

CORREÇÃO ATMOSFÉRICA: CONCEITOS E FUNDAMENTOS

**Marcelo Latorre¹, Osmar Abílio de Carvalho Júnior²,
Ana Paula Ferreira de Carvalho³ & Yosio Edemir Shimabukuro²**

¹IEAv Instituto de Estudos Avançados - CTA - Centro Técnico Aeroespacial
Rodovia dos Tamoios, Km 5,5, São José dos Campos, SP, Brasil.

latorre@ieav.cta.br

²INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil.

{osmar,yosio}@ltid.inpe.br

³UnB - Universidade de Brasília - Departamento de Ecologia
Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte - 70910-900, Brasília, DF, Brasil

anapaula@unb.br

Recebido 07 de novembro de 2001; revisado 15 de janeiro de 2002; aceito 14 de março.

RESUMO – Para a realização de uma análise espectral a partir de sensores remotos é fundamental que se realize uma adequada correção atmosférica. O presente trabalho tem como propósito realizar uma revisão sobre os conceitos e fundamentos da correção atmosférica. Neste propósito, realiza-se uma descrição dos constituintes (gases e particulados) e propriedades ópticas da atmosfera (espalhamento e absorção). Por fim é realizada uma síntese dos principais métodos para a correção atmosférica utilizados no tratamento de imagens de sensores remotos.

Palavras-Chave – sensoriamento remoto, correção atmosférica, processamento de imagem.

ABSTRACT – For the accomplishment of a spectral analysis from remote sensors it is necessary to do an adequate atmospheric correction. The present work aims to be a bibliographical revision of the atmospheric correction concepts. Thus, a description of

the constituent and optic properties of the atmosphere was made. Finally was described a synthesis of the main methods for the atmospheric correction used in the treatment of images of remote sensors.

Keywords – remote sensing, atmospheric correction, image processing.

INTRODUÇÃO

O Sensoriamento Remoto vem sendo definido como um conjunto de atividades que tem por pressuposto a caracterização das propriedades dos objetos através da detecção, registro e análise do fluxo radiante emitido ou refletido por eles. A essência dessa atividade fundamenta-se na identificação e na discriminação de alvos, onde a radiação recebida pelo sensor é utilizada como base para se inferir as características dos mesmos. Entretanto, a correlação das informações sensor-superfície apresenta limitações uma vez que entre eles existe um meio extremamente dinâmico: a atmosfera. A atmosfera interage com a radiação eletromagnética, provocando significativas alterações no fluxo radiante proveniente do alvo.

As principais evidências desses efeitos sobre a imagem são a diminuição do brilho da superfície em regiões espectrais específicas e a presença de névoa, com perda de nitidez, nas regiões dos menores comprimentos de onda. Tais alterações são, na verdade, um persistente e incômodo problema na análise de dados por sensoriamento remoto. Dessa forma, na análise de imagens deve-se considerar as características espectrais do sensor e as condições atmosféricas da data e hora da aquisição desses dados (Freire, 1996).

Sendo a atmosfera terrestre um sistema complexo e extremamente dinâmico, é fundamental conhecer sua composição, suas propriedades, seu dinamismo e os métodos utilizados para minimizar seus efeitos.

CONSTITUINTES DA ATMOSFERA

Para que se possa descrever a interação da atmosfera terrestre com a radiação solar, é essencial a compreensão da composição atmosférica. Basicamente, os constituintes da atmosfera podem ser divididos em dois grupos: gases e particulados.

GASES DA ATMOSFERA

A atmosfera gasosa é composta, basicamente, por um grupo de gases permanentes e outros de concentração variável. Uma síntese dos gases que compõe a atmosfera é apresentada na **Tabela 1**.

O Nitrogênio (N), o Oxigênio (O₂) e o Argônio (Ar) contam com mais de 99,99% dos gases permanentes (Liou, 1980). É importante salientar que alguns dos constituintes permanentes têm suas concentrações bastante variáveis, como o Dióxido de Carbono (CO₂), o Monóxido de Carbono (CO) e o Metano (CH₄). A concentração dos gases possui variações em função da altitude e, conseqüentemente, da pressão e temperatura. Além disso, a composição e a concentração dos gases da atmosfera sofrem influência da posição geográfica e das estações do ano.

Um dos elementos de concentração variável que merece destaque é o vapor d'água (H₂O_v), pois varia tanto no tempo quanto no espaço, sendo altamente

influenciado pelas condições atmosféricas. Sua variação é extremamente importante nos processos de absorção e emissão.

Tabela 1–Gases que compõem a Atmosfera

CONSTITUINTES	PORCENTAGEM %
NITROGÊNIO (N)	78,00 10 ⁰
OXIGÊNIO (O ₂)	20,90 10 ⁰
ARGÔNIO (Ar)	0,90 10 ⁰
DIÓXIDO DE CARBONO (CO ₂)	0,03 10 ⁰
NEÔNIO (Ne)	18,18 10 ⁻⁴
HÉLIO (He)	5,24 10 ⁻⁴
KRIPTÔNIO (Kr)	1,14 10 ⁻⁴
XENÔNIO (Xe)	0,89 10 ⁻⁴
HIDROGÊNIO (H ₂)	0,50 10 ⁻⁴
METANO (CH ₄)	1,50 10 ⁻⁴
ÓXIDO NITROSO (N ₂ O)	0,27 10 ⁻⁴
MONÓXIDO DE CARBONO (CO)	0,19 10 ⁻⁴
VAPOR D'ÁGUA (H ₂ O)*	0,0 - 0,04 10 ⁰
OZÔNIO (O ₃)*	0,0 - 12,00 10 ⁻⁴
DIÓXIDO DE ENXOFRE (SO ₂)*	0,10 10 ⁻⁶
DIÓXIDO DE NITROGÊNIO (NO ₂)*	0,10 10 ⁻⁶
AMÔNIA (NH ₃)*	0,40 10 ⁻⁶
ÓXIDO NÍTRICO (NO)*	0,50 10 ⁻⁷
SULFITO DE HIDROGÊNIO (H ₂ S)*	0,50 10 ⁻⁸
* Constituintes de concentração variável	

(Adaptada de Liou, 1980).

PARTICULADOS DA ATMOSFERA

Neste grupo estão os particulados líquidos e sólidos, tais como aerossóis, cristais de gelo e gotículas de água, cujas concentrações são altamente variáveis no tempo e no espaço. Como a participação desses últimos constituintes é relativamente menor, é comum desprezá-los, considerando apenas os aerossóis (Liou, 1980).

Os aerossóis são partículas distintas de água e de gelo, presentes na atmosfera, variando de 0,1 a 10 μ m de raio. Os componentes básicos dos aerossóis definidos pela Comissão Internacional de Radiação (WMO, 1986) são: (a) minerais não solúveis em água; (b) minerais solúveis em água (Ex.: poeira); (c) oceânicos (Ex.: sal marinho e água líquida) e (d) orgânicos (Ex.: fuligem).

Os aerossóis são produzidos por uma série de processos, tanto naturais (incluindo tempestades de poeira e atividade vulcânica) como antrópicos (incluindo a queima de combustíveis fósseis e da biomassa vegetal). A maioria dos aerossóis de fontes antrópicas é encontrada na baixa troposfera (abaixo de 2 km). Devido às transformações químicas e físicas, especialmente dentro das nuvens, os aerossóis da baixa troposfera têm, geralmente, um tempo de residência de poucos dias, sendo intensamente removidos pela precipitação. Dessa forma, os aerossóis não possuem uma distribuição homogênea, apresentando maiores concentrações próximo às suas fontes, tanto naturais (especialmente desertos) como antrópicas (especialmente indústrias e queima da biomassa vegetal). Em contraposição, as partículas de aerossóis resultantes de atividade vulcânica podem alcançar a estratosfera, onde podem ficar em suspensão por muitos meses ou anos.

Os aerossóis contribuem para a formação da bruma visível, que provoca uma diminuição da intensidade da luz solar incidente na superfície da Terra. Eles também influenciam na troca de calor com o espaço por dois tipos de efeitos: (a) efeito direto - dispersando e absorvendo radiação e (b) efeito indireto - modificando as propriedades ópticas, a quantidade e o tempo de vida das nuvens.

Desde o relatório do Painel Intergovernamental na Mudança do Clima (IPCC), muitos avanços foram feitos na compreensão do efeito dos aerossóis troposféricos sobre o clima. Esses incluem: novos cálculos da distribuição espacial dos aerossóis de sulfato, resultantes principalmente da queima de combustíveis fósseis e o primeiro cálculo da distribuição espacial dos aerossóis de fuligem. A contribuição dos aerossóis no aquecimento global depende do tamanho, da forma e da composição química das partículas e da distribuição espacial do aerossol. Enquanto esses fatores são relativamente bem conhecidos para os aerossóis estratosféricos, muitas incertezas permanecem em relação aos aerossóis troposféricos.

PROPRIEDADES ÓPTICAS DA ATMOSFERA

Ao atravessar a atmosfera, a radiação proveniente do Sol interage com essa, ocasionando mudanças na sua propagação, denominadas *espalhamento* e *absorção*. A combinação desses dois efeitos é denominada atenuação atmosférica (Slater, 1980). O entendimento desse fenômeno é importante quando se pretende determinar a transmitância da atmosfera.

ESPALHAMENTO ATMOSFÉRICO

O espalhamento (difusão ou dispersão) corresponde à mudança aleatória da direção de propagação da radiação solar devido à sua interação elástica com os componentes atmosféricos (Zullo, 1994). O espalhamento ocasiona uma mudança na trajetória de propagação da radiação dispersando-a em todas as direções, sem que haja mudança no comprimento de onda. Esse efeito provoca a atenuação do sinal captado pelo sensor e está presente em todos os comprimentos de onda do espectro eletromagnético. Na atmosfera, ele ocorre desde pequenas moléculas de gases ($\sim 10^{-8}$ cm) até grandes gotas ou partículas de gelo (~ 1 cm), estando sua intensidade fortemente relacionada com a razão entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda incidente (Liou, 1980).

Considerando um volume com grande quantidade de partículas, observa-se o espalhamento múltiplo, onde a luz é espalhada diversas vezes nas partículas e em muitas direções (Liou, 1980) (**Figura 1**).

Quando a radiação incidente é espalhada de forma simétrica em relação à direção de incidência da onda, o espalhamento é chamado isotrópico. Partículas pequenas tendem a se espalhar igualmente tanto na direção de incidência (*Forward*), quanto na direção oposta (*Backward*), com a mesma intensidade. Já as partículas maiores têm um comportamento de espalhamento mais complexo (Liou, 1980).

Em uma abordagem monocromática, onde o tamanho predominante das partículas é muito menor que o comprimento de onda incidente, prevalece o espalhamento do tipo *Rayleigh*. Quando o tamanho predominante das partículas

está próximo ou maior do que o comprimento de onda incidente, ocorre o espalhamento do tipo *Mie*.

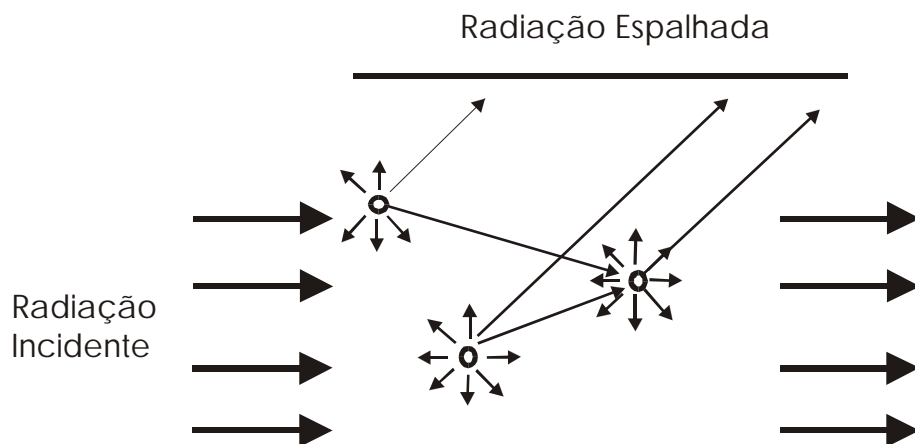


Figura 1—Efeito do espalhamento múltiplo (Liou, 1980).

De uma maneira geral, o efeito do espalhamento pode ser segmentado conforme o sentido da propagação do sinal: a) Sol – Terra e b) Terra – sensor. Com relação ao sentido Sol – Terra, observa-se que a radiação solar sob os efeitos da interferência atmosférica pode apresentar três tipos de contribuições à iluminação da superfície terrestre (**Figura 2**):

- a) radiação direta ou solar – fração da radiação solar disponível que chega à Terra sem ser atenuada (absorvida ou desviada) no caminho. Dessa forma, a radiação que atinge a superfície terrestre obedece a geometria original;

- b) radiação difusa ou atmosférica - radiação solar que sofreu desvio na atmosfera, atingindo a superfície terrestre em um ponto diferente do determinado pela sua geometria original; e
- c) radiação ambiental – radiação refletida na superfície terrestre, que retorna à superfície devido ao desvio causado pela atmosfera.

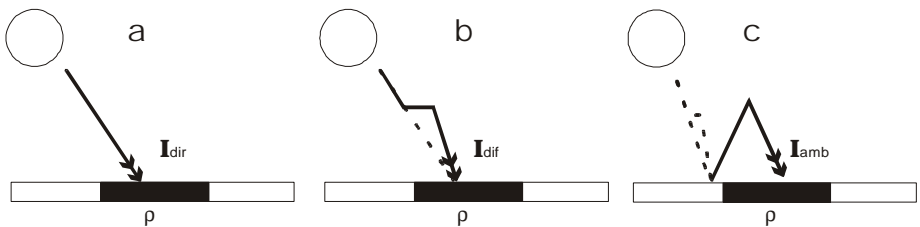


Figura 2-Contribuições à iluminação terrestre: (a) radiação direta, (b) radiação difusa e (c) radiação ambiental. (modificado de Zullo Júnior, 1994).

O espalhamento no sentido Terra – sensor pode também definir três contribuições na formação do sinal recebido pelo sensor (**Figura 3**):

- a) radiação direta ou do alvo – radiação refletida pela superfície terrestre, que chega diretamente ao sensor sem sofrer desvio durante o percurso;
- b) radiação atmosférica – radiação solar que é desviada diretamente ao sensor antes mesmo de atingir a superfície terrestre; e
- c) radiação difusa ou ambiental – radiação refletida pela superfície terrestre que atinge o sensor, devido ao efeito do desvio na atmosfera e não pela sua geometria original.

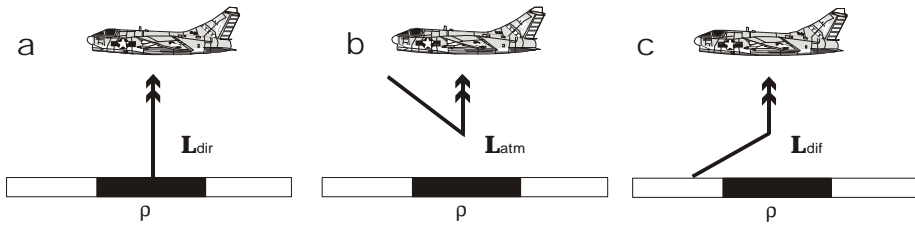


Figura 3-Espalhamento no sentido Terra – Sensor: (a) radiação direta; (b) radiação ambiental e (c) radiação atmosférica (modificado de Zullo Júnior, 1994).

Todo esse processo pode ser representado matematicamente pela seguinte equação (Kaufman e Tanré, 1992):

$$L_I = L_{oI} + r_I \left[\frac{Fd_I \cdot T_I}{p(1 - S_I \cdot r_I)} \right] \quad (1)$$

Onde: “ L_I ” é a radiância que chega ao sensor, “ L_{oI} ” é a radiância espalhada pela atmosfera na direção do sensor sem ser refletida pela atmosfera, “ r_I ” é a refletância da superfície, “ Fd_I ” é o fluxo radiante descendente, “ T_I ” é a transmitância da atmosfera refletida pela superfície e “ S_I ” é o coeficiente de retroespalhamento da radiação ascendente pela atmosfera, com todas essas variáveis sendo espectralmente dependentes.

Segundo Idso *et al.* (1966), em dias de céu limpo e seco, a maior parte da radiância incidente é proveniente da radiação direta. Nessas condições, a radiação difusa provocada pelo espalhamento do céu claro contribui com apenas 10-15% em relação à radiação direta. Já em dias completamente encobertos, a participação da radiação difusa pode chegar próximo a 40% da radiação direta incidente em um dia de céu claro. O aumento da radiação difusa pode ser

provocado por duas situações: (a) aumento da densidade de partículas (número de partículas por unidade de volume – cm^{-3}) e (b) aumento da trajetória da radiação no meio (conhecido como trajetória óptica), provocado pela variação do ângulo de iluminação e/ou visada.

Espalhamento Atmosférico Molecular

O espalhamento atmosférico proveniente dos gases é denominado de molecular ou *Rayleigh*. Este é produzido essencialmente pelas moléculas dos gases constituintes da atmosfera e se caracteriza pelo fato de sua intensidade ser inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda da radiação:

$$K_r \lambda \sim \frac{1}{\lambda^4} \quad (2)$$

Sendo “ K_r ” o espalhamento de Rayleigh e “ λ ” o comprimento de onda.

Esta função expressa que, quanto menor o comprimento de onda, maior será a intensidade desse tipo de espalhamento. Portanto, esse efeito decresce rapidamente com o aumento do comprimento da onda, sendo considerado desprezível acima de $1\mu\text{m}$. Esse decréscimo é mais acentuado do que o espalhamento por aerossóis (Gao, 1993). O espalhamento molecular é definido através dos perfis atmosféricos da pressão (hPa), temperatura (K), densidade de vapor d’água (g/m^3) e da densidade de O_3 (g/m^3).

Um dia ensolarado com “céu azul” é uma manifestação do espalhamento *Rayleigh*. Na ausência desse tipo de espalhamento o céu seria negro. A luz solar interage com a atmosfera terrestre e há um espalhamento mais intenso nos

menores comprimentos de onda (azul), tornando o céu azul. No entanto, tanto no nascer-do-sol quanto no pôr-do-sol, a radiação solar atravessa um percurso maior do que aquele do meio-dia. Devido ao maior percurso, ocorre o espalhamento (e a absorção) de outros comprimentos de onda, dando à atmosfera uma coloração laranja-avermelhada.

O espalhamento *Rayleigh* é uma das causas primárias da “névoa” observada em imagens, que provoca a redução do seu contraste. Em fotografias coloridas o resultado é uma coloração cinza azulada, principalmente quando tomada a partir de grandes altitudes. Essa pode ser minimizada, ou até mesmo eliminada através do uso de filtros que restringem a passagem dos comprimentos de onda menores (Liou, 1980). Vários autores fazem explicações e demonstrações das expressões relativas ao espalhamento atmosférico (Slater, 1980; Deirmendjan, 1969; Liou, 1980 e Irvine, 1965).

Espalhamento Atmosférico por Aerossóis

O espalhamento por aerossóis ocorre em comprimentos de onda próximos a $1\mu\text{m}$ e decresce com o seu aumento. Desta forma, em condições atmosféricas normais e numa tomada perpendicular à superfície, observa-se um espalhamento de 10% do total da radiação (Zullo, 1994). Os efeitos causados por esses particulados dependem ainda de suas características físicas, tais como: o tamanho e a forma da partícula, o índice de refração e a distribuição de suas concentrações. Para se obter uma estimativa da influência desse espalhamento sobre a radiação, deve-se considerar a seguinte expressão:

$$I_{n\lambda} = I_{o\lambda} \cdot e^{\left(-K_{\lambda} \cdot d\right)} \quad (3)$$

Onde: “ I_{λ_1} ” é o fluxo radiante espectral proveniente do alvo; “ I_{λ_0} ” é o fluxo espectral após percorrer uma trajetória óptica “ d ” (unidade em comprimento), em um meio de coeficiente de atenuação (extinção espectral) “ K_{λ_1} ” (unidade em comprimento⁻¹). O resultado do produto “ $K \cdot d$ ” é denominado espessura óptica ou profundidade óptica (Iqbal, 1983). Para esse tipo de espalhamento, o “ K_{λ_1} ” é dado por:

$$K_{\lambda} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (4)$$

Onde: “ λ ” é o comprimento de onda (em μm); e os coeficientes “ β ” e “ α ” (adimensionais) dependem da saturação e do tamanho, respectivamente, dos aerossóis presentes no meio, estando relacionados às condições de visibilidade (**Tabela 2**). Diferentemente do espalhamento molecular, que depende do comprimento de onda, o espalhamento por aerossóis depende mais da concentração das partículas existentes no meio.

Tabela 2–Relação dos Parâmetros “ β ” e “ α ” com a Turbidez Atmosférica

Atmosfera	β (saturação)	α (tamanho)	Visibilidade (Km)
Limpa	0	1,3	340
Clara	0,1	1,3	28
Túrbida	0,2	1,3	11
Muito túrbida	0,4	1,3	<5

(Adaptada de Iqbal, 1983).

O efeito da atenuação provocada por atmosferas com diferentes concentrações de partículas pode ser visualizado na **Figura 4**.

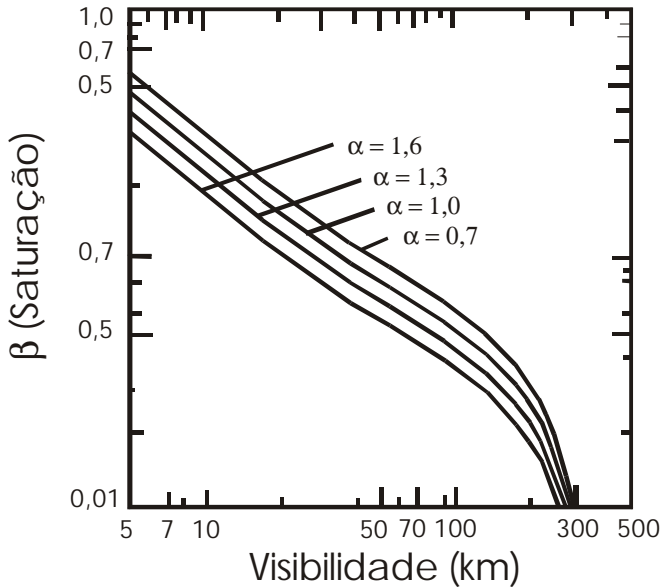


Figura 4—Relação entre os parâmetros “ α ”, “ β ” e a visibilidade atmosférica (Iqbal, 1983).

ABSORÇÃO ATMOSFÉRICA

Segundo Liou (1980), o espalhamento geralmente é seguido de absorção. A absorção é um fenômeno termodinâmico que resulta na perda efetiva de energia para os constituintes atmosféricos, ocorrendo de forma seletiva em comprimentos de onda específicos, mas abrangendo todo o espectro óptico. Conseqüentemente, esse processo irá influenciar todos os sensores cujas bandas estejam abrangendo os comprimentos de absorção dos constituintes atmosféricos. O efeito é mais evidente nos sensores hiperespectrais porque esses abrangem regiões espectrais de forte absorção, as quais são geralmente desprezadas nos sensores

multiespectrais, cujas bandas são posicionadas apenas nas “janelas espectrais atmosféricas”. Essas janelas são regiões com pouca absorção dos gases atmosféricos. Várias janelas existem na região de 0,4 – 2,5 μm , bons exemplos são as estreitas regiões espectrais em volta de 0,85 μm , 1,05 μm e 1,25 μm .

As principais bandas moleculares de absorção ou de emissão de radiação são resultantes das transições de energia rotacional e vibracional, bem como de suas interações. Cabe salientar que, as energias de transição rotacional e vibracional são menores que as energias dos processos de transição eletrônica (Liou, 1980). A **Tabela 3** ilustra os principais tipos de energia de transição para várias regiões espectrais.

Tabela 3-Transições Responsáveis por Linhas de Absorção ou Emissão em Várias Regiões Espectrais

Região Espectral (mm)	Energia (ergs)	Tipo de transição
Ultravioleta: abaixo de 0,4	10^{-11}	Eletrônica
Visível: 0,4-0,7	4.10^{-12}	Eletrônica
I.V. próximo: 0,7-2,0	10^{-12}	Eletrônica/Vibracional
I.V. médio: 2,0 - 10^3	10^{-14}	Vibracional/Rotacional
I.V. distante: $10^3 - 10^5$	10^{-15}	Rotacional

(Fonte: Houghton, 1985).

A maior parte dos gases não produz feições de absorção entre 0,4 – 2,5 μm em condições atmosféricas normais. Apenas, sete gases produzem feições observáveis: 1) Vapor d’água (H_2O), 2) Dióxido de Carbono (CO_2), 3) Ozônio (O_3), 4) Óxido Nitríco (N_2O), 5) Monóxido de Carbono (CO), 6) Metano (CH_4) e 7) Oxigênio (O_2) (Gao *et al.*,1993). A **Tabela 4** apresenta as principais

características desses sete gases em relação à absorção atmosférica e sua distribuição vertical. As **Figuras 5 e 6** apresentam o espectro transmitido calculado para esses 7 gases na resolução de 10nm, conforme o modelo LOWTRAN (Low Atmospheric Radiance and Transmittance) (Kneizys *et al.*, 1988). Para tais curvas considera-se que o observador está acima da atmosfera, perpendicular à superfície e com ângulo Zenital de 45°.

Tabela 4–Características dos Gases que produzem feições de absorção atmosférica entre 0.4 – 2.5 μm

GASES	Características de Absorção da energia radiante	Distribuição Vertical dos Gases na Atmosfera
H ₂ O _v	<ul style="list-style-type: none"> É a mais forte fonte de absorção da energia radiante, possuindo maior importância entre os gases. Apresenta pico de absorção em várias bandas, onde os maiores estão centrados em 0,94mm, 1,14mm, 1,38mm e 1,88 mm. 	<ul style="list-style-type: none"> A concentração de Vapor d'água, usualmente, decresce rapidamente com a altitude. Pode ser dramática a distribuição espacial e temporal da concentração do vapor d'água.
CO ₂	<ul style="list-style-type: none"> Possui fortes bandas próximas de 2μ (1,96mm, 2,01mm, 2,08mm). 	<ul style="list-style-type: none"> CO₂, N₂O, CH₄ e O₂ são uniformemente misturados na troposfera.
O ₃	<ul style="list-style-type: none"> Possui uma banda próxima de 0,6mm. 	<ul style="list-style-type: none"> Aproximadamente 90% do O₃ está localizado na estratosfera com um pico de concentração próximo de 25 km. A importância do O₃ muda com a mudança de latitude e a sazonalidade.
N ₂ O	<ul style="list-style-type: none"> possui fracas bandas entre 2mm e 2,5mm 	<ul style="list-style-type: none"> Uniformemente misturados na troposfera.
CO	<ul style="list-style-type: none"> possui fracas bandas entre 2mm e 2,5mm 	<ul style="list-style-type: none"> A concentração do CO está intimamente associada a atividades antrópicas.
CH ₄	<ul style="list-style-type: none"> possui uma banda próximo de 2,35mm 	<ul style="list-style-type: none"> Uniformemente misturados na troposfera.
O ₂	<ul style="list-style-type: none"> várias bandas entre 0,6mm e 1,3mm. 	<ul style="list-style-type: none"> Uniformemente misturados na troposfera.

Enquanto o espalhamento molecular e por aerossóis é marcante na região do visível próximo, a absorção pelos gases atmosféricos ocorre na região de 1,0 μm e 2,5 μm . Praticamente metade do espectro entre 0,4 μm – 2,5 μm é afetada pela absorção atmosférica (Gao *et al.*, 1993).

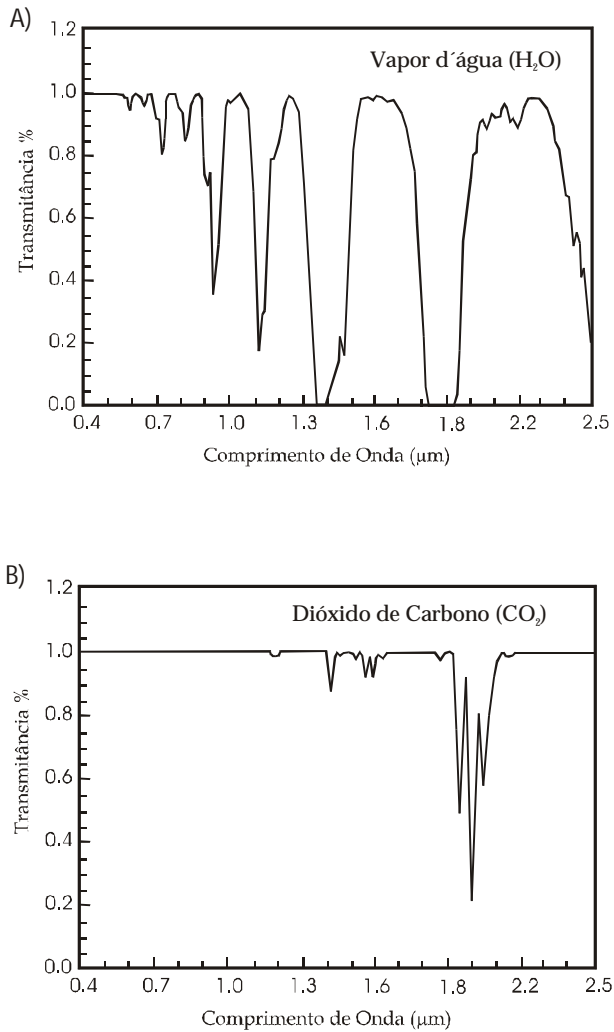


Figura 5 - Espectro da transmitância do Vapor d'água atmosférico (a) e o espectro da transmitância do CO₂ (b). Espectro calculado para um observador acima da atmosfera (visada Nadir) e com ângulo Zenital de 45° (Gao *et al.*,1993).

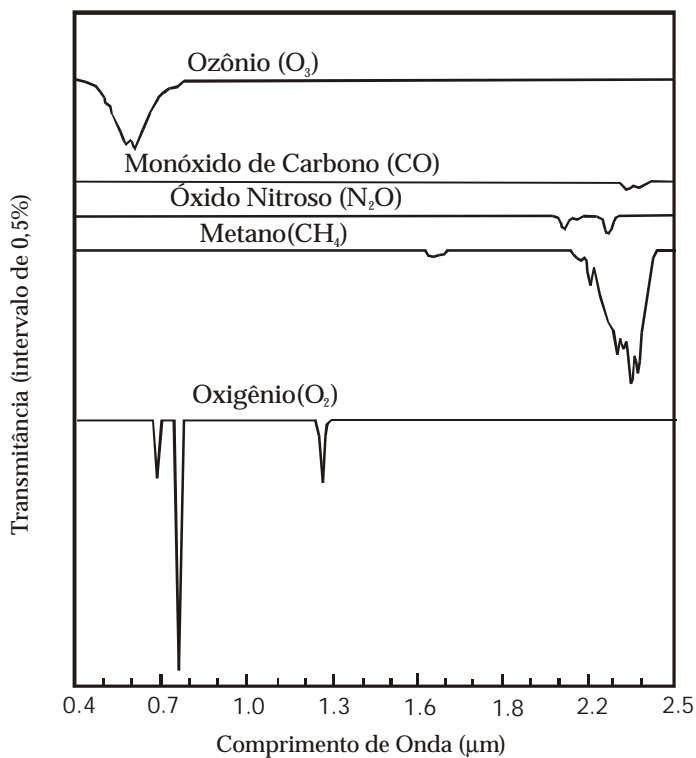


Figura 6 - Espectros de transmitância atmosférica do O₃, CO, N₂O, CH₄, e O₂ (Gao *et al.*, 1993).

MÉTODOS PARA A CORREÇÃO ATMOSFÉRICA

Atualmente, há na literatura diversos métodos para correção atmosférica aplicáveis a dados multiespectrais e hiperespectrais. Para uma melhor compreensão pode-se dividi-los em métodos alternativos e métodos físicos.

MÉTODOS ALTERNATIVOS

Os métodos alternativos são aqueles que utilizam informações intrínsecas das imagens, ou seja, utilizam números digitais existentes em *pixels* que são representativos de feições específicas. São correções que não dependem de parâmetros atmosféricos ou de dados da superfície, e sim das informações da própria imagem para determinar a contribuição da atmosfera em cada banda espectral. Uma de suas limitações consiste na exigência de alvos específicos nas imagens analisadas.

Como exemplo de métodos alternativos podem ser citados: (a) *Internal Average Relative Reflectance (IARR)* (Kruse *et al.*, 1985); (b) *Empirical Line* (Caselles & López García, 1989; Moran, *et al.*, 2001; Smith & Milton, 1999); (c) *Flat Field* (Roberts *et al.*, 1986) e (d) Método do Histograma Mínimo (Schowengerdt, 1997), entre outros.

MÉTODOS FÍSICOS (TRANSFERÊNCIA RADIATIVA)

Nos métodos físicos, é fundamental o conhecimento das propriedades ópticas da atmosfera bem como do processo de interação da radiação com a atmosfera e com a superfície. Estes métodos são fundamentados na teoria da transferência radiativa (Chandrasekhar, 1960), a fim de retratar a complexidade da atmosfera, que irá variar com o tipo de modelo a ser utilizado e o resultado final a que se propõe. Dentre os códigos de transferência radiativa atmosférica os mais difundidos são: 5S, 6S, LOWTRAN e MODTRAN.

Códigos 5S e 6S

O código 5S (*Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*), foi escrito no laboratório *d'Optique Atmospherique* da Universidade de Ciências e

Tecnologia de Lille, na França (Tanré *et al.*, 1986 e 1990). Posteriormente esse código adquiriu uma nova versão, denominada de 6S (*Second Simulation of Satellite Signal in the Solar Spectrum*) (Vermote *et al.*, 1996). Esses métodos foram propostos para modelar o sinal do sensor baseando-se nas seguintes características:

- a) modelos estatísticos baseados nas bandas de absorções atmosféricas;
- b) modelagem de várias funções atmosféricas para um tratamento completo do processo de espalhamento; e
- c) um tratamento aproximado de interação entre os dois efeitos. Inicialmente o código estima o sinal no sensor sem a absorção dos gases. Se a banda espectral exibir alguma contaminação, o sinal é corrigido por um fator de transmissão de gases.

Os parâmetros de entrada são: condições do local, modelo atmosférico para os componentes dos gases, modelo de aerossóis, banda espectral de observação, tipo de reflectância do terreno e variação espectral. A transmitância dos gases, a irradiância da superfície e as diferentes contribuições para o sinal do satélite de acordo com a origem da radiância medida são também produzidas por códigos. Esses parâmetros permitem com que os códigos 5S e 6S possam ser utilizados com outros modelos e códigos de correção atmosférica.

Códigos LOWTRAN

O LOWTRAN (*Low Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model*) calcula a transmitância atmosférica e/ou a radiância na região espectral

referente ao microondas, infravermelho, visível, e ultravioleta próximo. O LOWTRAN é um código que pode ser usado para prever a radiação espectral para várias geometrias e condições atmosféricas. O modelo foi desenvolvido em 1972 pela *Air Force Geophysics Laboratory*. A última versão, denominada LOWTRAN 7, inclui um espalhamento múltiplo, mais detalhes para gases traços e um modelo de aerossóis para deserto (Isaacs & Vogelmann, 1988).

Códigos MODTRAN

O MODTRAN (*Moderate Resolution Atmospheric Radiance and Transmittance Model*) foi criado para aumentar a resolução espectral do LOWTRAN de 20 cm^{-1} para 2 cm^{-1} , pois incorpora um modelo de banda molecular mais sensível (Berk *et al*, 1989). Esse modelo de banda é diretamente baseado no HITRAN (base de dados contendo centenas de espectros de espécies no intervalo de 0 a 17.900 cm^{-1}).

A formulação do MODTRAN teve como objetivo: (a) gerar um algoritmo com melhor resolução espectral; (b) modelar a absorção atmosférica molecular como função da temperatura e pressão; (c) calcular parâmetros de modelos de banda para 12 moléculas; e (d) proporcionar a integração do LOWTRAN 7 em novos algoritmos.

O MODTRAN vem sofrendo constantes atualizações de forma a otimizar seu desempenho. Somente na década de 90 foram geradas três versões. A segunda versão, MODTRAN 2, apresentava um erro nos dados de irradiância solar (Green & Gao, 1993). Esse problema foi solucionado na terceira versão, MODTRAN 3, com a adoção da irradiância solar de Kurucz. O MODTRAN 3 acrescenta novas análises para fluorcarbonetos de cloro (CFC) e moléculas

pesadas e, na região do UV, proporciona a análise para as moléculas de SO₂ e NO₂ (Anderson *et al.*, 1995).

A última versão, MODTRAN 4, contém novos algoritmos que aumentam a capacidade de predição dos efeitos atmosféricos em ambiente nublado e/ou aerossóis pesados (Berk *et al.*, 1996; Alder-Golden *et al.*, 1998). O módulo de nuvem/chuva permite generalizar especificações das propriedades ópticas e físicas das camadas atmosféricas como também a presença ou não de sobreposição de nuvens. O MODTRAN 4 também introduz a Correlação-K (CK), que aumenta a acurácia do cálculo do espalhamento múltiplo, particularmente em regiões do espectrais que contém forte linha de absorção espectral. Experimentos vêm mostrando que a contribuição do espalhamento múltiplo pode ser importante opticamente, mesmo para finas nuvens do tipo cirrus nas regiões espectrais do visível e infravermelho próximo, o que torna importante o emprego do MODTRAN 4 para a correção das imagens de sensores hiperespectrais, como o AVIRIS (Berk *et al.*, 1996).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Adler-Golden, S., Berk, A.; Bernstein, L. S., Richtsmeier, S., Acharya, P.K., Matthew, M. W., Anderson, G. P., Allred, C. L., Jeong, L. S. & Chetwynd, J. H. (1998), Flaash a MODTRAN4 Atmospheric Correction Package for Hyperspectral Data Retrievals and Simulations, in: *Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop*, JPL Publ. 97-21, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p.9-14.
- Anderson, G. P., Wang, J. & Chetwynd, J. H. (1995), MODTRAN3: an update and recent validations against airborne high resolution interferometer measurements, in:

- Summaries of Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, JPL 95-1, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p.5-8.
- Berk, A., Bernstein, L. S. & Robertson, D. C. (1989), MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN7, Final report, GL-TR-0122, AFGL, Hanscomb AFB, MA, 42p.
- Berk, A., Bernstein, L. S., Robertson, D. C., Acharya, P.K., Anderson, G. P. & Chetwynd, J. H. (1996), MODTRAN cloud and multiple scattering upgrade with application in: *Proceeding Sixth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, JPL Pub 96-4, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p.1-7.
- Caselles, V., & López García, M. J. (1989). An alternative simple approach to estimate atmospheric correction in multitemporal studies. *International Journal of Remote Sensing*, 10, 1127– 1134.
- Chandrasekhar, S. (1960), Radioative transfer. Dover, Mineola, N.Y. 393pp
- Deirmenjdjian, D. (1969), Eletromagnetic scattering on spherical polydispersion. Elsevier, New York, 220p.
- Freire, M.L.F. (1996), Correção atmosférica em imagens LANDSAT contaminadas por efeito de adjacência. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 98p.
- Gao, B.C., Goetz, A.F.H & Zamudio, J.A. (1991), Removing atmospheric effects from AVIRIS data for surface reflectance retrievals, in: *Proceedings of the Third Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop*, JPL Publ. 91-28. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p.80-86
- Gao, B.-C.; Heidebrecht, K. B. & Goetz, A. F. H. (1993), Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data. *Remote Sens. Environ.* 44:165-178.
- Green, R. O. & Gao, B.-G. (1993), A Proposed Uptade to the Solar Irradiance Spectrum Used in LOWTRAN and MODTRAN, in: *Proceedings Fourth Annual Airborne*

- GeoScience Workshop*, JPL Publ. 93-26. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p.81-84.
- Houghton, D.D. (1985). Handbook of applied meteorology. John Wiley, New York, 1461p.
- Idso, B. S. & Gates, D. M. (1966). The energy environment of plants. In: Norman, A G. (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, New York, p. 171-218.
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. London, Academic Press. 390p.
- Irvine, M. (1965). Light scattering by spherical particles: radiation pressure, asymmetry factor, and extinction cross section. *Journal of the Optical of America*, v.55, n.1, p.16-21.
- Isaacs, R. G & Vogelmann, A.M. (1988). Multispectral sensor data simulation based on the multiple scattering LOWTRAN Code. *Remote Sensing of the Environment*, 26(10):75-99.
- Kaufman, Y. J. & Tanré, D. (1992). Atmospherically resistant vegetation index (ARVI) for EOS-MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v.30, n.2, p.261-270.
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P. & Abreu, L. W. (1988). Users guide to LOWTRAN7, AFGL-TR-8-0177, Air Force Geophysics. Lab. Bedford, MA. 136p.
- Kruse, F.A., Raines, G.L & Watson, K. (1985). Analytical techniques for extraction geologic information from multichannel airborne spectroradiometer and airborne imaging spectrometer data, in: *Proceedings An Arbor ERIM*, San Francisco, CA, Vol.4, p 309-324.
- Liou, K.N. (1980). An Introduction to atmospheric radiation. Academic Press, New York, 392p.
- Moran, M. S., Bryant, R., Thome, K., Ni, W., Nouvellon, Y., Gonzalez-Dugo, M. P., Qi, J. & Clarke, T. R. (2001). A refined empirical line approach for reflectance

- factor retrieval from Landsat-5 TM and Landsat-7 ETM+. *Remote Sensing of Environment* 78:71–82
- Roberts, D. A., Yamaguchi, Y. & Lyon, R. J. P. (1986). Comparison of various techniques for calibration of AIS data, in: *Summaries of Airborne Earth Science Data Analysis Workshop*, JPL Publ. 86-35. Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, Vol. 1, p. 243-270.
- Schowengerdt, R. A. (1997). *Remote Sensing: Models and methods for image processing*. 2^a ed., Department of Electrical and Computer Engineering, University of Arizona, Tucson, Arizona, 522p.
- Slater, P. N. (1980). *Remote sensing: optics and optical systems*. Reading: Addison-Wesley, 575p.
- Smith, G. M., & Milton, E. J. (1999). The use of the empirical line method to calibrate remotely sensed data to reflectance. *International Journal of Remote Sensing*, 20, 2653– 2662.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J., Deschamps, P. Y. (1990). Description of a Computer Code to Simulated the Satellite Signal in the solar Spectrum: The 5S Code. *Int. J. Remote Sensing*, v.11, n.4, p.659-668.
- Tanré, D.; Deroo, C; Dehaut, P.; Herman, M.; Morcrette, J.J; Perbos, J.; Deschamps, P.Y. (1986). *Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum: User's Guide*. L.O.A, Lille, 149p.
- Vermote, E.; Tanre, D.; Deuze, J. L.; Herman, M. & Morcrette, J. J. (1996). *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), 6S User's Guide Version 1*. NASA-GSFC, Greenbelt, Maryland, 134 p.
- WMO (World Meteorological Organization). (1986). *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiotion computation*. World Climatic Program, WCP-112, WMO/ TD n. 24.

Zullo Júnior, J. (1994). Correção atmosférica de imagens de satélite e aplicações. Tese de Doutorado. Faculdade de Engenharia Elétrica, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Campinas. 191p.