmosféricos. Seguindo este critério de partição do espectro solar, os intervalos *U*, *V* e *W* abrangem 5%, 42% e 53% da constante solar, como pode observar-se na Tabela 1. Esta tabela resume os fatores atuantes em cada intervalo, e a importância que cada um representa. Nota-se que as percentagens

mencionadas diferem em apenas 0,5% ao se considerarem medições publicadas nas décadas de 1970 ou 1980. É interessante observar que um intervalo VIS "em sentido estrito"; abrangendo desde o vermelho até o violeta, inclui 39% da constante solar, um valor inferior ao que corresponde o infravermelho próximo $\lambda > 0,76 \text{ mm}$ (47,5%)

Tabela 1. Divisão do espectro solar adotada pelo modelo. Em itálico, informações complementares.

Definição "operacional"	Intervalos λ (mm)	% da constante solar (*)[#]	Fatores atenuantes	Acumulado %
Ultravioleta - <i>U</i> $\lambda < 0,36 \text{ mm}$	0,12 - 0,36	5,32 [4,81]	Banda de Hartley + Banda de Huggins, O_3	5,32 [4,81]
Visível - <i>V</i> $\lambda : (0,36-0,70)$	0,36 - 0,40 0,40-0,70 <i>0,42-0,74</i> <i>0,3-1,1</i>	3,41 [3,22] 38,15 [38,80] <i>39,53 [40,33]</i> <i>72,72</i>	Dispersão Rayleigh, ar Dispersão Rayleigh, ar <i>Banda de Chappuis, O_3</i> <i>Intervalo ativo de aerossóis rurais</i>	8,73 [8,03] 46,88 [46,81]
Infravermelho próximo - <i>W</i> $\lambda : (0,70-2,80)$	0,70-2,80 <i>2,80-4</i>	50,43 [50,82] <i>2,69 [1,50]</i>	Bandas de H_2O Bandas de CO_2 <i>Bandas de H_2O</i>	97,31 [97,66] <i>99,06 [99,16]</i>

(*) Fonte: Thekaekara e Drummond, 1970, citados em Paltridge e Platt (1976). A constante solar nessa época era avaliada $S_0 = 1353 \text{ W.m}^{-2}$.
[#] Fonte para números entre colchetes: Fröhlich e Wehrli, 1981, citados em Iqbal (1983).
A constante solar nessa época era avaliada $S_0 = 1367 \text{ W.m}^{-2}$.

2.1. Radiação global (*G_{vis}*) no intervalo visível *V*

Seja *G_{vis}* a irradiância global à superfície correspondente a uma atmosfera Rayleigh com ozônio estratosférico (o qual tem absorção fraca na banda de Chappuis), incidindo sobre uma superfície totalmente absorvente. Na presença de solo com refletância *R_s* (expressada como fração da unidade), uma fração da radiação será enviada de retorno à atmosfera e uma

fração *R** desta será devolvida ao solo, sendo *R** a refletância da atmosfera para radiação difusa. Portanto, será gerada uma irradiância adicional $G1 = G_{vis} \cdot R_s R^*$, da mesma forma, por reflexão desta à superfície, existirá uma irradiância secundária $G2 = G1 \cdot R_s R^*$, e assim sucessivamente. Nestas condições, a soma de múltiplas reflexões conduz a uma irradiância total

$$G_{vis} = G_{vis} \cdot [1 + R_s \cdot R^* + (R_s \cdot R^*)^2 + (R_s \cdot R^*)^3 + \dots] = G_{vis} (1 - R_s \cdot R^*)^{-1} \quad (2.1)$$

Lacis e Hansen (1974) publicaram uma série de parametrizações de fluxos de radiação solar na atmosfera baseadas em métodos numéricos "exatos" de estimativa do transporte radiativo. Em particular, determinaram a relação (acurada dentro de 1%)

$$R_{po} = 0,28 / (1 + 6,43 \mu) \quad (2.2)$$

Nesta expressão, *R_{po}* refere-se à refletância planetária (fração da unidade) numa atmosfera plano-paralela, incluindo o espectro solar completo, dispersão Rayleigh, um perfil padrão de ozônio e uma superfície negra como solo. O símbolo *m* representa o cosseno do ângulo zenital solar *Z*. De acordo com nossas hipóteses, este fluxo de radiação estaria concentrado no intervalo *V*, de forma que a irradiância emergente no topo da

atmosfera (TDA no que segue) faria

$$E_o \uparrow (TDA) = \mu S R_p = \mu S_{vis} R_{pvis} \quad (2.3)$$

$$R_{pvis} = \gamma R_{povis}, \quad \gamma = S / S_{vis} = S_o / S_{ovis} = 2,4$$

S refere-se ao fluxo específico (irradiância à incidência normal) no topo da atmosfera, e o indicativo "vis" ao intervalo V . A irradiância S avalia-se como a constante solar $S_o = 1367 \text{ W.m}^{-2}$ corrigida pelo fator $(D_o/D)^2$, $D_o =$ distância média Terra-Sol, $D =$ distância à época da estimativa (Paltridge e Platt, 1976; Liou, 1980).

A eq. (2.2) é estritamente válida para locais ao nível médio do mar (pressão 1013 hPa); entretanto, para altitudes moderadas como as encontradas no Brasil, a correção por altitude é de segunda ordem. O balanço de radiação no sistema Terra-atmosfera pode ser expresso como

$$E \uparrow (TDA) + A \mu S + G \cdot (1 - R_s) = \mu S, \quad (2.4)$$

onde $A =$ absorvância da atmosfera e das eqs. (2.1) a (2.3) aplicadas no intervalo V a uma atmosfera sem absorção na troposfera (mas incluindo a absorção fraca por ozônio na estratosfera) é evidente que podemos escrever

$$G_{vis} = \mu S_{vis} (1 - R_{pvis}) / (1 - R_{svis} \cdot R_{vis}^*) \quad (2.5)$$

Os parâmetros R_{svis} e R_{vis}^* referem-se às refletâncias do solo e atmosférica difusa no espectro visível. Lacis e Hansen (1974) avaliaram $R^* = 0,0685$. Valores típicos da refletância do solo no intervalo V são $R_{vis} \approx 0,06-0,08$ (Novo, 1992). Observa-se que a combinação de valores baixos de R_{vis} e R^* implica minimizar a correção por múltiplas reflexões na Eq. (2.5).

2.2. Radiação global (G_{iv}) no infravermelho próximo W

No intervalo W , pode-se aceitar que a dispersão Rayleigh é desprezível e a radiação global G_{iv} fica reduzida à radiação direta que sofreu absorção por gases atmosféricos, ou seja,

$$G_{iv} = \mu (S_{iv} - \Delta S) \quad (2.6)$$

onde $S_{iv} =$ irradiância solar à incidência normal no TDA, no intervalo W ; $\Delta S =$ absorção. O vapor d'água (H_2O) e o dióxido de carbono (CO_2) são os principais absorventes de radiação, com bandas de absorção situadas a partir de $0,72 \mu\text{m}$. A absorção do fluxo específico admite as parametrizações em W.m^{-2} (Ceballos, 1986; Ceballos *et al.*, 1992):

$$\Delta S_{H_2O} = 133 + 193,9 \ln w^* + 2,1 w^*, \quad w > 2 \quad (2.7)$$

$$\Delta S_{CO_2} = 1,40 + 11,29 \mu^{-1/2} - 18,7 \ln \mu$$

$$\Delta S = \Delta S_{H_2O} + \Delta S_{CO_2}$$

sendo $w =$ água precipitável (em g.cm^{-2}) e $w^* = w/m =$ água precipitável "efetiva", maior quanto mais afastado o sol do zênite. As eqs. (2.7) estão baseadas em determinações experimentais de Howard *et al.* (1956 a,b), obtidas em laboratório para diversos caminhos ópticos efetivos w^* , pressões de vapor p e pressões totais P constantes e interpolando funções $A = A(w^*; P, p)$. Lacis e Hansen (1974) apresentam parametrizações também baseadas nas medições de Howard *et al.* e que, atualmente, são utilizadas em modelos de circulação como o CPTEC/COLA.

Nem a umidade específica q nem P são constantes num perfil atmosférico: entretanto, para radiação direta penetrando na atmosfera, pode-se considerar um valor médio $\langle P \rangle$ definido como a pressão P ponderada com o perfil de conteúdo de vapor d'água. As equações (2.7) supõem $\langle P \rangle \approx 800 \text{ hPa}$, valor característico encontrado para diversos perfis atmosféricos (Ceballos *et al.*, 1992). A absorção pelo CO_2 supõe concentração constante do gás com a altitude, da ordem de 300 ppm (partes por milhão); os valores de absorção de fluxo específico obtidos são relativamente pequenos, desde $11,7 \text{ W.m}^{-2}$ para incidência vertical até $19,5 \text{ W.m}^{-2}$ para $Z=60^\circ$ e $28,6 \text{ W.m}^{-2}$ para $Z=75^\circ$. Na década de 1990, a concentração já atingia 360 ppm (Liou, 1992), mas o erro introduzido pode ser desprezado ao se considerar que este é um modelo aproximado.

2.3. Estimativa da irradiância global

De acordo com as hipóteses propostas, a irradiância total G depende do cosseno m do ângulo zenital, sendo avaliada como

$$G = G_{vis} + G_{iv}, \quad (2.8)$$

$$\mu = \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cosh + \sin \delta \cdot \sin \phi,$$

onde d é a declinação do Sol no dia juliano n considerado, e f é a latitude do local. A variável $h=Wt$ é o ângulo horário (ângulo girado pela Terra até o instante t referido ao meio-dia solar local) sendo W = velocidade angular da Terra. Expressões para estimar a declinação ao longo do ano podem ser encontradas em Iqbal (1983) ou Vianello e Alves (1991), dentre outros textos básicos. A hora t é avaliada a partir da hora local (ou “oficial”), corrigida de uma correção geográfica por longitude relativa ao fuso horário local e de uma “equação do tempo” que compensa as flutuações do meio-dia solar devidas a variações da velocidade orbital da Terra durante o ano (Paltridge e Platt, 1976; Liou, 1980; Vianello e Alves, 1991).

2.4. A contribuição do aerossol

Uma estimativa aproximada dela é relevante, já que o aerossol atmosférico está sempre presente. Sua profundidade óptica num meio rural com céu claro pode ser da ordem de $t_a=0,1-0,3$, ou seja, $t \ll 1$ no visível. Assim, a contribuição à transmitância (monocromática) para radiação direta é $\exp(-t_a/m) \approx 1 - t_a/m$ e pode-se esperar que a radiação difusa produzida provenha em média de apenas uma interação com a atmosfera. Sendo ω o albedo para a dispersão simples (ou seja, a fração de fluxo incidente que é dispersada ao verificar-se apenas uma interação) e β a fração desse fluxo dispersado que é retroespalhada para o hemisfério ascendente, então a fração dos N fótons incidentes no topo da atmosfera (TDA), que é retirada da direção do hemisfério descendente, resulta aproximada por

$$\frac{\delta N}{N} = \frac{\delta E}{E_0} \approx -(\tau_a / \mu) \cdot [1 - \omega + \omega\beta] \quad (2.9)$$

onde E_0 é a irradiância incidente no TDA, $1-\omega$ corresponde à fração absorvida e $\omega\beta$ à retroespalhada. Esta expressão refere-se apenas à atenuação de radiação direta; na presença de nuvens ou de solo com alta refletância, a contribuição da dispersão de radiação pode até mudar o sinal de δE , tornando-o positivo. Por outro lado, a distribuição de direções da radiação espalhada por aerossol não é isotrópica, predominando as direções de pró-espalhamento (na direção do hemisfério descendente, neste caso). Segundo Shettle e Fenn (1979), o fator de assimetria (cosseno do ângulo de dispersão numa interação, ponderado com a distribuição espacial de fluxo dispersado) é $g \approx 0,65$. Para estes fatores elevados, é conveniente considerar uma

“aproximação- δ ” (no sentido de δ de Dirac), segundo a qual, uma fração f da radiação dispersada continua na direção original (confundindo-se com a radiação direta), e a fração remanescente é dispersada com um fator de assimetria $g' < g$. A situação é equivalente a reduzir a espessura óptica inicial para um valor $\tau' < \tau$, de forma que uma aproximação- δ corrente é (Moreira *et al.*, 1998)

$$f \approx g^2, \quad g' = \frac{g-f}{1-f}, \quad \omega' = \omega \frac{1-f}{1-\omega f} \quad (2.10)$$

$$\tau' = (1-\omega f)\tau, \quad \beta(\mu) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{3}{2} g' \mu\right)$$

Coakley *et al.* (1983) encontraram as dependências espectrais seguintes no intervalo λ : (0,3-1 μ m), para aerossol rural:

$$\alpha/\alpha_0 = 3,40 - 7,26\lambda + 6,43\lambda^2 - 2,10\lambda^3 \approx (\lambda/0,55)^{-1,23}$$

$$\omega = 0,862 + 0,429\lambda - 0,596\lambda^2 + 0,190\lambda^3 \quad (2.11)$$

onde λ mede-se em μ m, α = coeficiente linear de atenuação, α_0 é o valor para $\lambda=0,55 \mu$ m e ω = albedo para dispersão simples. As eqs. (2.11) evidenciam que α/α_0 decresce de 1,74 para 0,40 em (0,3-1,1 μ m), descrevendo a dependência espectral da profundidade óptica, enquanto $0,885 < \omega < 0,939$. Serão considerados valores típicos $\omega=0,90$. Na eq. (2.9), a irradiância δE_0 é monocromática e deve ser ponderada com o espectro solar e com τ , dependentes do comprimento de onda. Verifica-se que as maiores contribuições do aerossol para δE se situam entre 0,4 e 1,1 μ m, de forma que

$$(2.12)$$

$$\tau(\lambda) = (\alpha/\alpha_0)\tau_{0,55}, \quad \int_{0,4}^{1,1} S_\lambda \tau d\lambda \approx 750 \tau_{0,55} W \cdot m^{-2}$$

Utilizando-se de uma aproximação- δ para τ , ω , β (eqs. 2.10) e o fato de que $\tau \ll 1$, pode ser construída uma primeira aproximação para correção (aditiva) associada ao aerossol rural. A eq. (2.9) assume a forma

$$(2.13)$$

$$\delta E \approx -\tau_{0,55} \cdot \left(\int \mu S_\lambda \cdot \frac{\alpha/\alpha_0}{\mu} d\lambda \right) [1 - \omega' + \omega' \cdot \frac{1}{2} (1 - \frac{3}{2} g' \mu)]$$

obtendo-se a expressão numérica

$$(2.14)$$

$$\delta E [W \cdot m^{-2}] \approx -270 (1 - 0,43 \mu) \tau_{0,55} = -435 (1 - 0,43 \mu) \tau'_{0,55}$$

Deve-se notar que a integral na expressão (2.12) opera numa região onde as bandas de absorção do vapor d'água não são particularmente intensas. Por outro lado, uma estimativa mais acurada deveria considerar que em (0,4-0,8 μ m) o meio absorvente/dispersor é de fato uma mistura ar+aerossol, de forma que g , ω têm valores ponderados com a espessura óptica desses dois componentes atmosféricos. Finalmente, a eq. (2.14) contém expressões incluindo t e t' , contemplando a possibilidade de que a espessura óptica seja introduzida como um dado experimental. Se uma parte da radiação dispersada pelo aerossol está contida numa d de pró-espalhamento, então deveria estar incluída na irradiância à incidência normal medida por um pireliômetro, de forma que a espessura óptica do aerossol deduzida tende a representar o valor efetivo t' .

3. RESULTADOS

A fim de testar o modelo, foram analisadas medições de irradiância solar fornecidas a cada minuto por um piranômetro Kipp & Zonen CM21 instalado em 1999 no CPTEC (Cachoeira Paulista, SP, latitude 22,67°S, longitude 45,00°W). Durante mais de um mês, apenas o

dia juliano 160 apresentou um intervalo com duração razoável que evidenciasse ausência de flutuações associadas à passagem de nuvens. A Figura 1 ilustra o resultado do modelo (2.8), comparado com medições do piranômetro. O instrumento é sensível no intervalo 305-2800 nm e tem precisão declarada pelo fabricante de 1 a 1,5%. O meio-dia solar verificou-se em torno de 15 UTC. Observa-se que, durante o período da manhã, o céu estava coberto de nuvens. Entre 14 e 16 UTC apenas restavam nuvens tênues, e a partir das 16 UTC o céu estava descoberto com incursão de uma nuvem entre o sol e o instrumento às 18 UTC. Uma flutuação ao entardecer (20 UTC) não tem origem definida.

Segundo a análise do National Center for Environmental Prediction (NCEP) para esse dia, horário 1200 UTC (Figura 2), o valor de água precipitável era 2,5 $g \cdot cm^{-2}$. Dados da mesma fonte, para uma época cinco meses posterior, mostram que a distribuição geográfica de w sobre o Brasil era basicamente a mesma e sugerem que, exceto em situações meteorológicas particulares, as flutuações da água precipitável na região encontram-se no intervalo $2,5 < w < 3,5 g \cdot cm^{-2}$.

Na Figura 1, observa-se que a variação de irradiância na ausência de nuvens é acompanhada adequadamente pelas estimativas do modelo. A figura inclui uma aproximação baseada em definir uma função senóide que tem seu máximo igual ao valor previsto pelo modelo para o meio-dia solar e se anula com o pôr de sol. Percebe-se que, para ângulos zenitais moderados, a senóide excede em até 45 $W \cdot m^{-2}$ o valor do modelo proposto.

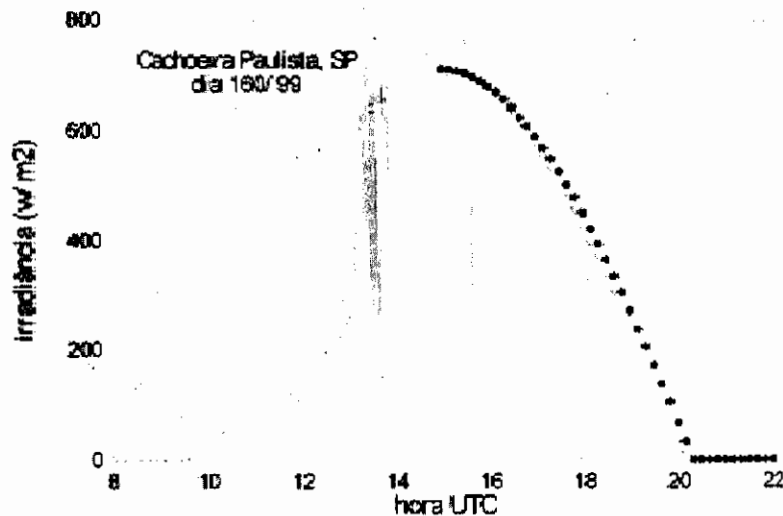


Figura 1. Ciclo diário de irradiância solar observado por um piranômetro no dia juliano 160 de 1999. Os círculos indicam os resultados do modelo para água precipitável $w_0 = 2,5 g \cdot cm^{-2}$. Os círculos brancos indicam valores do modelo; os pretos representam uma senóide.

Agua precipitavel (Kg/m2) 19990609 12Z

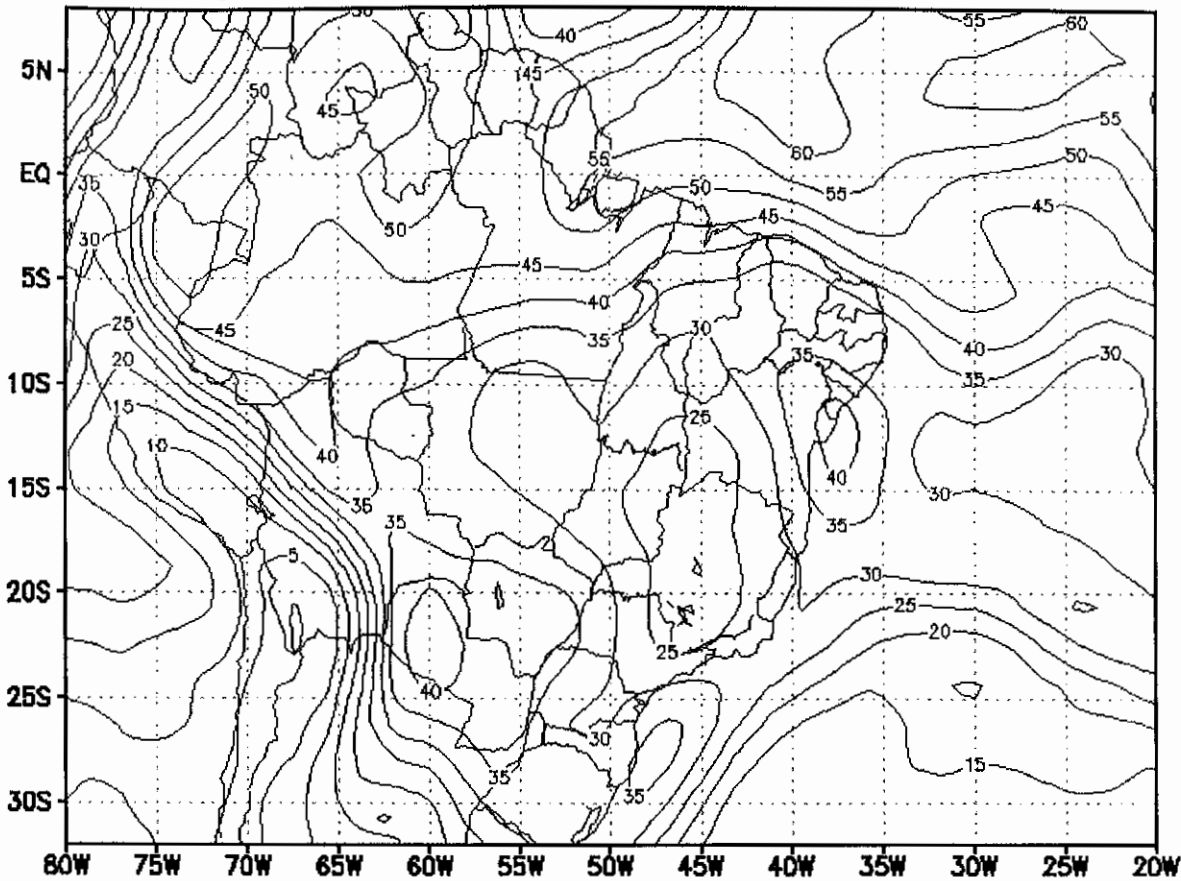


Figura 2 - Distribuição de água precipitável sobre o Brasil no dia juliano 160 de 1999, hora 1200 UTC (análise do NCEP)

A Figura 3 permite observar com mais detalhes a diferença entre o modelo e a irradiância medida para diferentes conteúdos de vapor d'água atmosférico. Para $2,5 < w_0 < 3,5 \text{ g.cm}^{-2}$, as diferenças situam-se entre 0 e $+20 \text{ W.m}^{-2}$. Considerando-se valores típicos de 10 W.m^{-2} para o erro e de 300 W.m^{-2} para a irradiância medida, isto representa em torno de 3% de erro relativo. O erro (formal) atribuído ao piranômetro é da ordem de $4-6 \text{ W.m}^{-2}$.

Observa-se que o erro aumenta entre 17 e 19 UTC, enquanto, no mesmo período, a irradiância decresce de 400 para 200 W.m^{-2} . Este comportamento dos erros poderia associar-se a maiores ângulos zenitais do sol, que aumentam a influência do aerossol presente na atmosfera. A Figura 4 ilustra o resultado de aplicar uma correção associada ao aerossol baseada na eq. (2.14).

As abscissas representam o cosseno do ângulo zenital solar. Para profundidades ópticas tão pequenas como $t = 0,1$, a atenuação já é considerável (entre 20 e 25 W.m^{-2} para $m \approx 0,6$). Esta carga de aerossol é suficiente para compensar o excesso de radiação registrado pelo modelo para $t_{0,55} = 0$. Desta vez, os desvios resultantes tendem a ser constantes para $0,6 > \mu > 0,3$ (ou $53^\circ < Z < 72^\circ$). Para $Z > 75^\circ$, as espessuras ópticas são grandes, a hipótese de uma atmosfera plano-paralela começa a perder validade e seria recomendável um modelo mais complexo. De qualquer forma, a irradiância solar para esses ângulos zenitais já diminui consideravelmente. O resultado é que, para uma carga de aerossol $0 < t_{0,55} < 0,1$, o modelo apresenta erros menores do que 3%, ou seja, menores que os descritos por Charlock e Alberta (1996) para o experimento CAGEX.

Estimativa de Radiação Solar à Superfície com Céu Claro: Um Modelo Simplificado

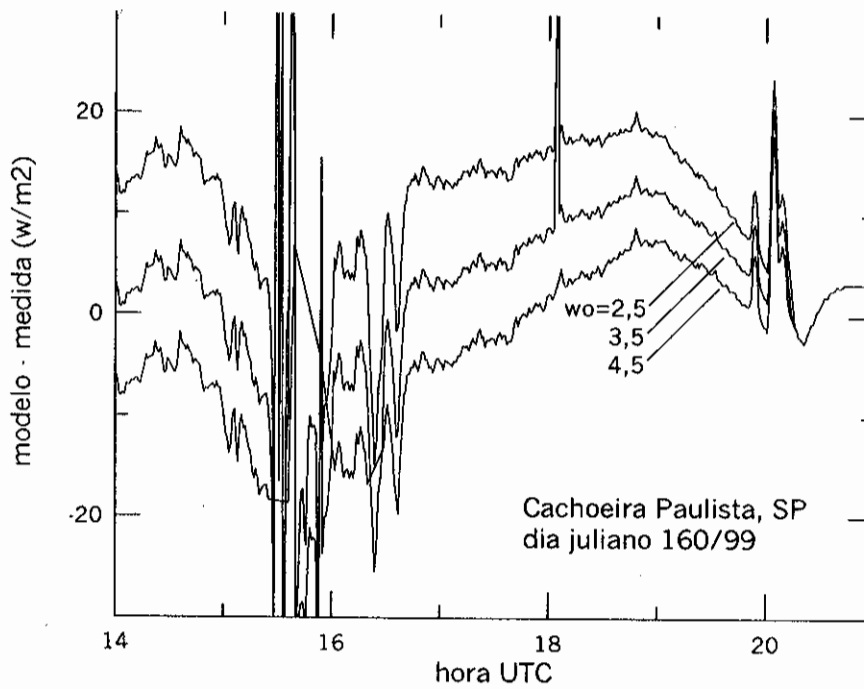


Figura 3. Diferença entre o modelo e as medições de irradiância solar para diferentes valores de água precipitável (expressa em $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$).

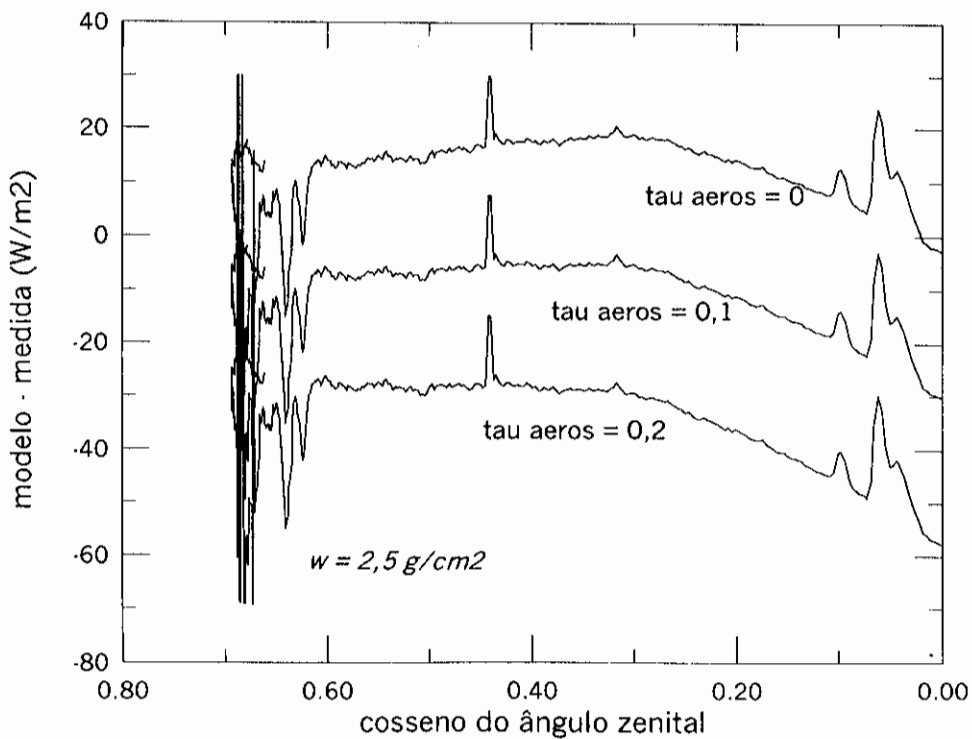


Figura 4 - Diferença entre o modelo e as medições, com correção estimada pela presença de aerossol (a partir de 1400 UTC). Para $m = 0,6$, verifica-se o horário 1651 UTC.

4. CONCLUSÕES

O modelo apresentado descreve a radiação global à superfície para um céu claro com turbidez relativamente baixa (profundidade óptica de aerossol inferior a 0,3). Tem estrutura simples, com a vantagem de permitir separar as contribuições de diferentes componentes atmosféricos em termos aditivos. Seus parâmetros essenciais são astronômicos (posição do sol) e físicos (água precipitável e carga de aerossol). A influência desta última pode ser quantificada em primeira aproximação, e opera como uma correção aditiva para um modelo de ar limpo.

O modelo foi testado em um caso de céu claro observado em Cachoeira Paulista, sugerindo erros sistemáticos inferiores a $+20 \text{ W.m}^{-2}$ na estimativa de irradiância. O erro de estimativa associado à irradiação diária não excederia $0,86 \text{ MJ.m}^{-2}$, podendo ser ainda menor. Entretanto, ele pode ser compensado com uma correção pela presença de aerossol.

Os resultados evidenciam que, inclusive num modelo espectralmente detalhado, o conhecimento dos parâmetros meteorológicos levanta uma questão delicada. O erro introduzido pela estimativa da água precipitável (da ordem de $+15\text{-}20 \text{ W.m}^{-2}$ ao passar de $2,5$ a $3,5 \text{ g.cm}^{-2}$) pode ser menor que o atribuído à carga de aerossol (-20 a -40 W.m^{-2} para t entre $0,1$ e $0,2$). Para céu, estes erros tendem a compensar-se. O conhecimento dos dois parâmetros físicos são importantes para uma estimativa adequada da irradiância; entretanto, valores aproximados de ambos já podem fornecer resultados com erros inferiores a $\pm 10 \text{ W.m}^{-2}$ para a irradiância ou $0,43 \text{ MJ.m}^{-2}$ para a irradiação diária, representando menos de 3% dos valores típicos $18\text{-}20 \text{ MJ.m}^{-2}$ desta última. Estes erros são inferiores aos reportados para algoritmos mais complexos (Charlock e Alberta, 1996; Valero *et al.*, 1997) cujas qualidades matemáticas são afetadas pelo conhecimento impreciso de parâmetros físicos importantes, variáveis no tempo e no espaço.

Comparações com medições realizadas em outros locais (por exemplo, ambiente urbano com aerossol típico, ou Amazônia com elevada água precipitável), incluindo a espessura óptica do aerossol, podem sugerir correções futuras do modelo. Por outro lado, parametrizações mais acuradas da influência de gases atmosféricos poderiam aperfeiçoar seu desempenho. A estrutura proposta permite a introdução destes aprimoramentos de forma simples e obedecendo a critérios físicos claros para sua aplicação.

5. AGRADECIMENTOS.

À Fundação de Apoio à Pesquisa Fapesp-SP (auxílio à pesquisa proc. 98/13951-1) e ao CNPq (bolsa de produtividade científica), que promoveram a realização deste trabalho.

6. REFERÊNCIAS

- CEBALLOS, J.C. **Um modelo estocástico de propagação da radiação solar na atmosfera.** Tese de doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 1986. 368 pp.
- CEBALLOS, J.C.; Moura G.B.A., Bezerra V.F., Farias J. d'A.A. 1992. Desempenho de heliógrafos e actinógrafos na estimativa de insolação e fluxo direcional. **Rev. Bras. Meteorol.** v.7, n.2, 563-81, 1992.
- CHARLOCK, T.P., Alberta T.L. The CERES/ARM/GEWEX experiment (CAGEX) for the retrieval of radiative fluxes with satellite data. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v.77, 2673-83, 1996.
- COAKLEY, J.A., CESS, R.D., YUREVICH, F.B. The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parameterization for climate models. **J. Atmos. Sci.**, v. 40, 116-38, 1983.
- FEITOSA, J.R.P., et al. Radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. **Rev. Bras. Agrometeorol.** v.6, 1-7, 1998.
- GAUTIER, C., DIAK, G., MASSE, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from Goes satellite data. **J. Appl. Meteorol.**, v.19, 1005-12, 1980.
- HOWARD, J.N., BURCH, D.E., WILLIAMS, D. 1956a. Infrared transmission of synthetic atmospheres: II. Absorption by carbon dioxide. **J. Optical Soc. Amer.**, v.46, 236-241, 1956a.
- HOWARD, J.N., BURCH, D.E., WILLIAMS, D. Infrared transmission of synthetic atmospheres: III. Absorption by water vapor. **J. Optical Soc. Amer.**, v.46, 242-245, 1956b.

- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation.** Academic Press, 1983. 390 pp.
- LACIS, A. A. e J.E. Hansen. A parameterization for the absorption of solar radiation in the atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, 118-33, 1974.
- LIU, K.N. **An introduction to atmospheric radiation.** Academic Press, 1980. 391 p.
- LIU, K.N. **Radiation and cloud processes in the atmosphere. Theory, observation, and modeling.** Oxford Univ. Press, 1992. 487 p.
- MOREIRA, D.S., PLANA-FATTORI, A., CEBALLOS, J.C. Uma análise diagnóstica sobre o método delta-Eddington para avaliação de irradiâncias. **Anais...**, CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10. Brasília, 1998. (CD-ROM trabalho MS98041).
- PALTRIDGE, G.W., PLATT, C.M.R. **Radiative processes in Meteorology and Climatology.** Elsevier, 1976. 318 p.
- SHETTLE, E.P., FENN, R.W. **Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effect on humidity variations on their optical properties.** Environ. Res. Papers nº 676, Air Force Geophysics Lab., Hanscom AFB, Massachusetts, EUA. 68 pp.
- VALERO, F.P.J., CESS, R.D., ZHANG, M., POPE, S.K., BUCHOLTZ, A., BUSH, B., VITKO, J. Absorption of solar radiation by the cloudy atmosphere: Interpretations of collocated aircraft measurements. **J. of Geophys. Res.**, v. 102 (D25), 29917-29927, 1997.
- VIANELLO, R.L., ALVES, A.R. **Meteorologia Básica e Aplicações.** Imprensa Universitária, Universidade Federal de Viçosa, 1991. 449 pp.
- ZENDER, Ch.S. et al. Atmospheric absorption during the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Enhanced Shortwave Experiment (ARESE). **J. of Geophys. Res.**, v. 102 (D25), 29901-29915, 1997.