

FLUXOS DE ONDA LONGA DESCENDENTE À SUPERFÍCIE: CONCEITOS E PARAMETRIZAÇÕES PARA ESTIMATIVAS POR SATÉLITE

Juan Carlos Ceballos¹ e Jaidete Monteiro de Souza²

Resumo.

São apresentados os fundamentos de um método para estimar irradiância infravermelha descendente à superfície (“onda longa descendente”, OLD), apropriado para uso de informação proveniente de satélites. Mostra-se que a OLD depende essencialmente da temperatura média numa camada típica da baixa troposfera e da água precipitável, que são parâmetros efetivamente medidos mediante sondagem remota da atmosfera. São apresentadas parametrizações para estimativa de OLD. Uma análise preliminar do efeito de nuvens indica que a correção devida a sua presença é de segunda ordem embora não desprezível, e também pode ser avaliada mediante satélite.

Abstract

We present the principles of a method for assessing downward infrared irradiance at ground level [“OLD”], proper for use of satellite data. It is shown that OLD is essentially dependent on precipitable water and on mean temperature in a lower tropospheric layer with local typical thickness. These parameters can be actually assessed through remote sensing of atmosphere. Parameterizations for OLD are presented. A preliminary analysis of cloud effect suggests that a correction due to its presence is of second order although not negligible, and can be assessed also from satellite data.

1. Introdução

As superfícies naturais emitem radiação (onda longa ascendente, “OLA”) que faria resfriar o planeta se não existisse o denominado “efeito de estufa”. Este é produzido por gases minoritários (principalmente vapor d’água, dióxido de carbono, ozônio) e nuvens que absorvem parte da OLA e a re-emitem como radiação de onda longa descendente E_{\downarrow} (“OLD”). Os valores de OLD e OLA são da mesma ordem, de forma que durante o período diurno o saldo de radiação de onda longa resultante à superfície é inferior ao de radiação solar. A radiação absorvida e emitida por aerossóis e outros gases (como o metano) podem introduzir fluxos adicionais não desprezíveis em determinadas regiões do planeta. A contribuição adicional de radiação emitida pelo CO₂ proveniente de combustão industrial e desmatamento por queimadas é, reconhecidamente, uma fonte de mudanças no efeito de estufa e no aquecimento global do planeta (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001). A distribuição vertical de gases e o tipo de nuvem, combinados com o perfil de temperatura, determinam o valor de E_{\downarrow} à superfície. Considerações sobre a física da emissão termal da atmosfera conduzem a pensar que E_{\downarrow} é principalmente definida pelas variáveis termodinâmicas da baixa troposfera (Johnson, 1954, cap. 4), abrindo a possibilidade de utilizar dados de abrigo meteorológico. Assim, um extenso conjunto de expressões baseadas nestes dados tem sido proposto (p.ex. Brunt, 1932; Swinbank, 1963; Idso e Jackson, 1969; Brutsaert, 1975). As parametrizações propostas se referem a situações de céu claro, com correções genéricas associadas à cobertura de nuvens. Entretanto, pelo menos dois aspectos dificultam sua aplicação em escala regional: (a) grandes áreas

¹ Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais – CPTEC/INPE – 12630 Cachoeira Paulista, SP. Endereço eletrônico: ceballos@cptec.inpe.br

² Instituto de Recursos Naturais - Universidade Federal de Itajubá – Itajubá, MG. Endereço eletrônico: jaidete_monteiro@hotmail.com

continentais e marítimas carecem de distribuição adequada de estações meteorológicas; (b) embora os satélites ambientais possam descrever adequadamente a distribuição espacial de nuvens, eles não fornecem dados correspondentes a temperatura e umidade à superfície (abrigo meteorológico).

O presente trabalho discute a possibilidade de estimar OLD exclusivamente com dados provenientes de satélite. Neste caso, deve-se esperar que parametrizações adequadas estejam baseadas em *valores médios* de variáveis meteorológicas na troposfera. A seguir, são apresentados os conceitos básicos e uma proposta preliminar de parametrização.

2. Aproximação conceitual: características espectrais da OLD

Considere-se primeiro um céu sem nuvens nem aerossol. No espectro infravermelho termal (4-100 μm), o espalhamento por gases atmosféricos é desprezível. Basicamente, em cada camada atmosférica a radiação é absorvida e re-emitada por eles em *bandas de absorção*, isto é, em faixas preferenciais de comprimentos de onda. De acordo com a lei de Kirchhoff, uma camada atmosférica que não absorve numa região do espectro também não emite nela. Onde absorve, deve emitir segundo a lei de Planck ponderada com a *emissividade* dessa camada (sendo esta proporcional à massa do gás absorvente, em se tratando de uma camada relativamente fina). Desta irradiância emitida (ou *emitância*) apenas uma fração ψ chegará à superfície. A eq. (1) resume estes conceitos.

$$E_{\lambda}^{\downarrow} = dE^{\downarrow} / d\lambda = \int_{z=0}^{z=\infty} \pi B_{\lambda}[\lambda, T(z)] \psi(z \rightarrow 0) d\tau \quad (1)$$

Aqui, λ = comprimento de onda, z = altura sobre a superfície, $T(z)$ = temperatura na altura z ; $d\tau$ é tanto a profundidade óptica de uma camada fina, como sua transmitância e sua emissividade. Finalmente, $\pi B_{\lambda} \cdot d\tau$ = irradiância espectral emitida pela camada, e $\psi(z)$ a transmitância dessa irradiância entre z e o solo. Detalhes conceituais adicionais podem ser consultados em Liou (1980). É importante observar que uma banda de absorção está na verdade composta por um número muito grande de linhas de absorção. Um intervalo espectral pequeno $d\lambda$ na eq. (1) ainda pode conter muitas linhas pertencentes a bandas de mais de um gás, de forma que a avaliação da função de transmitância $\psi(z)$ requer cuidado especial para que forneça valores confiáveis de irradiância dE^{\downarrow} em $d\lambda$. Da mesma equação, pode-se prever que a irradiância espectral E_{λ} deverá depender do tipo de gás absorvente, como também de sua distribuição de massa e temperatura com a altura.

As características gerais da OLD já eram descritas por Simpson na década de 1920 (Johnson, 1954, cap. 4). Embora minoritários com relação ao O_2 e N_2 , dois gases comuns na natureza (H_2O e CO_2) são extremamente absorvedores de radiação infravermelha, exceto num intervalo denominado de “janela atmosférica”. Nesta janela, situada em torno de 10 μm , ainda existe emissão fraca do H_2O e uma banda do ozônio (a intensidade desta radiação foi melhor avaliada apenas em época posterior a 1930). Detalhes sobre métodos de cálculo gráfico para avaliar a eq. (1) a partir de sondagens atmosféricas, encontram-se em Johnson (1954) e Sellers (1965). Atualmente, códigos radiativos instalados em computador permitem integrar rapidamente os efeitos de diferentes perfis de gases e analisar com detalhes o espectro de OLD. Alguns deles podem ser encontrados na internet, como é o caso do SBDART [“Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer”, Ricchiazzi *et al.*, 1998].

O SBDART permite a integração de intervalos espectrais estreitos (não é um código *line-by-line*) e foi utilizado neste trabalho. A figura 1 ilustra as irradiâncias que seriam produzidas

separadamente pelos gases H₂O, CO₂ e O₃ numa atmosfera padrão de tipo tropical (McClatchey *et al.*, 1972), e o efeito da presença conjunta dos três. A figura 2 apresenta os espectros de três atmosferas (tropical, verão de latitudes médias, e verão subártico). Observa-se que:

- O espectro da OLD apresenta três regiões características: R1 (4-8 μm), R2 (8-13 μm), R3 (13-50 μm).
- O vapor d'água determina o espectro de radiação em R1.
- A combinação CO₂+H₂O domina o espectro de OLD em R3.
- A região R2 (“janela atmosférica”) apresenta influência da radiação emitida pelo ozônio. O vapor d'água não tem uma banda de absorção/emissão intensa em R2; todavia, a estrutura complexa da molécula de água apresenta o denominado “continuum” do gás, com influência em todo o espectro termal. Atmosferas com mais água precipitável tendem a “preencher” a janela atmosférica, devolvendo à superfície parte da radiação emitida pelo solo.
- Embora não esteja evidenciado na figura 2, as regiões R1 e R3 apresentam um espectro aproximado de corpo negro (com temperatura de brilho T_a característica para cada atmosfera).

A figura 3 ilustra um experimento numérico realizado com o SBDART, secando progressivamente uma atmosfera tropical (isto é, retirando camadas de vapor, avaliando o espectro de OLD em cada caso e posteriormente ordenando os espectros por ordem crescente de água precipitável). O perfil de CO₂ e O₃ é mantido invariável (já que apenas o vapor apresenta grande variabilidade na atmosfera). Observa-se que

- As regiões R1, R2, R3 estão melhor delimitadas pelos comprimentos de onda de 7,5 e 14 μm.
- Após o primeiro quilômetro de espessura, as regiões R1 e R3 não mais mudam seu espectro de OLD. Este é um indicativo claro de que essa camada é opaca à radiação de camadas superiores. De fato, independentemente do tipo de atmosfera analisado, os primeiros 500 m de atmosfera nas regiões R1 e R3 são responsáveis por 90% ou mais da OLD nesses intervalos.
- A irradiância OLD em R2 atinge 95% do seu valor total nos primeiros 2 km de atmosfera. Por um lado, esta espessura pode ser suficiente para apresentar-se opaca à radiação das camadas superiores; por outro lado, a radiação proveniente de $z > 3$ km é bem menos intensa devido à temperatura e a densidade do vapor serem menores na média troposfera.
- A presença de uma nuvem deveria fazer-se sentir apenas na região R2, com irradiância de corpo negro característica da temperatura de sua base.

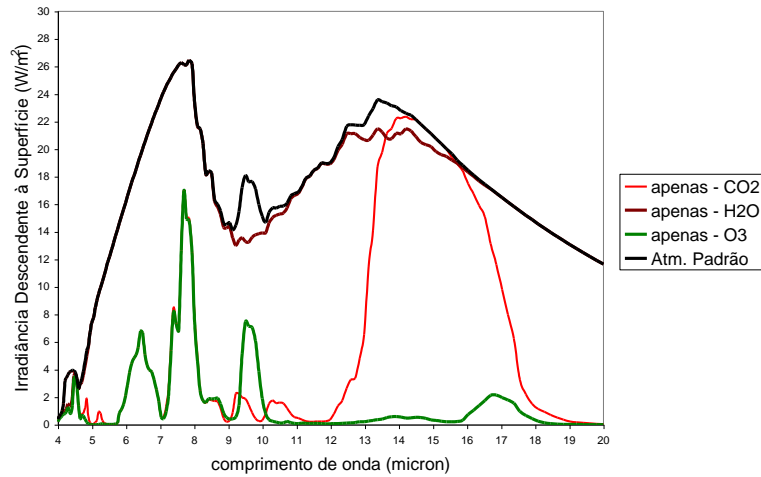


Figura 1 – Espectro de OLD associado aos gases H₂O, CO₂ e O₃ numa atmosferas tropical (McClatchey et al., 19..), e o efeito conjunto dos três gases.

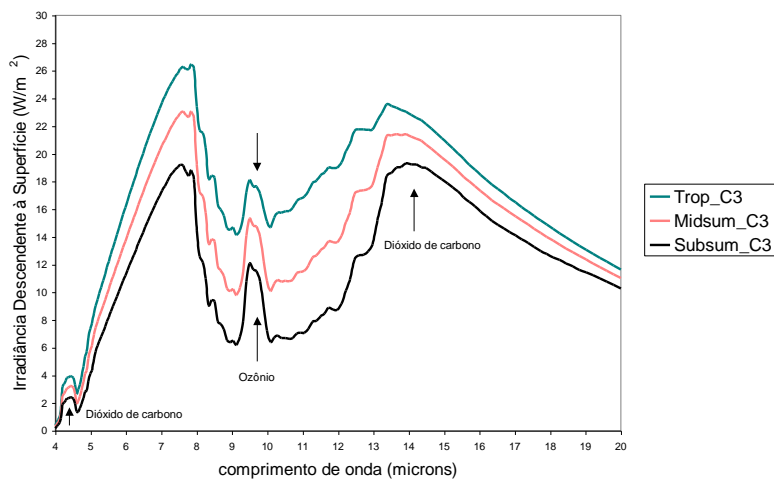


Figura 2 – Espectro de OLD para três atmosferas padrão: tropical, verão de latitudes médias e verão de latitudes subárticas.

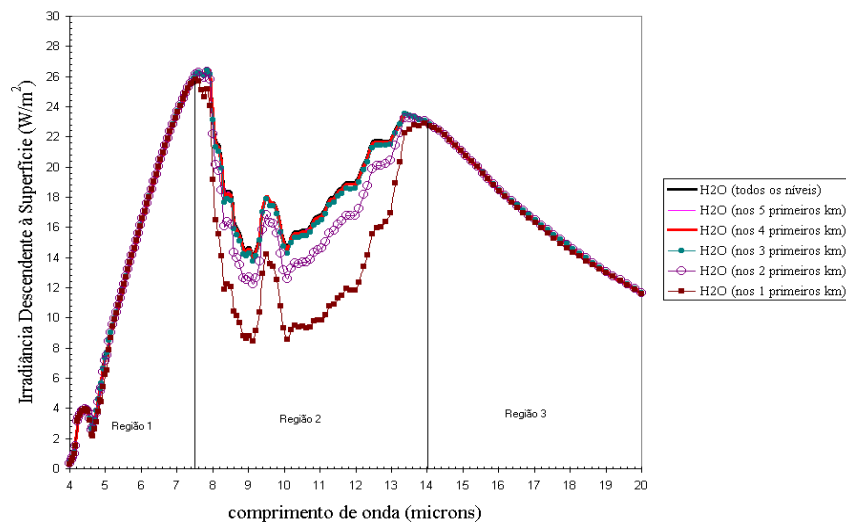


Figura 3 – Espectros de OLD numa atmosfera tropical, resultantes de camadas progressivamente mais espessas de vapor.

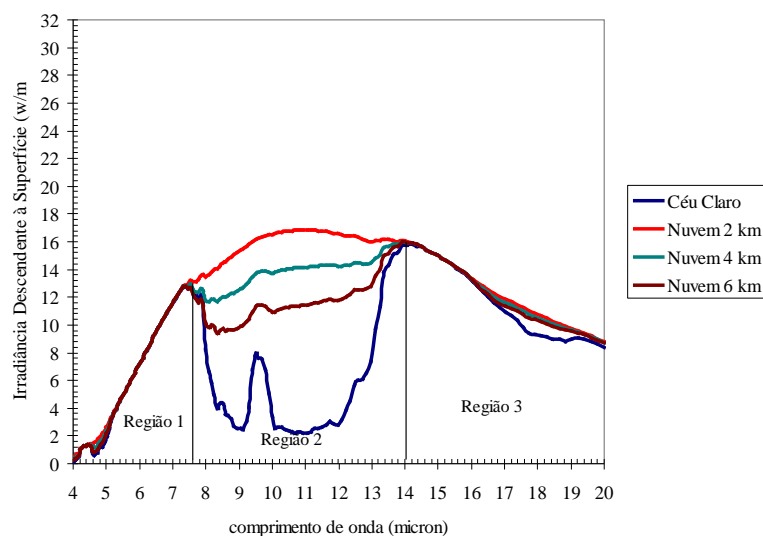


Figura 4 – Influência de nuvens sobre o valor da OLD, considerando-se diferentes alturas de base. Atmosfera: Inverno de latitudes médias

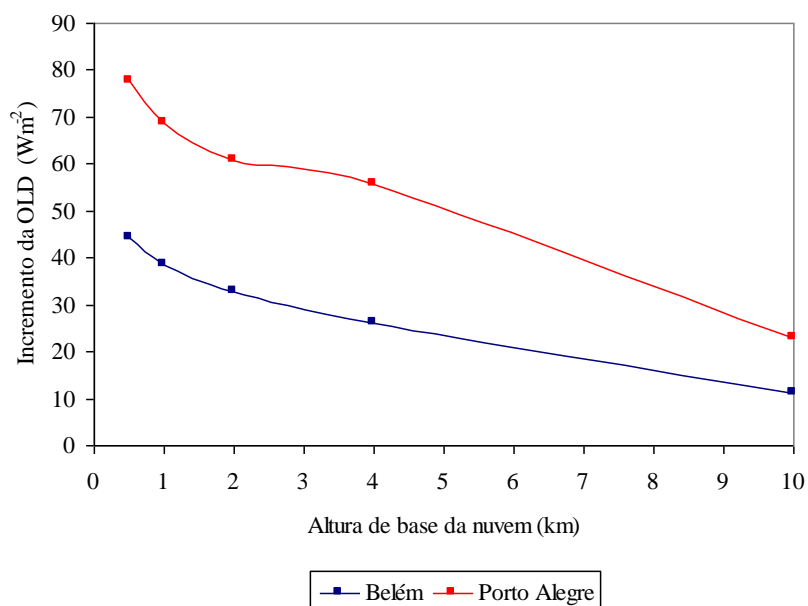


Figura 5 – Incremento da OLD pela presença de uma nuvem, em função da altura da base. Atmosferas: Belém e Porto Alegre, setembro 2002.

| Local | OLD(Wm^{-2}) | W (mm) | $\langle T \rangle_{90\%}$ | $W_{90\%}$ | $Z_{90\%}(m)$ | ϵ_a |
|-----------|------------------|----------|----------------------------|------------|---------------|--------------|
| Belém | 369 | 31,0 | 296,5 | 13,7 | 770 | 0,84 |
| Petrolina | 356 | 26,9 | 297,1 | 9,6 | 430 | 0,81 |
| Salvador | 348 | 24,7 | 295,3 | 14,2 | 790 | 0,81 |
| Brasília | 319 | 22,1 | 293,9 | 4,8 | 480 | 0,76 |
| São Paulo | 245 | 5,5 | 283,5 | 2,9 | 440 | 0,67 |
| Curitiba | 230 | 5,1 | 280,4 | 1,6 | 390 | 0,66 |
| P. Alegre | 271 | 13,9 | 284,3 | 3,3 | 460 | 0,73 |

Tabela 1 – Parâmetros associados a perfis em sete locais brasileiros, setembro 2002. O indicativo “90%” se refere a valores de camada responsável por 90% da OLD. W = água precipitável ($1 \text{ mm} = 1 \text{ kg.m}^{-2}$), $\langle T \rangle$ = temperatura média, Z = espessura; ϵ_a = emissividade atmosférica (eq. 3).

Estas observações sugerem uma possibilidade simples de parametrização da irradiância OLD total, definida por dois aspectos: 1) as regiões R1 e R3 poderiam ajustar-se à radiação de um corpo negro com temperatura $T_a < T_s$ (T_s = temperatura de abrigo); 2) a região R2 poderia exibir uma irradiância dependente do conteúdo total de vapor da atmosfera (água precipitável). A expressão algébrica de uma tal parametrização seria

$$E^\downarrow[OLD] = f_1 \sigma T_a^4 + f_2 E_2^\downarrow(w) + f_3 \sigma T_a^4 = [f_1 + f_2 \varepsilon_2 + f_3] \sigma T_a^4, \text{ ou}$$

$$E^\downarrow[OLD] = [1 - f_2(1 - \varepsilon_2)] \sigma T_a^4, \quad \varepsilon_2 = E_2^\downarrow / (f_2 \sigma T_a^4) \quad (2)$$

onde f_1, f_2, f_3 representam as frações de irradiância de R1, R2, R3 com relação a um corpo negro à temperatura T_a ; ε_2 = emissividade atmosférica equivalente na região R2.

É interessante notar que a eq. (2) tem a mesma forma algébrica que a equação de Brunt. Todavia a temperatura associada T_a não é a de abrigo, mas é representativa de uma camada atmosférica de onde provém a emissão predominante da mistura H_2O+CO_2 ; por outro lado, o termo de “emissividade atmosférica” (entre colchetes na eq. 2) depende da água precipitável e de T_a (através de ε_2 e de f_2) antes do que da umidade na camada limite superficial.

Um aspecto adicional a estudar é a influência das nuvens. Num outro experimento numérico, utilizou-se o SBDART para simular a presença de uma nuvem estratiforme a diferentes alturas, em várias atmosferas padrão. A figura 4 ilustra o caso de latitudes médias no inverno, no qual a presença de uma nuvem deve ter um impacto maior. Observa-se que a radiação de uma nuvem não afeta apreciavelmente o espectro de céu claro nas regiões R1 e R3. Já uma nuvem baixa tende a completar o espectro de corpo negro à temperatura T_a na região R2, o incremento de irradiância diminuindo progressivamente com a altura de sua base.

Um aspecto adicional a estudar é a influência das nuvens. Num outro experimento numérico, utilizou-se o SBDART para simular a presença de uma nuvem estratiforme a diferentes alturas, em várias atmosferas padrão. A figura 4 ilustra o caso de latitudes médias no inverno, no qual a presença de uma nuvem deve ter um impacto maior. Observa-se que a radiação de uma nuvem não afeta apreciavelmente o espectro de céu claro nas regiões R1 e R3. Já uma nuvem baixa tende a completar o espectro de corpo negro à temperatura T_a na região R2, o incremento de irradiância diminuindo progressivamente com a altura de sua base.

O efeito de uma nuvem cirrus a 10 km de altitude representa uma irradiância adicional de 10-20 $W.m^{-2}$ com relação à radiação de céu claro (que, de acordo com a tabela 1, sobre locais brasileiros pode variar entre 230 e 370 $W.m^{-2}$ no intervalo 4-50 $W.m^{-2}$). Ainda, é interessante observar que a radiação associada ao ozônio (originada principalmente na estratosfera) resulta virtualmente anulada por uma nuvem. Conclui-se que a influência de nuvens se limita a: 1) irradiância adicional na região R2; 2) radiação proveniente essencialmente de sua base; 3) incremento do parâmetro ε_2 na eq. (2), de forma que $\varepsilon_2 \rightarrow 1$ para nuvens baixas.

Estas conclusões permitem delinear um modelo aproximado para avaliar E^\downarrow . Elas podem conduzir a resultados aceitáveis, se consideramos que os dados usuais sobre a atmosfera costumam apresentar indefinições associadas a: 1) incertezas no perfil da atmosfera e seu ciclo diário, assim como na geometria, espessura e temperatura de uma nuvem; 2) erros experimentais associados a instrumentos de superfície; 3) erros associados a medidas de satélites. Por outro lado, a eq. (2) sugere que em muitos casos os satélites podem fornecer estimativas mais apropriadas de E^\downarrow porque as variáveis envolvidas no valor da OLD correspondem a propriedades de camadas atmosféricas (portanto, do seu perfil de temperatura e umidade) mais do que do ambiente junto à superfície (dados de abrigo meteorológico). De fato,

as parametrizações usuais expressam a esperança de que os dados de superfície sejam representativos da física de uma camada com várias centenas de metros de espessura.

3. Parametrizações de céu claro

A análise do item precedente (em particular, da figura 3) sugere que o CO₂ fornece uma base estável de radiação (eventualmente dependente da temperatura na baixa troposfera); o vapor d'água é o responsável principal da variabilidade da OLD, mas a irradiância deve estar associada à distribuição vertical de umidade e temperatura. Para analisar este aspecto, foram consideradas sondagens de 16 estações brasileiras para o mês de setembro de 2002. Com base nelas, foi avaliada a OLD produzida por camadas com espessura crescente de vapor, até uma espessura responsável por 90% da OLD total. A tabela 1 apresenta resultados para algumas estações. Nessa tabela a emissividade atmosférica ε_a se refere a uma equação do tipo Brunt, na qual:

$$E^\downarrow[\text{OLD}] = \varepsilon_a \sigma \langle T \rangle^4, \quad (3)$$

$$\varepsilon = a + b W^{1/2}. \quad (4)$$

Na eq. (3), $\langle T \rangle$ representa a temperatura média da camada responsável por 90% da OLD e W a água precipitável. Para o conjunto das 16 estações analisadas, a “altura efetiva média” da atmosfera, correspondente a 90% da produção de OLD, oscilou entre 400 e 800 m; para localidades amazônicas, essa altura atingiu até 1400 m. O ajuste das emissividades ε_a de acordo com a eq. (4) fornece os valores $a=0,579$, $b=0,041$ (unidades de W : kg.m⁻², ou mm de água condensada) com coeficiente de correlação $r=0,936$.

A emissividade na região R2 pode ser calculada de acordo com:

$$\text{OLD}(\text{R2}) = \varepsilon_2 f_2 \sigma \langle T \rangle^4. \quad (5)$$

Considerando os dados de quatro estações tão diferentes como Belém, Brasília, São Paulo e Porto Alegre, encontrou-se uma relação quase linear entre ε_2 e W , sendo

$$\varepsilon_2 = 0,056 + 0,016 W, \quad \gamma = 0,95. \quad (6)$$

A relação linear parece mais acorde com as características da absorção/emissão na janela (devida ao continuum do vapor). Em cada caso, f_2 foi avaliado de acordo com o valor $\langle T \rangle_{90\%}$ de cada estação (tabela 1). Esta fração pode ser avaliada facilmente a partir de tabelas para radiação de corpo negro fornecidas em Paltridge e Platt (1976).

A figura 6 ilustra resultados das parametrizações propostas, incluindo dados das 16 estações de radiossondagem e de perfis obtidos durante o Experimento Wet-to-Dry LBA (setembro 2002), sítio Fazenda Nossa Senhora. Os valores de referência (eixo horizontal) são estimativas de OLD

pelo SBDART, baseado nos perfis atmosféricos, ou medições com pirgeômetro (caso de Wet-to-Dry). A figura 6 sugere várias conclusões.

- Os erros de estimativa não excedem (em geral) 20-30 $W.m^{-2}$, ou seja, são inferiores a 10% de E_{\downarrow} .
- A expressão original de Brunt é, por ela mesma, bastante acurada na maioria dos locais brasileiros, embora medições na região amazônica (Correia, 2001) tenham evidenciado desvios consideráveis. Provisoriamente, poder-se-ia argüir que a parametrização original de Brunt (1932) não contempla a forte influência do vapor na janela atmosférica, nas condições tropicais.
- Na medida em que satélites ambientais como os NOAA (ATOVS com sondador HIRS/AMSU) e o AQUA (sondador AIRS/AMSU) permitem avaliar perfis de temperatura e umidade, os parâmetros $\langle T \rangle$ e W podem ser avaliados e as parametrizações propostas conduzem a avaliar OLD com acurácia igual ou melhor que 10% em condições de céu claro.

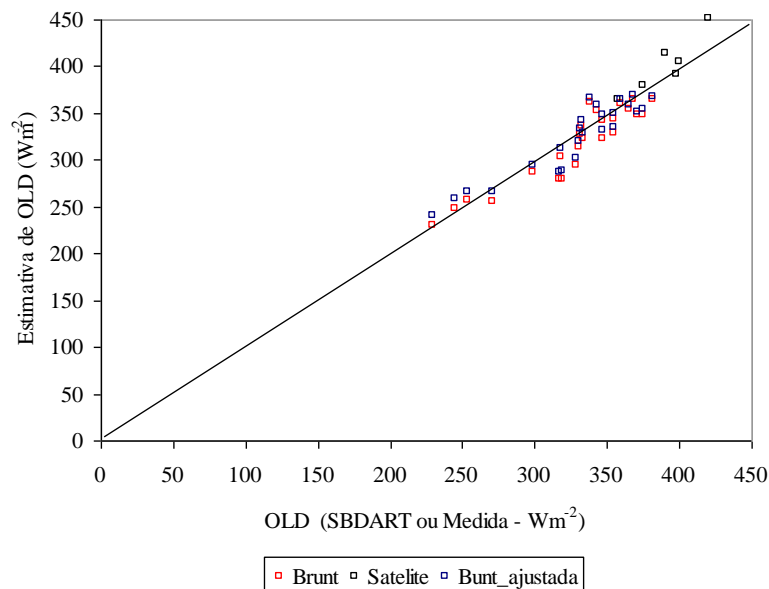


Figura 6 – Estimativa da OLD para céu claro, a partir de 16 radiossondagens brasileiras (azul) incluindo o Experimento Wet-to-Dry (preto). Em vermelho, a estimativa segundo a equação clássica de Brunt. Valores de referência (abscissas): estimativa pelo SBDART ou medições (Experimento Wet-o-Dry).

4. Parametrizações para céu coberto

Simulações com o SBDART mostram que a contribuição para E_{\downarrow} na janela atmosférica não depende de sua espessura (se ela for da ordem ou maior que 100 m), mas da altura da base. A figura 5 sugere que essa contribuição pode ser parametrizada em função dessa altura (ou da temperatura de base correspondente), e da coluna de vapor interceptada (água precipitável incluída nela). A ordem dessa contribuição deverá ser entre 10 e 45 $W.m^{-2}$ em atmosferas moderadamente úmidas, e entre 20 e 80 $W.m^{-2}$ numa atmosfera tropical. Estudos que permitam

quantificar estes fluxos estão em andamento; neste aspecto, a emissividade na região R2 (eq. 6) deverá ser um parâmetro importante.

5. Conclusões

A irradiância OLD para condições de céu claro pode ser avaliada de forma razoavelmente acurada sobre áreas extensas, aproveitando a informação proveniente de sondagem remota de satélites, com acurácia igual ou melhor que 10%. Uma equação do tipo Brunt é adequada para isso, sendo que o termo de emissividade atmosférica depende da água precipitável, e a temperatura adotada corresponde ao valor médio numa espessura atmosférica de 400-800 m (atmosfera moderadamente úmida) e 800-1400 m (atmosfera tropical). Os resultados sugerem que a expressão para a emissividade, proposta neste trabalho, tem aplicação sobre o conjunto do território brasileiro, pelo menos para o mês estudado (setembro de 2002). É recomendável construir uma “climatologia” da emissividade e da espessura efetiva da atmosfera, baseada em séries de sondagens prévias de temperatura e umidade. Para condições de céu coberto uma expressão analítica pode ser modelada, descrevendo a irradiância adicional associada a nuvens (limitada à janela atmosférica). Esta expressão dependeria da altura de base de nuvem e sua temperatura, além da água precipitável.

Agradecimentos. Este trabalho foi parcialmente financiado pelo CNPQ-Bolsa de produtividade científica e CAPES-Bolsa de pós-graduação (Doutorado em Meteorologia, INPE)

Referências

- Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly J. of the Royal Meteor. Soc.**, v. 58, 389-420, 1932.
- Brutsaert, W.H. On derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v. 11, 742-744, 1975.
- Correia, F.W.S. **Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia**. São José dos Campos, 137 pp. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, INPE, 2001.
- Idso, S.B. e R.D. Jackson. Thermal radiation from the atmosphere. **J. of Geophys. Res.**, v. 74, 3397-3403, 1969.
- Intergovernmental Panel on Climate Change. **Climatic Change 2001: The Scientific Basis**. Editores: Houghton, J.T. et al., 881 pp., 2001.
- Johnson, J.C. **Physical meteorology**. The M.I.T. Press, Cambridge, Massachusetts, 393 pp., 1954.
- Liou, K.N. (1980). **An introduction to atmospheric radiation**. Academic Press, Nova York, 392 pp., 1980.
- McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Volz, J.S. Garing. **Optical properties of the atmosphere**. AFCRL Environmental Papers, n. 411, 108 pp, 1972. ... (19...)
- Paltidge, G.W. e C.M.R. Platt. **Radiative processes in meteorology and climatology**. Elsevier, Amsterdam, 318pp., 1976.
- Ricchiazzi, P., S. Yang, C. gautier, D. Sowle. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. **Bulletin of the American Meteor. Soc.**, v. 79, 2101-2114, 1998.
- Sellers, W.D. **Physical Climatology**. The University of Chicago Press, 271 pp, 1965.
- Swinbank, W.C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly J. of the Royal Meteor. Soc.**, v. 89, 339-348, 1963.