

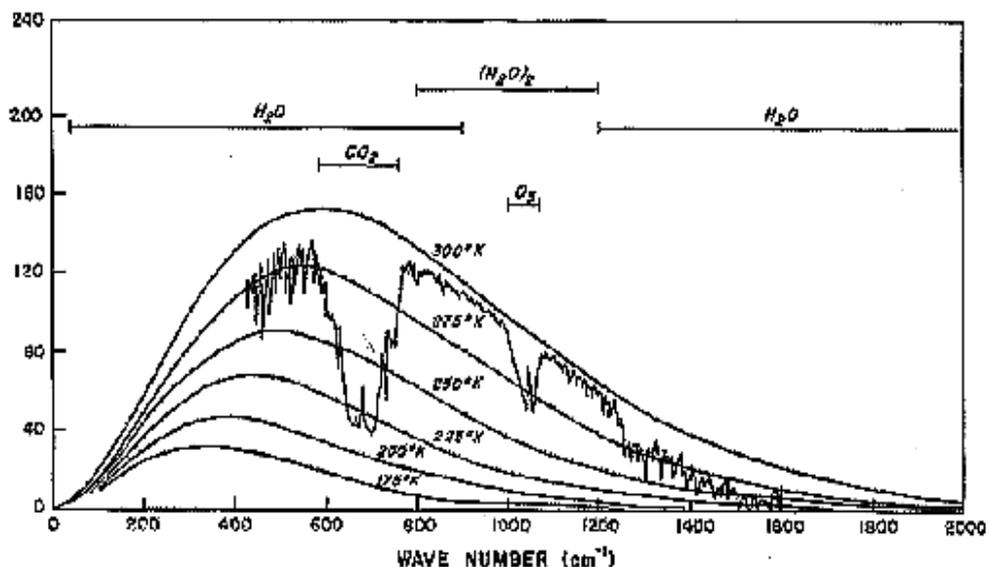
Solar Global
Insolação
Radiação UV + Visível
Radiação de Onda Longa
Radiação Ultravioleta
Acervo
Acervo Insolação
Documentos
Modelo GL
Modelo ROL
Solar Global - Validações
Rad. Onda Longa - Validações
Publicações da DSA
Códigos radiativos
Outros Links
Glossário
Fontes de dados
Radiação Solar - Rede de PCD's
Radiação Solar - Bóias Piratas

Modelo ROL1- Estimativa de Radiação de Onda Longa emergente no topo da atmosfera

[Rad. emergente: o que vê um satélite](#) / [Simulação de espectros](#) / [Modelo ROL1](#) / [Ref. bibliográficas](#)

Validações NOAA14 - ITPP5 [dados do NCEP](#)

Radiação emergente da Terra, detectada por satélites



A figura ilustra um espectro de radiação térmica obtida pelo satélite Nimbus em 1970, observando o oceano Pacífico em latitude tropical. Espectro medido em *radiação espectral* ($\text{erg}/\text{cm}^2\text{-seg-ster}/\text{cm}^{-1}$). Fonte: Liou (1980).

O cm^{-1} é uma medida de frequência: n = número de vezes que o comprimento de onda está incluído em 1 cm (portanto, $n = 1000 \text{ cm}^{-1} = 10 \mu\text{m}$). *ster* = *esterradiano* ou *estereorradiano*, medida de ângulo sólido.

O planeta Terra emite radiação térmica para o espaço, correspondente a um corpo que pode estar entre temperaturas de 200 K e 320 K aproximadamente. Estas correspondem a objetos que variam entre o topo de nuvens com grande desenvolvimento vertical (Cb, por exemplo) e o solo de um deserto no verão, mas uma medida *depende da frequência em que estamos observando*.

Para melhor perceber as características do espectro, também são mostradas curvas de espectro de corpos negros entre $T = 175 \text{ K}$ e 300 K , a cada 25 K . Na figura, percebe-se que entre 800 e 1200 cm^{-1} (ou seja, entre $8,3$ e $12,5 \mu\text{m}$), a radiação recebida se corresponde com a de um corpo negro a 296 K (temperatura típica do oceano). Nessas frequências tem-se uma **janela atmosférica** na qual a radiação é pouco absorvida. Já em 1060 cm^{-1} (ou $9,4 \mu\text{m}$), a temperatura de brilho é menor (em torno de 275 K , quase zero Celsius).

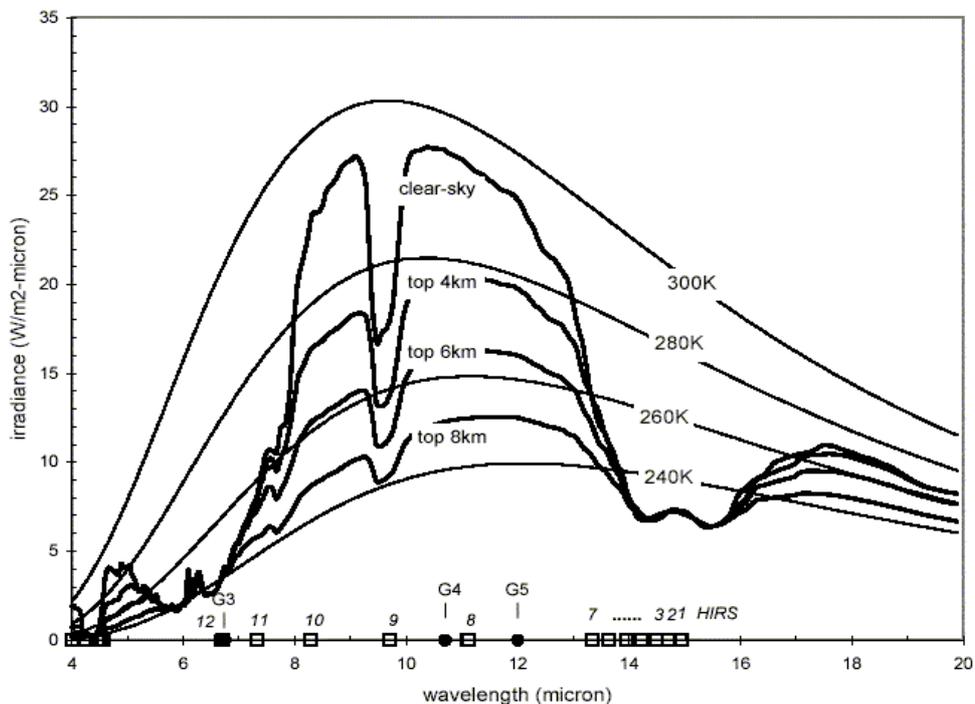
O **ozônio** (O_3) situado na estratosfera absorve uma parte da radiação vinda de camadas inferiores, e a re-emite *de acordo com a sua própria temperatura*. Portanto, *observa-se uma temperatura inferior à do solo (30°C), e superior à da estratosfera (entre -50 e -40°C)*.

Temperaturas muito baixas (-50°C) são observadas em $680\text{-}700 \text{ cm}^{-1}$. Isto se deve à presença de CO_2 em toda a coluna atmosférica. Na frequência central dessa *banda espectral*, este gás absorve toda a radiação que provém do solo, e re-emite radiação de acordo com suas camadas superiores. Em torno desse mínimo, as *asas laterais* da banda absorvem apenas parcialmente, deixando passar parte da radiação das camadas atmosféricas inferiores e registrando radiancias emergentes crescentes (*temperaturas de brilho maiores*).

O vapor d'água atmosférico também tem atuação, absorvendo fortemente radiação em frequências menores que 600 e maiores que 1250 cm^{-1} . As temperaturas de brilho observadas estão entre 275 K e 225 K , correspondentes à troposfera média e superior. A radiação que vem das camadas inferiores da troposfera é completamente absorvida.

[retorno](#)

[Simulação de espectros de ROL](#)

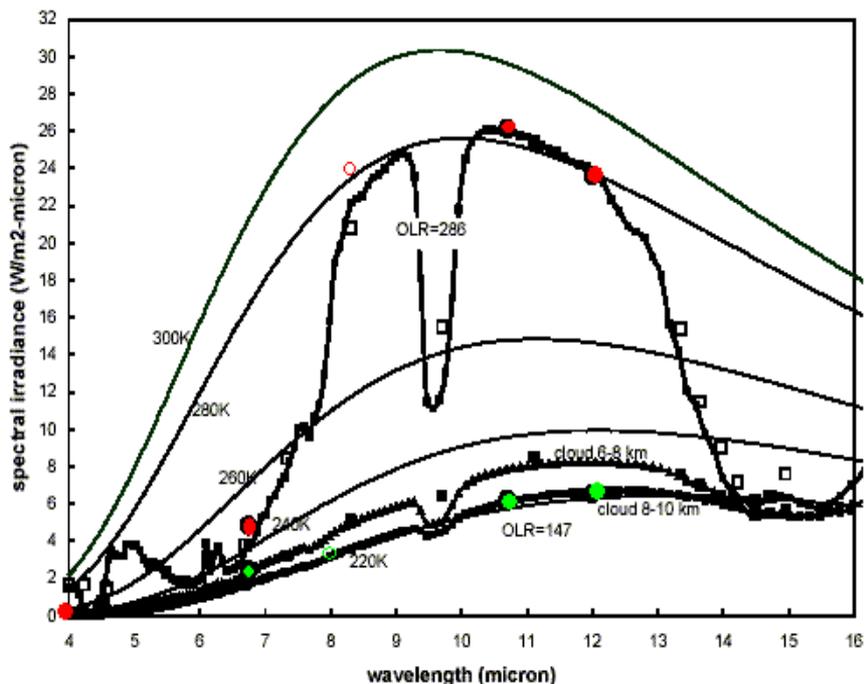


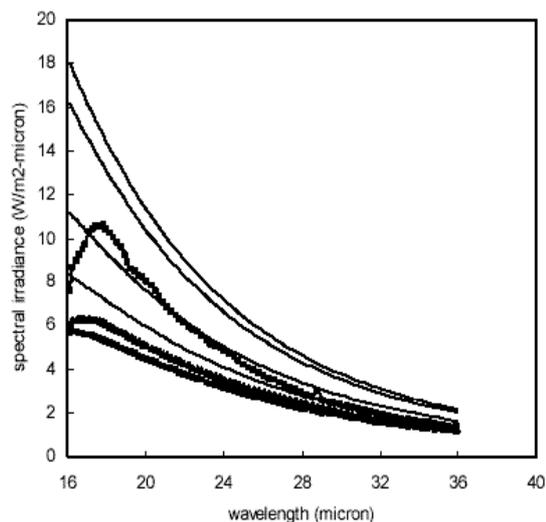
Espectros de ROL numa atmosfera tropical, estimados pelo aplicativo SBDART - Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer (Ricchiuzzi et al., 1998). Condições da superfície: corpo negro a 300°K. Situações: céu claro, e nuvem estratiforme com topo a 4, 6 e 8 km. Abscissas: comprimento de onda. Ordenadas: irradiância espectral emergente (em $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$). São incluídas curvas de corpo negro (função de Planck) a cada 20°K entre 240°K e 300°K. No eixo das abscissas estão indicadas as posições espectrais de 16 canais HIRS do satélite NOAA 14, e dos cinco canais (G1... G5) do satélite GOES 8.

Para céu claro (curva superior), observam-se os efeitos de absorção/re-emissão de radiação devidos ao vapor d'água (banda de 6,3 μm), ao ozônio (9 μm) e dióxido de carbono (4,3 e 15 μm). Uma janela espectral (com pouca absorção da radiação proveniente do solo) é observada em 8-9 μm e 10-12 μm .

O efeito de nuvens depende da altura do topo. Elas eliminam os efeitos de gases situados sob sua base. Para nuvens com topo mais elevado, virtualmente não há mais efeito do vapor d'água, restando basicamente a absorção/emissão pelo ozônio e dióxido de carbono.

As figuras abaixo mostram comparações de canais HIRS e GOES com de simulações de ROL espectral, baseadas em perfis de atmosfera sobre América do Sul. Os perfis foram obtidos na DSA/CPTEC a partir de dados NOAA14. Consideram-se locais com céu claro e com nuvens. Observa-se que: 1) a simulação descreve bem as medidas fornecidas pelos canais do HIRS (quadrados) e do GOES (círculos em vermelho e verde); 2) para comprimentos de onda além de 15 μm não há canais HIRS ou GOES, mas a simulação fornece a informação pertinente.





Observação: A "cauda" das distribuições acompanha aproximadamente a de um corpo negro, com temperatura T^* . Encontra-se que a última integral $F(T^*)$ e a temperatura intermediária T^* podem ser representadas pelas funções $F(T^*) = A T^{*1,52}$ $T^* = 47 + 0,76 T_{11}$

Maiores detalhes são descritos em Ceballos et al. (2003). Ver [referências](#)

[retorno](#)

O modelo ROL1

$$OLR = \int_{3.9}^{\infty} E_{\lambda} d\lambda \approx a_0 + a_6 \pi B_{\lambda}(\lambda_6, T_6) + a_8 \pi B_{\lambda}(\lambda_8, T_{11}) + a_{11} \pi B_{\lambda}(\lambda_{11}, T_{11}) + a_{12} \pi B_{\lambda}(\lambda_{12}, T_{12}) + \int_{\lambda^*}^{\infty} \pi B_{\lambda}(\lambda, T^*) d\lambda$$

A equação propõe um estimador da integral de ROL a partir de dados GOES:

- 1) Os símbolos B se referem à função de Planck (radiação de corpo negro) à temperatura T .
- 2) Os índices 6, 8, 11, 12 se referem a comprimentos de onda. Em 8 μm é introduzido um "canal virtual" com a temperatura de brilho T do canal em 11 μm .
- 3) O último termo corresponde à cauda do espectro, além 15 μm . O espectro acompanha aproximadamente o de um corpo negro com a temperatura T^* .

Os coeficientes ($a_0, a_6, a_8, a_{11}, a_{12}, A$) podem ser calculados por regressão múltipla, observando as temperaturas de brilho em imagens GOES de vários canais (para calcular as funções de Planck correspondentes e o "termo de cauda"), e adotando como verdade um estimador de ROL independente.

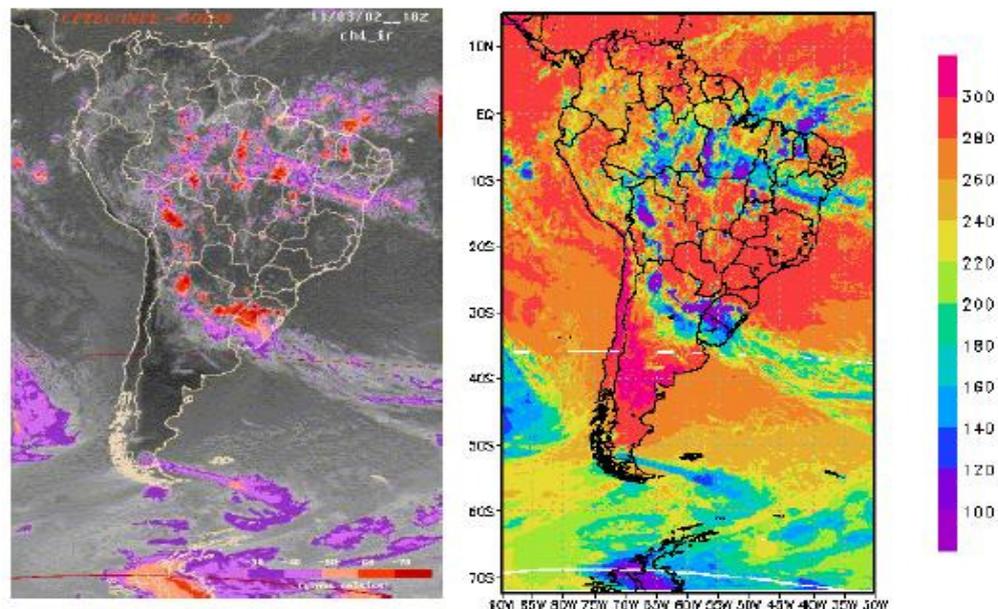
Este pode ser fornecido a partir de imagens AVHRR dos satélites NOAA (Ellingson e Ferraro, 1983); HIRS dos NOAA (Ellingson et al., 1989; Ellingson et al., 1994); Meteosat (Schmetz e Liu, 1988), ou de medições diretas com sensores em outros satélites, como o CERES.

Ceballos et al. (2003) utilizaram imagens GOES sobre América do Sul e o estimador de ROL produzido pelo aplicativo ITPP5 sobre para pixels HIRS de NOAA14. Encontraram a mesma qualidade de ajuste tanto introduzindo os canais 3, 4 e 5 do GOES, como considerando apenas o canal 4 (em 11 μm). O resultado final conduz ao algoritmo (modelo ROL1)

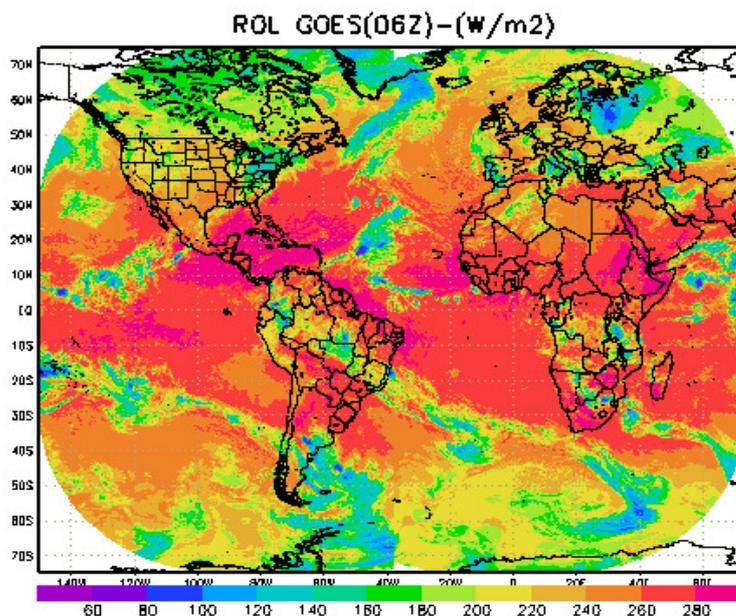
$$ROL = -493,7 - 16,96 \pi \cdot B(\lambda_{11}, T_{11}) + 0,187 T^{*1,52}$$

Esta parametrização foi obtida para imagens de junho de 2002. Veja validações por comparação com outras imagens NOAA14 (Ceballos et al. 2003) e com campos de ROL difundidos pelo NCEP (Ceballos et al. 2002)

[retorno](#)



Exemplo de aplicação (dia 11/03/2002 GOES 18Z). Na imagem GOES canal 4 (a esquerda), foi dado realce às temperaturas de brilho entre -30°C (roxo) e -60°C (vermelho). À direita, distribuição de ROL estimada a partir de médias em células de $0,15^{\circ} \times 0,15^{\circ}$. Observa-se que na escala de 15 km as características da nebulosidade são bem descritas. Os núcleos mais frios representam entre 80 e 100 W.m^{-2} ; a região Sudeste e o Paraguai apresentam uma extensa área com ROL entre 280 e 300 W.m^{-2} .



Sinergia entre satélites.

Acalibração dos sensores permite que as temperaturas de brilho registradas pelos satélites GOES (canal 4) e Meteosat (canal IR) são coerentes. O fato de o modelo ROL1 utilizar apenas a temperatura de brilho na janela atmosférica, implica na possibilidade de usar vários satélites no mesmo horário complementando suas coberturas geográficas. A figura ilustra um exemplo de sinergia entre as imagens globais de GOES e Meteosat em horário sinótico, descrevendo valores de ROL entre os oceanos Pacífico e Índico.

Referências bibliográficas

Ceballos, J.C., W.F. Araújo Lima, J.M. de Souza (2002). Radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera: Uma comparação entre estimativas com GOES-8 Imager e dados no NCEP. In: **Anais**, XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu. CD-ROM.

Ceballos, J.C., W.F. Araújo Lima, J.M. de Souza (2003). Outgoing longwave radiation at the top of the atmosphere: Preliminary assessment using GOES-8 Imager data. **Rev. Brasil. de Geofísica**, in press.

Ellingson, R.G. e R.R. Ferraro. An examination of the technique for estimating the longwave radiation budget from satellite radiance observations. **J. of Climate and Appl. Meteor.** V. 22, p. 1416-1423, 1983.

Ellingson, R. G., Yanuk, D. J., Lee, H.-T. & Gruber, A. - 1989 - A technique for estimating Outgoing Longwave Radiation from HIRS radiance observations. **J. of Atmos. and Oceanic Technology**, 6:706-711.

Ellingson, R. G., Lee, H.-T. & Yanuk, D. - 1994 - Validation of a technique for estimating Outgoing Longwave Radiation from HIRS radiance observations. **J. of Atmos. and Oceanic Technology**, 11:357-365, 1994.

Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C. & Sowle, D. - 1998 - SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. **Bulletin of the Amer. Meteor. Soc.**, 79 (10): 2101-2114.

Schmetz, J. & Liu, Q. - 1988 - Outgoing Longwave Radiation and its diurnal variation at regional scales derived from Meteosat. **J. Geophys. Res.**, 93 (D9):11192-11204.

[retorno](#)

© 2007 INPE/CPTEC/DSA.
