

Estimativa da contribuição da superfície na radiação de onda longa emitida no topo da atmosfera e seu impacto no balanço global de energia da Terra

¹Simone Sievert da Costa e ²Keith Shine

¹CPTEC/INPE- Cachoeira Paulista – São Paulo simone.sievert@cptec.inpe.br

²Universidade de Reading, UK

RESUMO: Este estudo tem por objetivo apresentar uma nova estimativa da contribuição da superfície no balanço de radiação no topo da atmosfera. Esta contribuição, denominada por “*surface transmitted irradiance*” – STI é estimada através de um modelo de transferência radiativa e dados climatológicos considerados como estado-da-arte. O valor global-médio anual do STI é aproximadamente 65 Wm^{-2} para céu claro, e 22 Wm^{-2} para céu com nebulosidade. Este valor indica que a superfície contribui com 1/10 da radiação global emitida no topo da atmosfera (OLR $\sim 250 \text{ Wm}^{-2}$), e é basicamente proveniente das regiões de deserto, onde temperatura da superfície é alta, a umidade e a nebulosidade são baixas. A estimativa de 22 Wm^{-2} foi recentemente adotada no principal diagrama esquemático do balanço global de energia da Terra e representa uma correção de 50 % do valor antes utilizado para representar essa componente.

ABSTRACT: This study aims to present a new estimate of the surface contribution to the radiation balance at the top of the atmosphere. This contribution, called a "surface Transmitted irradiance" - STI is estimated using a radiative transfer model and climatological dataset considered state of the art. The annual mean STI is about 65 Wm^{-2} for clear skies and 22 Wm^{-2} for cloudy sky. This value indicates that the surface contributes one tenth of the global radiation emitted at the top of the atmosphere ($\sim 250 \text{ Wm OLR}^{-2}$), and is basically coming from the desert regions, where surface temperature is high, the humidity and cloud cover are low.

1 – INTRODUÇÃO

Na média global, a quantidade de energia solar recebida no topo da atmosfera da Terra é equilibrada pela quantidade de energia que deixa o planeta na forma de radiação solar refletida e radiação infravermelha emitida. Parte da radiação de onda longa ascendente (OLR) tem origem à radiação emitida pela superfície terrestre, a qual é transmitida relativamente sem extinção até o topo da atmosfera, principalmente através das regiões de céu claro. Esta componente, expressa em Wm^{-2} , é nomeada por Irradiância Transmitida da Superfície (“Surface Transmitted Irradiance”, STI). Nova estimativa de STI foi proposta recentemente (Costa e Shine, 2012) e atualizada no principal diagrama esquemático do balanço global de energia da Terra (Treberth e Fasullo, 2012). O presente artigo apresenta esta nova estimativa de STI sob condições de céu claro e com nuvens, e também discute o papel da absorção do continuum do vapor d’ água na determinação das componentes do balanço de radiação. Importante mencionar que o continuum

do vapor d' água refere-se à região espectral que apresenta baixa dependência da linha central de absorção (região contínua). Novas formulações indicam que o continuum resulta das colisões entre dímeros e outras moléculas (Mlawer *et al.*, 2003). No entanto, esta absorção contínua adicionada à absorção da linha central, fornece uma boa concordância com as observações laboratoriais (Clough *et al.*, 1989).

2- MATERIAIS E MÉTODOS

As irradiâncias para céu claro, incluindo STI_{clear} , foram calculadas através do modelo linha-a-linha Reference Forward Model (RFM, Dudhia, 1997) no intervalo espectral de 10 a 3000 cm^{-1} na resolução espectral de 0.005 cm^{-1} . A atmosfera terrestre foi representada no modelo RFM, pelos dados climatológicos (resolução espacial: 10° latitude/longitude de perfis verticais de pressão, temperatura, e vapor de água compilados por Christidis *et al.* (1997). Adicionalmente, foram considerados os seguintes gases de efeito estufa: dióxido de carbono (365 ppmv), metano (1.72 ppmv) e óxido nitroso (0.312 ppmv). A STI nas condições de nebulosidade foi calculada para cada número de onda ν através de

$$STI(\nu) = STI_{clr}(\nu) \left(1 - \sum_{i=1}^9 A_i\right) + \sum_{i=1}^9 A_i STI_{clr}(\nu) \exp(-1.66k(\nu)WP_i)$$

em que A e WP correspondem respectivamente, à cobertura de nuvem e *water path* para 9 tipos de nuvens, de acordo com os dados do ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*, Rossow e Schiffer, 1999).

3- RESULTADOS

A Figura 1 mostra a distribuição espectral das componentes do balanço de radiação de onda longa, estimadas a partir do perfil médio global. Verifica-se que a radiação emitida pela superfície é transmitida para o espaço através da janela atmosférica (800 - 1200 cm^{-1}), e que o continuum do vapor d' água desempenha um papel dominante neste intervalo (barras cinza). Na ausência desta absorção quase toda a radiação emitida pela superfície (Fig. 1b, linhas tracejadas) atinge a parte superior da atmosfera (barras pretas). A STR_{clr} incluindo o continuum reduz de 95.8 Wm^{-2} para 65 Wm^{-2} (Tabela 1). A radiação infravermelha emitida pela superfície de 385.5 Wm^{-2} equivale à emissão de corpo negro ($\epsilon = 1$) à temperatura de aproximadamente 14°C. Esta temperatura é similar ao valor climatológico (1961-1990) proposto por Jones *et al.* (1999) – o qual estimou a média global da temperatura da superfície da Terra baseados em dados de satélite e observações à superfície. Da radiação de emitida pela superfície (385.5 Wm^{-2}) nas

condições de céu claro, 127.4 Wm^{-2} é absorvida pelos gases de estufa, e o restante, 258.1 Wm^{-2} é emitido no topo da atmosfera como OLR_{clr} .

O continuum do vapor d' água também afeta fortemente a irradiância de onda longa descendente à superfície (DW) e a OLR (tabela 1). A média anual da DW sob as condições de céu claro é de cerca de 280 Wm^{-2} sem continuum, e aumenta para 313 Wm^{-2} quando o continuum é incluído. A média global de anual do OLR_{clr} é de cerca de 270 Wm^{-2} sem continuum, e diminui para 262.3 Wm^{-2} quando este é incluído. O efeito estufa do continuum do vapor d' água é de cerca de 8 Wm^{-2} ; embora seja pequeno quando comparado com o valor de 262 Wm^{-2} do OLR_{clr} , este representa 10% do efeito estufa total do vapor de água de 77 Wm^{-2} . Comparando ainda com outros principais gases de estufa, este efeito é da mesma ordem de grandeza que o efeito estufa do metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) juntos.

Figura 2 mostra a distribuição geográfica da média anual da STI nas condições de céu claro (STI_{clr}) e com nuvens (STI_{cid}), ambos incluindo o continuum. O STI_{clr} apresenta valores mínimos (aproximadamente 40 Wm^{-2}) na região tropical devido à alta absorção pelo vapor d'água, principalmente pelo seu continuum. Nas regiões de deserto, onde a superfície é quente, observam-se valores de STI_{clr} em torno de $80\text{-}90 \text{ Wm}^{-2}$. O valor global médio do STI sob condições de céu claro é em torno de 66 Wm^{-2} , e diminui para um terço (21.7 Wm^{-2}) nas condições de nebulosidade. Estes resultados indicam que a STI_{clr} é proveniente principalmente das regiões desérticas, onde a temperatura da superfície é quente (portanto altos valores de radiação emitida pela superfície na direção da atmosfera), a umidade atmosférica e a frequência de nebulosidade é baixa. Regiões oceânicas com temperatura da superfície do mar quente e com pouca nebulosidade também apresentam valores altos de STI_{clr} , à exemplo a região subtropical sobre os oceanos Atlântico e Pacífico.

4 – CONCLUSOES

Diagrama freqüentemente usado para sumarizar o balanço global médio anual da Terra indica que a irradiância emitida pela superfície e transmitida até o topo da atmosfera é 40 W m^{-2} . Este estudo mostra que esta componente denominada “*surface transmitted irradiance*” - STI é a metade do valor encontrado na literatura. O efeito da absorção do continuum do vapor d'água é apresentado. Nas condições de céu claro, o valor médio global do STI é aproximadamente 100 W m^{-2} , quando o continuum não é incluído, com máximo nas regiões tropicais e subtropicais. Assumindo o continuum, o STI é reduzido para 66 W m^{-2} , com distinta distribuição geográfica, com mínimo nos trópicos e pico nas regiões de deserto. A inclusão de nuvens reduz o STI para aproximadamente 22 W m^{-2} . Este valor apresenta uma incerteza de 20 %, podendo ser ainda menor devido aos processos que não foram incluídos neste estudo. No entanto, este valor de 22

W m^{-2} , é mais realístico do que os valores apresentados na literatura de 40 W m^{-2} . Este resultado indica que a superfície contribui com 1/10 da radiação global emitida no topo da atmosfera (OLR ~ 250). O valor estimado neste artigo de 22 W m^{-2} foi recentemente incluído no diagrama frequentemente usado pela comunidade científica () para sumarizar o balanço de energia da Terra (Kiehl and Trenberth, 1997, Treberth e Fasullo, 2012).

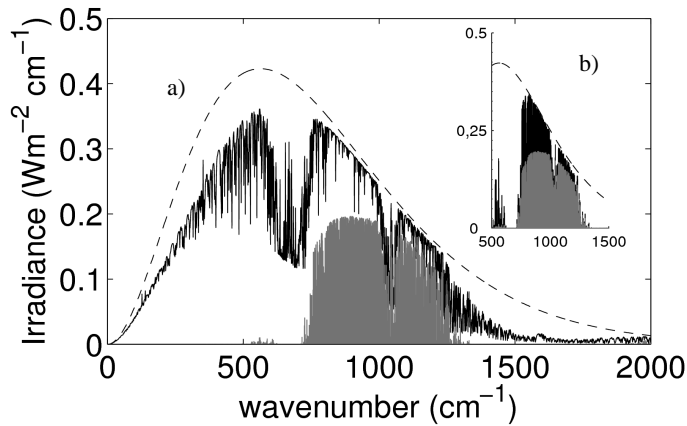


Figura 1– Distribuição espectral das componentes do balanço de radiação de céu claro (em $\text{W m}^{-2} (\text{cm}^{-1})^{-1}$). a) irradiância emitida pela superfície (linha tracejada, $B_v(T_{\text{stc}})$), radiação de onda longa emitida no topo da atmosfera (linha contínua, OLR_{clr}), e a STI incluindo o continuum do vapor d' água ($\text{STI}_{\text{clr}}(\text{cont})$, barras em cinza). (b) as mesmas componentes são mostradas, para um menor intervalo de número de onda, mas incluindo, ao invés da OLR_{clr} , a STI sem o continuum ($\text{STI}_{\text{clr}}(\text{w/o cont})$).

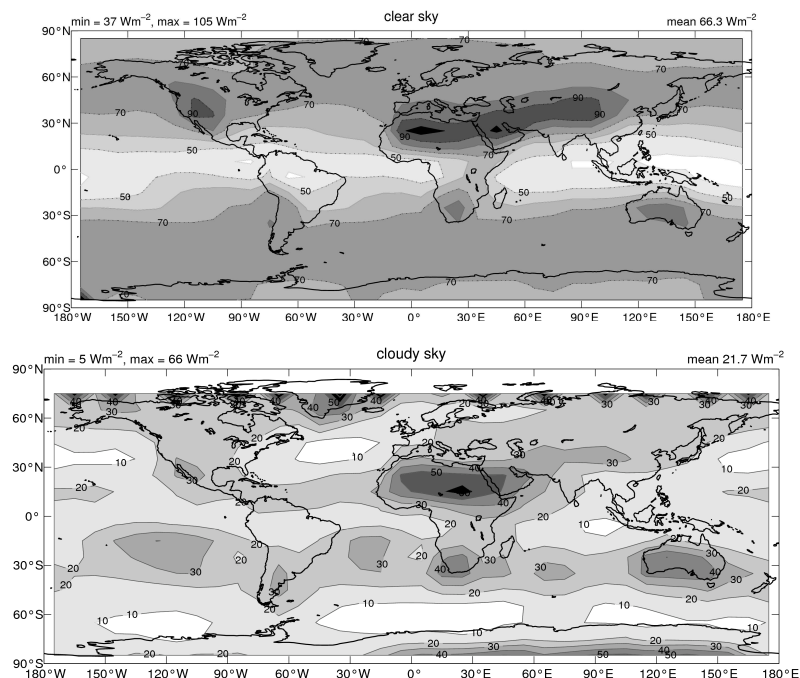


Figura 2 – Distribuição geográfica da irradiância transmitida da superfície (média anual) no topo da atmosfera nas condições de céu claro (painel superior) e com nuvens (painel inferior). Valores máximo, mínimo e média global são apresentados na parte superior de cada campo.

Tabela 1 - Estimativa de irradiâncias (Wm^{-2}) com base no modelo RFM com e sem o continuum do vapor d'água. Bv (Tsfc), OLR, DW e STR são, respectivamente, a radiação emitida pela superfície, irradiância de onda longa radiação ascendente no topo da atmosfera, irradiância descendente à superfície, e irradiância da superfície transmitida. Os resultados são apresentados assumindo um único perfil vertical atmosférico para descrever a atmosfera terrestre e para a distribuição geográfica dos perfis termodinâmicos (números em negrito itálico). Para efeitos de comparação, os valores de Zhang et al. 2004 (ZH04) e ERBE são também apresentados na tabela. Δ na última coluna é a diferença entre as irradiâncias com e sem continuum (em Wm^{-2}), sendo esta diferença expressa em porcentagem (entre parêntesis) em relação à irradiância com continuum.

Componentes	sem continuum	com continuum	Δ [%]
OLR _{clear} (ERBE)		267.4	
OLR _{clear} (ZH04)		262.1	
Bv(Tsfc)		385.5 / 390.7	
OLR _{clear}	265.5 / 270.8	258.1 / 262.3	- 8.5 [3.2%]
DW _{clear}	271.3 / 278.3	309.8 / 313.2	+34.9 [11.0%]
STR _{clear}	95.8 / 98.5	65.0 / 66.3	-32.2 [48.5%]
STR _{cloudy}	- / 34.3	- / 21.7	-12.6 [58.0%]

5- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Christidis, N., M. D. Hurley, S. Pinnock, K. P. Shine, and T. J. Wallington, 1997: Radiative forcing of climate change by CFC-11 and possible CFC replacements. *J. Geophys. Res.*, **102**, 19597–19609.

Clough, S. A., F. X. Kneizys, R. W. Davies, 1989: Line shape and water vapor continuum. *Atmos. Res.*, **23**, 229-241.

Costa, S. M. S., Shine, K. P. 2012 - Outgoing Longwave Radiation Due To Directly-Transmitted Surface Emission. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 69, p. 1865-1870.

Dudhia, A., 1997: Reference Forward Model v3 software user's manual, *Tech. Rep. ESA POMA-OXF-GS-0003*, Atmos., Oceanic, and Planet. Phys., Clarendon Lab., Oxford, U. K.

Jones, P.D., M. New, D.E. Parker, S. Martin and I.G. Rigor -1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics* **37**, 173-199.

Kiehl, J.T. and K.E. Trenberth (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 197-208.

Mlawer E. J., Clough S. A., and Tobin D. C. - The MT_CKD water vapor continuum: a revised perspective including collision induced effects," presented at the Atmospheric Science from Space using Fourier Transform Spectrometry Workshop, Germany, 8–20 October 2003.

Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1999: Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2261-2288.

Trenberth, K.E. and J.T.Fasullo 2012: Tracking earth's energy: From El Niño to global warming. *Surveys in Geophysics* doi: 10.1007/s10712-011-9150-2.

Zhang, Y., W.B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, and M. M. Mishchenko, (2004). Calculation of radiative flux profiles from the surface to top-of-atmosphere based on ISCCP and other global datasets: refinements of the radiative transfer model and the input data. *Journal of Geophysical Research-atmosphere*, **109**, D19, D19105.