

5. Sondagem vertical da atmosfera

Após o estabelecimento de um padrão operacional do uso de satélites com finalidade de monitoramento da atmosfera, os meteorologistas passaram a interessar-se pela possibilidade de obter dados da atmosfera mesmo em condições de céu nublado. Em 1978 foi lançado, a bordo do satélite TIROS-N, o primeiro sensor capaz de produzir um perfil de temperatura da troposfera e da baixa estratosfera, o MSU (*Microwave Sounder Unit*).

Os radiômetros a bordo de satélites podem ser subdivididos em duas classes: os **imageadores** e os **sondadores**. Até esta etapa do curso o foco principal foi dado aos produtos obtidos através de sensores imageadores, que se baseiam em medidas de radiância solar (refletida pela atmosfera ou superfície) e de radiância no infravermelho (emitida pela atmosfera ou superfície).

Os sondadores verticais da atmosfera (do inglês *Vertical Atmospheric Sounder, VAS*) provêm perfis verticais de temperatura, pressão de vapor d'água e alguns gases traço presentes na atmosfera. São sensores passivos que fazem medidas em diferentes canais das regiões espectrais do infravermelho e/ou das micro-ondas.

Desde 1998, uma versão incrementada do MSU passou a ser usada em satélites de órbita polar, o AMSU (*Advanced Microwave Sounder Unit*). Seus dados¹ proporcionam perfis verticais de temperatura e umidade relativa, que são extensivamente incorporados a modelos de previsão numérica.

5.1 Fundamentação teórica para a região espectral do infravermelho

Para uma atmosfera não espalhadora e em equilíbrio radiativo, a equação básica que governa a transferência radiativa no infravermelho (IV) em um dado comprimento de onda λ , pode ser descrita pela equação:

$$\mu \frac{dL_\lambda}{d\tau} = L_\lambda(\tau, \mu) - B_\lambda(\tau) \quad (5.1)$$

onde $\mu = \cos\theta$, em que θ é o ângulo zenital de emergência, B_λ é a função de Planck, τ é a profundidade óptica da atmosfera, dada por:

¹ Existem dois sensores, AMSU-A, com 15 canais, é usado para estimativas de perfil de temperatura, e o AMSU-B, que dispõe de cinco canais e é utilizado para estimar a umidade da atmosfera.

$$\tau = - \int_z^{z_\infty} k_\lambda(z') \rho_a(z') dz' \quad (5.2)$$

onde ρ_a é a densidade dos gases absorvedores e k_λ é o coeficiente de absorção mássico.

A solução de 5.1 é dada por:

$$L_\lambda(\tau, \mu) = L_\lambda(\tau_*) e^{-(\tau_* - \tau)/\mu} + \int_\tau^{\tau_*} B_\lambda(\tau') e^{-(\tau' - \tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (5.3)$$

τ_* é a profundidade óptica à superfície e $L_\lambda(\tau_*)$ é a radiância emitida pela superfície (considerada isotrópica). E $L_\lambda(\tau_*) = \varepsilon_\lambda B_\lambda(T_s)$, onde ε_λ é a emissividade no comprimento de onda λ e $B_\lambda(T_s)$ a função de Planck para uma superfície de temperatura T_s . Para um sensor a bordo de um satélite, $\tau = 0$. O termo exponencial da equação 5.3 pode ser escrito em termos da transmitância atmosférica monocromática:

$$t_\lambda(\tau) = e^{-\tau/\mu} \quad (5.4)$$

Ou, de forma mais usual, pela derivada da transmitância, a função peso, abaixo definida:

$$dt_\lambda = -\frac{e^{-\tau/\mu}}{\mu} d\tau \quad (5.5)$$

Lembrando que:

$$\tau_\lambda = - \int \beta_{a\lambda} dz \Rightarrow d\tau_\lambda = -\beta_{a\lambda} dz \quad (5.6)$$

onde $\beta_{a\lambda}$ é o coeficiente linear de absorção. Portanto,

$$dt = \frac{\beta_a}{\mu} e^{-\tau/\mu} dz = \frac{\beta_a}{\mu} t(z) dz \quad (5.7)$$

(o índice λ foi omitido em (5.7) para facilitar a visualização da fórmula deduzida)

Definindo a função peso, $W(z)$:

$$W(z) = \frac{\beta_a(z)}{\mu} t(z) \quad (5.8)$$

A expressão 5.8 é de fundamental importância para a compreensão da técnica de sondagem atmosférica. Como ela depende de β_a , caso a atmosfera seja totalmente transparente para radiação com comprimento de onda λ , todo o sinal medido pelo sensor a bordo do satélite seria proveniente da superfície, visto que neste caso, a transmitância da atmosfera seria igual a 1. Para atmosfera totalmente opaca, a radiância emitida pela superfície seria totalmente absorvida pelas camadas próximas a ela, que reemitiriam radiância espectral à sua temperatura e assim sucessivamente, de forma que o sinal

medido pelo satélite seria proveniente das camadas mais altas da atmosfera. Valores intermediários de β_a resultam em alturas intermediárias da atmosfera. Portanto, o ponto máximo da função peso indica a região da atmosfera, na vertical, em que predomina o gás que absorve radiação no canal analisado (veja a figura 5.1). O caso ideal seria aquele em que a função peso fosse uma função delta, na qual a radiância em um dado canal pudesse ser associada a uma altitude bem definida, entretanto não é isso o que ocorre e há, muitas vezes, sobreposição de funções peso, induzindo a uma ambiguidade na inversão. A figura 5.1 exibe um perfil vertical da função peso e de transmitância para os seis canais usados pelo radiômetro de perfil vertical de temperatura do NOAA 2. Note que os canais são convenientemente escolhidos para obter-se a temperatura em diferentes camadas ao longo da atmosfera. As funções peso podem ser estimadas com base em simulações de transmitância através de um código sofisticado de transferência radiativa.

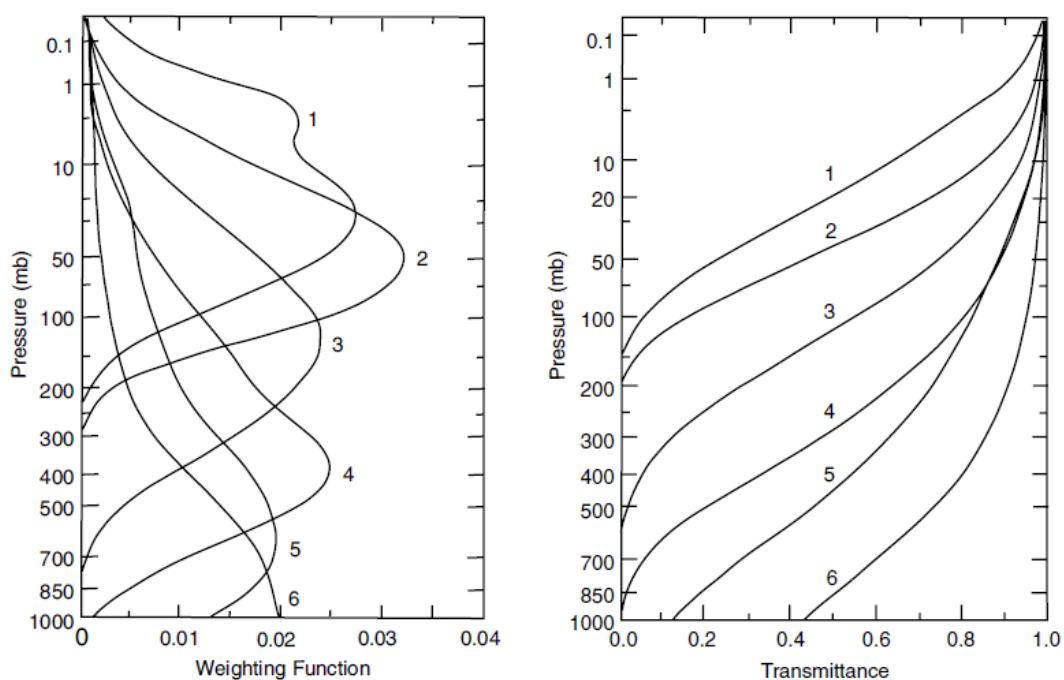


Figura 5.1: funções peso (esq.) e transmitâncias (dir.) correspondentes a 6 canais medidos para sondagens da missão NOAA 2. Figura retirada de Liou (2002).

Finalmente, a equação fundamental utilizada para sensoriamento remoto no método de sondagem, na região espectral do infravermelho, é dada por (considerando observação no nadir, em que $\mu = 1$):

$$L_{\lambda}(0) = B_{\lambda}(T_s)t_{\lambda s} + \int_0^{\infty} B_{\lambda}[T(z)]W(z)dz \quad (5.9)$$

A radiância ascendente observada pelo satélite é, então, o resultado do produto da função de Planck pela função peso. A informação de temperatura está embutida na função de Planck, ao passo que os perfis de densidade dos gases absorvedores relevantes estão associados com a função peso. Assim, as medidas de radiância estão relacionadas, direta ou indiretamente, com perfis de temperatura e concentração de gases.

- 1) Perfil de temperatura: dada a radiância medida pelo satélite, $L_{\lambda}(0)$, temos que tentar resolver a equação 5.6 para $B_{\lambda}[T(z)]$. Para tanto, supõem-se conhecidas as funções peso para os comprimentos de onda observados;
- 2) Perfil de concentração de gases: enquanto para obtenção do perfil vertical de temperatura deve-se assumir a distribuição vertical de concentração de um gás absorvedor, a essência de obtenção de um perfil de concentração de gases requer o inverso. A partir de uma dada distribuição de temperatura, as radiâncias observadas em comprimentos de onda próximos da linha de absorção de uma molécula em particular podem ser usadas para estimar sua concentração.

5.2 Sondagem a partir de satélites de órbita polar

Desde a década de 1980 havia a intenção de usar os perfis verticais obtidos através de satélites como um complemento às radiossondagens, usadas para iniciar os modelos de previsão numérica. A operacionalização desse procedimento tratava-se de um desafio aos pesquisadores, pois demandava um produto preciso e que pudesse ser usado na presença de nuvens. Um projeto que atendia a essas características foi então iniciado em uma parceria entre as agências NOAA e NASA. A proposta era combinar sensores com medidas na região espectral do infravermelho (com boa resolução vertical sob condição de céu claro) e das microondas (que permite a observação na presença de nuvens).

Em 2002 foi lançado, no satélite Aqua, um conjunto de três sensores usados para estimativas de perfil vertical de temperatura e umidade na atmosfera. São eles: i. AIRS

(Atmospheric Infrared Sounder), que cobre o intervalo espectral de 3,7 a 15,4 μm , com medidas em 2378 canais; ii. AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), operando de 23 a 89 GHz, com medidas em 15 canais; iii. HSB (Humidity Sounder for Brazil), com medidas em quatro canais do intervalo entre 150 a 190 GHz. A sinergia desses sensores permitiu que perfis verticais de umidade e temperatura passassem a ser estimados em situações com até 80% de nebulosidade.

5.3 Sondagem a partir de satélites geoestacionários

Embora haja sondadores presentes em satélites geoestacionários, como o GOES 8 e 9, a grande maioria desses sensores está a bordo de satélites de órbita polar. Atualmente, os produtos de sondagem derivados a partir de satélites geoestacionários apresentam grandes limitações (baixa resolução espacial, baixa resolução vertical) e são classificados por muitos profissionais da área como inúteis no âmbito de previsão do tempo. De acordo com pesquisadores da NOAA e da NASA, grandes melhorias nesses produtos estão em desenvolvimento para implantação na nova série de satélites GOES, a GOES-R, com previsão de lançamento do primeiro satélite para outubro de 2015. A nova técnica, chamada de hiperespectral (já usada em satélites de órbita polar), fará observações em diversos canais para a produção de sondagens. A tabela 5.1 mostra diferenças fundamentais entre as duas técnicas.

Tabela 5.1: comparação entre a técnica atual usada nos satélites GOES 8 e 9 e a técnica hiperespectral, programada para implantação na série *R* do GOES.

	Técnica atual	Técnica hiperespectral
Número de canais	18	+1000
Camadas de umidade estimadas na troposfera	3	15
Camadas de temperatura estimadas na troposfera	4	20
Propriedades microfísicas de nuvens	não	sim
Perfis de vento em alta resolução	não	sim
Monitoramento da camada limite	não	sim

5.4 Referências

- Abba, P. et al. A water vapour and temperature atmospheric vertical sounder between 110 and 190 GHz: observing campaigns in prospect. Second International Symposium on Space Terahertz Technology, 1991.
- Aumann, H. H. et al. AIRS/AMSU/HSB on the Aqua Mission: Design, Science Objectives, Data Products, and Processing Systems. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 41, no. 2, 2003.
- Geostationary Operational Environmental Satellite R-Series. NOAA e NASA. <http://www.goes-r.gov/>. Acessado em 8 de outubro de 2012.
- Liou, K. N. An Introduction to Atmospheric Radiation. Second edition. San Diego, Califórnia. International Geophysics Series, vol. 84. Pg. 383-385 e 387-391, 2002.
- Rees, W. G. Physical principles of remote sensing, Cambridge University Press. Second Edition. Cambridge, 2001.
- Susskind, J.; Barnet, C.D.; Blaisdell, J.M. Retrieval of Atmospheric and Surface Parameters From AIRS/AMSU/HSB Data in the Presence of Clouds. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 41, no. 2, 2003.

Nota: Este novo capítulo da apostila foi elaborado por Tassio Santos Costa, durante estágio PAE realizado em 2012.