

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-7254-TDI/697

**OBSERVAÇÃO DA RADIAÇÃO ULTRAVIOLETA SOLAR TIPO B EM
BANDA LARGA**

Ezequiel Echer

Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial, orientada pelo Dr. Volker Walter
Johann Heinrich Kirchhoff, aprovada em setembro de 1999.

INPE
São José dos Campos
1999

551.508.952

ECHER, E.

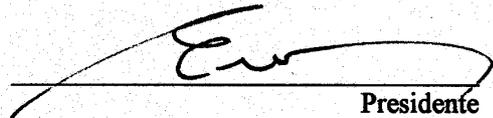
Observação da radiação ultravioleta solar tipo B em banda larga / E. Echer. – São José dos Campos: INPE, 1999.

145p. – (INPE-7254-TDI/697).

1.Radiação ultravioleta. 2.Ozônio. 3.Espessura óptica. 4.Atmosfera. I.Título

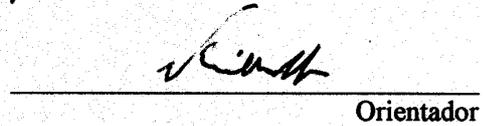
Aprovado pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de **Mestre**
em **Geofísica Espacial**.

Dr. Enio Bueno Pereira



Presidente

Dr. Volker Walter Johann H. Kirchhoff



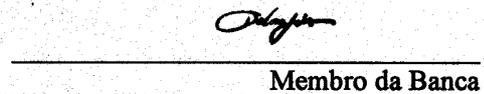
Orientador

Dr. Polinaya Muralikrishna



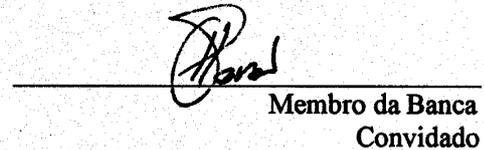
Membro da Banca

Dr. Delano Gobbi



Membro da Banca

Dr. Hamilton Pavão



Membro da Banca
Convidado

Candidato: Ezequiel Echer

São José dos Campos, 03 de setembro de 1999.

*“Há homens que lutam um dia e são bons.
Há homens que lutam um ano e são melhores.
Há homens que lutam muitos anos e são muito bons.
Mas há homens que lutam a vida toda e estes são imprescindíveis”.*

Bertold Brecht

“ Eu quero saber como Deus criou este mundo. Eu não estou interessado neste ou naquele fenômeno. Eu quero conhecer Seus pensamentos, tudo o mais são detalhes”

Albert Einstein.

“ Imagine que o mundo seja algo como uma gigantesca partida de xadrez sendo disputada pelos deuses, e que nós fazemos parte da audiência. Não sabemos quais são as regras do jogo, podemos apenas observar seu desenrolar. Em princípio, se observarmos por tempo suficiente, iremos descobrir algumas das regras. As regras do jogo é o que chamamos de física fundamental. “

Richard Feynmann.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, aos quais eu devo a própria existência, e familiares, pelo apoio em toda a minha vida.

Ao Dr. Volker Kirchhoff, pelo paciente trabalho de orientação e formação científica desempenhado no mestrado.

Ao Dr. Nelson Schuch, pelo trabalho de orientação acadêmica e pessoal durante o período de graduação e por ter me inserido no programa de pós-graduação do INPE.

À Dra. Neusa Paes Leme, administradora do Banco de Dados do Laboratório de Ozônio do INPE, pela paciência e eficiência demonstrada toda vez que algum dado era solicitado.

Aos pesquisadores e funcionários técnicos do Laboratório de Ozônio do INPE, pela ajuda e disposição demonstrada sempre que necessários.

Aos colegas pós-graduandos da Geofísica Espacial do INPE, pela ajuda e espírito de cooperação apresentados.

Aos meus muitos amigos, do INPE, de São José dos Campos e de Santa Maria, pelo companheirismo, apoio e amizade.

RESUMO

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) opera uma rede de medidores de radiação ultravioleta solar tipo B (UV-B) na superfície terrestre desde o início da década de 1990, em várias localidades no Brasil, na Bolívia, no Chile e na Antártica. Os instrumentos são constituídos de medidores de banda larga (Biômetro) e de banda estreita (radiômetro UV de superfície, espectrofotômetro Brewer). Várias análises de dados de UV-B são apresentadas, com ênfase em uma metodologia derivada do método de Langley para obtenção de espessuras ópticas atmosféricas na região espectral do ultravioleta. A metodologia foi aplicada aos dados de radiação global do espectrofotômetro Brewer. Os resultados obtidos para a espessura óptica atmosférica total foram comparados com resultados derivados de medidas de radiação direta utilizando também o Brewer, e a concordância entre ambos resultados foi boa. Com isto, a obtenção dos dados de radiação UV-B da rede do INPE poderá ser usada também sistematicamente, para o estudo de aerossóis. A metodologia desenvolvida foi também testada com os Biômetros, apesar destes não se enquadrarem nos requisitos do método de Langley. Os resultados obtidos com os instrumentos Biômetros, para a espessura óptica atmosférica total, foram concordantes com os obtidos pelo instrumento Brewer, em 310 e 320 nm.

OBSERVATIONS OF BROADBAND SOLAR UV-B RADIATION

ABSTRACT

The National Institute for Space Research (INPE), operates a network of solar ultraviolet B (UV-B) radiation meters, at ground level, since the 1990's, at sites in Brazil, Bolivia, Chile and Antarctica. The ultraviolet meters are broadband meters (UV-Biometer), and narrowband meters (Ground-based Ultraviolet Radiometers, Brewer Ozone Spectrophotometers). Several analyses of UV-B radiation are presented, with emphasis on a methodology derived from Langley's method to calculate the atmospheric total optical depth in the UV-B. This methodology was then applied to global radiation data measured by the Brewer spectrophotometer. The total optical depths obtained with global radiation were compared with total optical depths obtained with direct radiation data, also measured by the Brewer spectrophotometer, with good match. The methodology to calculate optical depths was then tested also for UV-Biometer data, although these do not follow the Langley requirements. The results obtained with UV-Biometer data for total optical depth were in good agreement with optical depths calculated from the Brewer data, at 310 and 320 nm.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	13
1.1 Objetivo Geral	16
1.2 Objetivos Específicos	16
CAPÍTULO 2 TEORIA E MÉTODOS	17
2.1 Conceitos de Transferência Radiativa	17
2.2 A Emissão de Radiação pelo Sol	18
2.3 A Radiação Ultravioleta Solar na Atmosfera Terrestre.....	21
2.4 Atenuação da Radiação UV Solar na Atmosfera Terrestre	25
2.4.1 Absorção da Radiação UV Solar pelo Ozônio Atmosférico	25
2.4.2 Espalhamento de Radiação	27
2.4.3 Espalhamento Molecular Rayleigh.....	28
2.4.4 Espalhamento Mie por Aerossóis	29
2.5 Lei de Beer para a Atenuação da Radiação.....	30
2.6 Obtenção da Espessura Óptica Atmosférica pelo Método de Langley.....	34
2.7 Sensibilidade Biológica da Radiação UV	37
CAPÍTULO 3 INSTRUMENTAÇÃO BÁSICA	41
3.1 Tipos de Instrumentos Detectores de UV	41
3.1.1 Biômetro	41
3.1.2 Radiômetro UV de Superfície – GUV	42
3.1.3 Espectrofotômetro Brewer.....	43
3.1.4 Medidores Portáteis de Radiação UV.....	45
3.2 A Rede de Medidores do INPE.....	45
CAPÍTULO 4 RESULTADOS: CARACTERIZAÇÃO DA RESPOSTA INSTRUMENTAL DO BIÔMETRO	49
CAPÍTULO 5 RESULTADOS DAS MEDIDAS DA RADIAÇÃO UV DIFUSA	53
5.1 Descrição das observações e resultados	53
5.2 Comparação com resultados da literatura	60
CAPÍTULO 6 ANÁLISE DE DADOS DA RADIAÇÃO ULTRAVIOLETA SOLAR EM BANDA ESTREITA	63
6.1 Análise Comparativa das Observações Efetuadas em La Paz e em Cuiabá.....	63

CAPÍTULO 7 ANÁLISE DE DADOS DA VARIAÇÃO SAZONAL E ESPACIAL DA RADIAÇÃO UV-B DE BANDA LARGA	79
7.1 Medidas com os Sensores Portáteis de UV	79
7.2 Apresentação dos Dados da Rede de Medidores Biômetro UV do INPE..	82
7.3 Análise da Variação Sazonal e Espacial da Radiação UV-B	83
7.4 Cálculo dos Índices UV	91
CAPÍTULO 8 DEDUÇÃO DA ESPESSURA ÓPTICA ATMOSFÉRICA NA REGIÃO ESPECTRAL DO ULTRAVIOLETA.....	95
8.1 Introdução	95
8.2 O método de Langley	95
8.2.1 Pré-requisitos do método de Langley.....	96
8.3 Resultados Obtidos com o Espectrofotômetro Brewer – Medidas de Radiação Direta	97
8.4 Resultados Obtidos com o Espectrofotômetro Brewer – Medidas de Radiação Global	100
8.5 Comparação dos Resultados – Radiação Global X Radiação Direta	108
8.6 Variação Sazonal da Espessura Óptica Total no UV	111
8.7 Aplicação do Método de Langley aos Dados do Biômetro	113
8.8 Resultados obtidos em agosto de 1999.....	115
8.9 Análise das séries temporais de La Paz e Campo Grande	117
8.10 Intercomparação dos Resultados – Biômetro e Brewer.....	120
8.11 Comentários Finais sobre os Resultados Obtidos para as Espessuras Ópticas Atmosféricas	124
CAPÍTULO 9 CONCLUSÕES	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
APÊNDICE - A CALIBRAÇÃO DOS MEDIDORES PORTÁTEIS DE UV	139
APÊNDICE - B ARQUIVOS DE DADOS GERADOS PELOS PROGRAMAS PARA O CÁLCULO DE ESPESSURAS ÓPTICAS	143

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre está sofrendo um processo de mudança, e a ação do homem é um importante elemento forçante. A injeção de gases de origem antropogênica na atmosfera vem alterando sua composição química, e conseqüentemente a estrutura térmica e dinâmica. Por exemplo, a injeção de compostos de cloro desde meados do século XX na atmosfera constitui uma fonte de elementos destruidores do ozônio atmosférico (Molina e Rowland, 1974; McElroy et al., 1986). A descoberta nas últimas duas décadas da redução do ozônio atmosférico global e o fenômeno do buraco de ozônio antártico (Solomon et al., 1986; Hamil et al., 1991) despertou uma preocupação na comunidade científica quanto à possibilidade de aumentar a intensidade de radiação ultravioleta (UV) solar na superfície terrestre. Conseqüentemente o interesse por medidas de radiação UV solar vem crescendo.

A análise de dados de satélites e de medidores de superfície mostra uma forte tendência de decréscimo do ozônio total a nível global. Bojkov et al. (1995) analisaram os dados de 46 estações de superfície utilizando o espectrofotômetro Dobson, para o período 1964–1994, e encontraram tendências de declínio no ozônio em latitudes médias, na faixa de 35° – 60°, de cerca de -4,3%/década e -4,1%/década para os hemisférios Norte e Sul, respectivamente, desde janeiro de 1979. Dados do instrumento *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS), apresentam tendências de decréscimo na década de 1980 para a faixa latitudinal de 45° N e 45° S de -3%/década para o Hemisfério Norte e -4,3 %/década para o Hemisfério Sul (Frederick e Lubin, 1994). O ozônio absorve fortemente no ultravioleta solar e uma redução significativa no ozônio total pode acarretar um aumento apreciável no fluxo ultravioleta solar na superfície terrestre. Estima-se a partir de cálculos de transferência radiativa que uma redução de 4 a 5 % no ozônio atmosférico total

implicaria em um aumento de aproximadamente 20% na radiação ultravioleta solar. E levando-se em conta a sensibilidade biológica, uma redução de 1% no ozônio total poderia causar um aumento de 1,2% na radiação UV biologicamente ativa (Krzýscin, 1996).

A medida de radiação UV solar na superfície é extremamente difícil devido à sua pequena intensidade e à falta de radiômetros confiavelmente calibrados e sensíveis apenas ao UV solar (Sasaki et al., 1993; Weatherhead, 1997). Além disso, a incerteza na estabilidade dos detectores padrões e métodos de calibração tornam difícil a manutenção da precisão a longo prazo (Kerr e McElroy, 1993; Weatherhead et al., 1997). Por isso, a detecção de uma tendência de longo período para a intensidade na superfície terrestre da radiação ultravioleta é mais difícil do que a detecção da redução do ozônio atmosférico. Além das dificuldades instrumentais, também deve-se considerar o fato da radiação solar na superfície terrestre ser uma função de muitas variáveis, como por exemplo o ângulo solar de zênite (*solar zenith angle*) - *sza*, a latitude geográfica, a altitude, o ozônio total, a coluna atmosférica de aerossóis, a nebulosidade, o albedo superficial, entre outros fatores (Coulson, 1975; Krzýscin, 1996). Portanto, para a detecção de uma tendência na radiação UV associada à redução no ozônio atmosférico são necessárias observações de longo período e um estudo comportamental da radiação UV e suas variações em função das várias variáveis das quais ela é dependente.

O estudo da ação da radiação UV é muito importante nos países tropicais levando-se em conta que naturalmente a camada de ozônio já é mais delgada na região equatorial, e a radiação solar mais intensa, o que faz com que países como o Brasil detenham os maiores Índices de radiação UV do planeta. Uma redução no ozônio implicaria num aumento ainda maior deste Índice de UV (Kirchhoff, 1995).

Além do problema do declínio global do ozônio atmosférico, há ainda o fenômeno conhecido como o buraco de ozônio antártico, uma grande redução na coluna total de ozônio sobre o continente antártico na primavera austral (Hamil et al., 1991). Embora a Antártica seja uma região despovoada, efeitos secundários deste fenômeno já se fizeram sentir sobre o continente Sul - Americano, em regiões densamente povoadas, conforme o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), em convênio com a Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), observaram em 1993, no Brasil, em Santa Maria no Rio Grande do Sul (Kirchhoff et al., 1993; Kirchhoff et al., 1996). Em Punta Arenas, no Chile, o INPE, em convênio com a Universidad de Magallanes, observaram durante a passagem do buraco de ozônio antártico sobre a localidade uma forte redução do ozônio total (Kirchhoff et al., 1993; Cassicia, 1996; Kirchhoff et al., 1997a.; Kirchhoff et al., 1997b; Kirchhoff et al., 1997c). Em consequência deste fato os níveis da intensidade da radiação UV-B, em 296 nm - 297 nm, apresentaram um aumento de pelo menos dez vezes em relação a períodos de normalidade no ozônio total (Kirchhoff et al., 1997c; Zamorano, 1997). As observações mostram que uma redução, mesmo que temporária, na coluna total de ozônio, provoca um aumento da radiação UV na superfície terrestre significativo nos comprimentos de onda $\lambda < 320$ nm.

A presente Dissertação de Mestrado pretende o estudo comportamental da radiação UV solar na superfície terrestre utilizando a rede de medidores de UV do INPE. Estudos específicos foram realizados sobre as características da Radiação UV: Fundamentação Teórica (Capítulo 2), Instrumentação (Capítulo 3), Caracterização da resposta instrumental do Biômetro (Capítulo 4), Medidas de Radiação Difusa (Capítulo 5), Distribuição Espectral de Irradiância em Função do Ozônio Total e Ângulos Solares de Zênite (Capítulo 6), Variação Sazonal de Radiação em Banda Larga (Capítulo 7) e Desenvolvimento da Metodologia para o Cálculo de Espessura Óptica Atmosférica utilizando o Método de Langley (Capítulo 8). E no Capítulo 9 são apresentadas as conclusões desta Dissertação. Dois Apêndices foram estruturados: Calibração

dos Medidores UV modelo 3d (Apêndice A), e Arquivos de Dados Gerados pelos Programas para Cálculo de Espessuras Ópticas (Apêndice B).

1.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é o estudo comportamental da radiação ultravioleta solar na superfície terrestre e fenômenos atmosféricos correlatos, pela análise dos dados obtidos com a rede de detectores de UV do INPE.

1.2 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos propostos para este trabalho são:

- 1) Obter medidas da componente difusa da radiação UV-B global. Apresentado no Capítulo 5.
- 2) Estudo da irradiância espectral na superfície terrestre. Apresentado no Capítulo 6.
- 3) Análise das variações temporais e espaciais da radiação UV-B em banda larga – Apresentado no Capítulo 7.
- 4) Desenvolver uma metodologia para aplicar o Método de Langley aos dados dos medidores de UV e obter estimativas da espessura óptica atmosférica total e espessura óptica de aerossóis - Apresentado no Capítulo 8.

CAPÍTULO 2

TEORIA E MÉTODOS

2.1 Conceitos de Transferência Radiativa

Um campo radiativo é o campo eletromagnético transportado pelas ondas entre a fonte emissora e o detector receptor. A energia associada com as ondas eletromagnéticas é chamada energia radiante “Q” dada em unidades de energia [J].

Algumas quantidades radiométricas básicas são definidas a seguir, segundo o conceito dado por Lenoble (1993) :

- a) **Fluxo radiante:** é a energia radiante emitida, transportada ou recebida por unidade de tempo. Na teoria eletromagnética, “ ϕ ” é o fluxo do vetor de Poynting.

$$\phi = dQ/dt \text{ [W]} \quad (2.1)$$

- b) **Densidade de fluxo radiante:** é o fluxo radiante “ $d\phi$ ” que cruza qualquer elemento de superfície “ dS ”, que pode ser parte de uma fonte ou um detector, ou mesmo uma superfície fictícia, sem considerar as direções. A densidade de fluxo radiante é chamada Irradiância (definida como **E**) quando a radiação é recolhida sob uma superfície e Exitância Radiante quando emitida por uma fonte.

$$F = d\phi/dS \text{ [Wm}^{-2}\text{]} \quad (2.2)$$

c) **Intensidade radiante:** é o fluxo radiante “ $d\phi$ ” transportado no ângulo sólido “ dw ”. Não é muito usada, exceto para caracterizar a emissão de fontes pontuais.

$$R = d\phi/dw \text{ [W Sr}^{-1}\text{]} \quad (2.3)$$

d) **Radiância:** é o fluxo radiante “ $d^2\phi$ ” em um ângulo sólido “ dw ” atravessando uma superfície “ $d\Sigma$ ” perpendicular ao eixo do feixe de radiação. A radiância dá a descrição completa do campo radioativo por descrevê-lo em termos de direção de incidência.

$$L = \partial^2\phi/\partial w\partial\Sigma \text{ [Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\text{]} \quad (2.4)$$

As mesmas quantidades acima podem ser definidas em termos de quantidades monocromáticas, para um comprimento de onda específico. Assim tem-se por exemplo que E_ν e E_λ são chamadas irradiâncias espectrais ou monocromáticas, definidas por:

$$dE = E_\nu d\nu = E_\lambda d\lambda \quad (2.5)$$

Também importante é a definição de irradiação ou insolação (*insolation*), isto é, a exposição radiante para um período entre os tempos t_1 e t_2 , e dada em unidades de $[\text{J m}^{-2}]$; corresponde à integral da curva da Irradiância em função do tempo para t_1 e t_2 fixos (Lenoble, 1993).

2.2 A Emissão de Radiação pelo Sol

O Sol é a fonte de praticamente toda energia que entra no planeta Terra, e do ponto de vista de atmosferas planetárias a radiação solar constitui a força

motriz para processos térmicos, dinâmicos e químicos (Brasseur e Solomon, 1986). O Sol emite um espectro contínuo de energia, com o máximo situado na região do visível 400 nm – 780 nm, com uma curva similar à da radiação de um corpo negro emitindo a ~ 6000 K, seguindo aproximadamente a lei de Plank para a emissão de radiação (Coulson, 1975; Brasseur e Solomon, 1986; Kirchhoff, 1991). O espectro solar emitido é constituído principalmente por um contínuo originário da fotosfera e cromosfera e também por emissões na corona e cromosfera (Kivelson e Russel, 1997). A radiação solar no ultravioleta (10 nm – 400 nm) origina-se na fotosfera e cromosfera solar, tanto em emissão de linhas como em *continuum* (Woods et al., 1996).

A radiação solar é atenuada na atmosfera terrestre por espalhamento e absorções devido a uma série de compostos químicos. A Figura 2.1 apresenta ilustrativamente o espectro solar fora da atmosfera e na superfície terrestre, a curva de radiação de corpo negro a 5900 K, e as principais bandas de absorção atmosféricas.

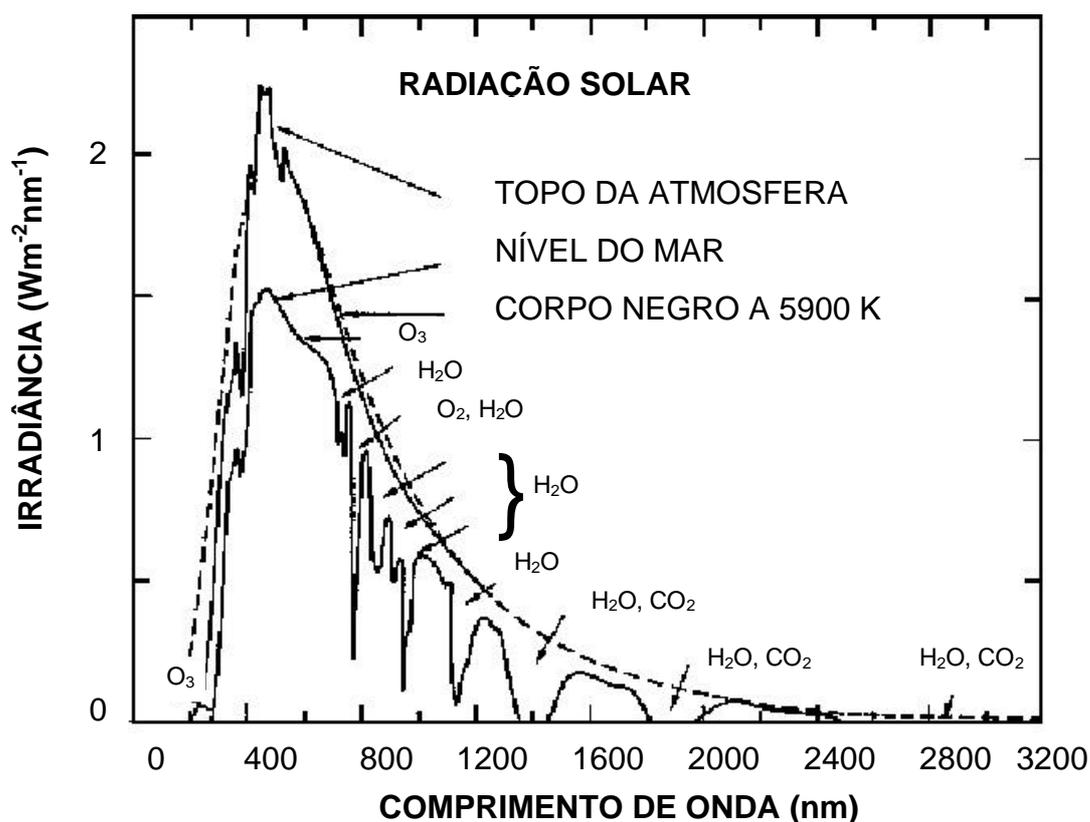


Fig. 2.1 - Espectro Solar – comparação entre a curva de corpo negro a 5900 K, a irradiância no topo da atmosfera e a irradiância ao nível do mar. Também observam-se as principais bandas de absorção molecular na atmosfera.

FONTE: Adaptada de Brasseur e Solomon (1986, p.100).

A radiação solar apresenta variações temporais tanto de períodos longos como de períodos curtos. A variação conhecida como variação solar de 11 anos, associada ao ciclo das manchas solares, é um exemplo de variação da radiação solar de longo período. A variação associada ao período de rotação solar, de 27 dias, é um exemplo de variação de curto período (Kivelson e Russel, 1995; Rikus, 1997). A evolução dinâmica de regiões solares ativas e a ocorrência de explosões solares podem aumentar durante um curto período, tipicamente de alguns minutos, a emissão de radiação pelo Sol em comprimentos de onda mais curtos (Donnelly, 1988; Kivelson e Russel, 1995). As variações principais no UV ocorrem em comprimentos de onda < 290 nm (Donnelly, 1988), e a radiação em comprimentos de onda maiores apresenta

variações temporais inferiores a 1% (Rikus, 1997), de maneira que a radiação UV acima de 290 nm pode ser considerada constante em curtos períodos de tempo, como por exemplo ao longo de um dia.

2.3 A Radiação Ultravioleta Solar na Atmosfera Terrestre

A radiação no ultravioleta é apenas uma pequena parte do espectro solar, seu valor sendo da ordem de 8% a 9% da radiação solar total incidente no topo da atmosfera terrestre para comprimentos de onda < 400 nm e 1,4% para comprimentos de onda < 300 nm (Frederick e Lubin, 1994; Woods et al., 1996). Entretanto, a radiação UV é de grande importância na estruturação da atmosfera terrestre e também tem grande ação na biosfera (Frederick e Lubin, 1988; Madronich, 1993). A radiação de comprimentos de onda mais curtos é responsável na atmosfera superior pela formação de uma camada ionizada importante para a rádio - propagação, a ionosfera (Kirchhoff, 1991; Kivelson e Russel, 1995). A radiação com comprimentos de onda intermediários atua na mesosfera e estratosfera como elemento forçante em uma série de reações fotoquímicas, incluindo o importante mecanismo de formação da molécula de ozônio (Finlayson e Pitts, 1986; Kirchhoff, 1991). A absorção de radiação UV na atmosfera terrestre influencia na distribuição de temperatura, na fotoquímica e no balanço de *momentum*, determinando as estruturas da estratosfera, mesosfera e termosfera inferior (Woods et al., 1996). O UV pode produzir alguns efeitos danosos à biosfera tais como: redução no crescimento de plantas, efeitos nos sistemas aquáticos de algas, redução da pesca, e sobre os humanos, câncer de pele e cataratas (Kirchhoff, 1995, 1996; Zamorano, 1997).

A radiação ultravioleta solar incidente no topo da atmosfera depende basicamente da distância Terra - Sol e de variações da atividade solar. Já na atmosfera terrestre a intensidade de radiação UV detectada na superfície terrestre é uma função de várias variáveis, dependendo de gases

absorvedores, gases e partículas espalhadores, nebulosidade, albedo do solo, latitude geográfica, altitude, ângulo solar de zênite entre outros fatores (Robinson, 1966; Coulson, 1975; Lenoble, 1993).

A radiação ultravioleta é atenuada à medida que penetra na atmosfera. A radiação de comprimentos de onda mais curtos é atenuada no topo da atmosfera, principalmente por O e NO; na média atmosfera o O₂ e o O₃ absorvem a radiação de comprimentos de onda médios; e na superfície terrestre a radiação de comprimentos de onda mais longos penetra com pouca atenuação, por não haver forte absorção molecular na atmosfera nesta região espectral (Brasseur e Solomon, 1986). A Figura 2.2 representa a penetração da radiação UV na atmosfera terrestre em função do comprimento de onda. As altitudes correspondem a uma atenuação de um fator de 1/e (e = Número de Euler = 2,718) da radiação.

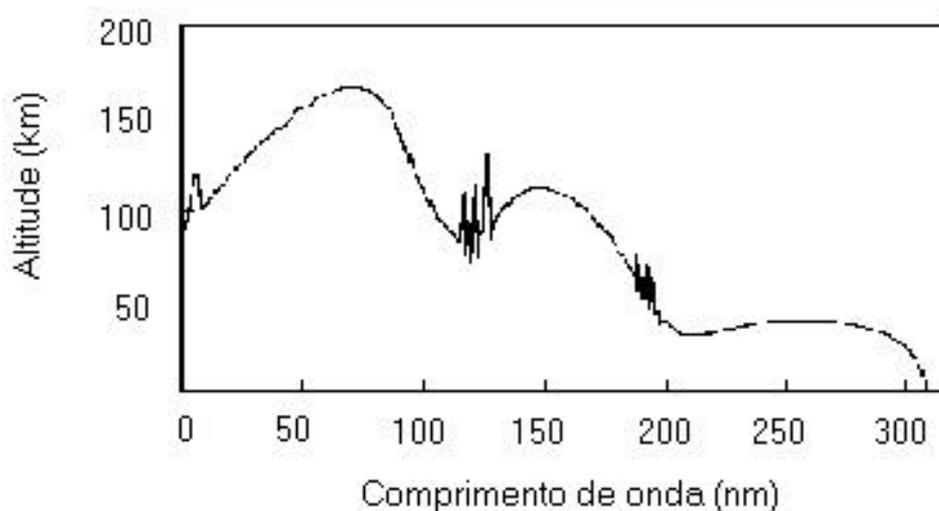


Fig. 2.2 - Distribuição da atenuação da irradiância de UV solar em função da altitude.

FONTE: Adaptada de Brasseur e Solomon (1986, p. 92).

A radiação UV pode ser classificada em faixas espectrais de acordo com critérios específicos. A classificação usualmente utilizada é a que separa a energia observada da radiação UV em bandas de acordo com a proximidade aos comprimentos de onda da radiação visível. Assim, classifica-se a radiação UV (Coulson, 1975) em Ultravioleta Próximo (NUV – *near ultraviolet*, 300 nm – 400 nm), Ultravioleta Médio (MUV – *middle ultraviolet*, 200 nm – 300 nm), Ultravioleta Distante (FUV – *far ultraviolet*, 100 nm – 200 nm) e Ultravioleta Extremo (EUV/XUV - *extreme ultraviolet*, 10 nm – 100 nm). A Tabela 2.1 apresenta a classificação considerada.

TABELA 2.1 - CLASSIFICAÇÃO ESPECTRAL DO UV SOLAR QUANTO À PROXIMIDADE COM A FAIXA DO VISÍVEL

FAIXA	INTERVALO ESPECTRAL (nm)
Ultravioleta Próximo	300 – 400
Ultravioleta Médio	200 – 300
Ultravioleta Distante	100 – 200
Ultravioleta Extremo	10 – 100

FONTE: Adaptada de Coulson (1975).

Outra classificação universalmente adotada baseia-se em critérios de acordo com a interação biológica da radiação UV. De acordo com este critério, a radiação é classificada em **UV-A, 320 nm – 400 nm; UV-B, 280 nm – 320 nm,** e **UV-C, < 280 nm** (Robinson, 1966). A Figura 2.3 apresenta o Espectro Eletromagnético com a localização das faixas UV-A, UV-B e UV-C em função de seus comprimentos de onda dados em “nm”.

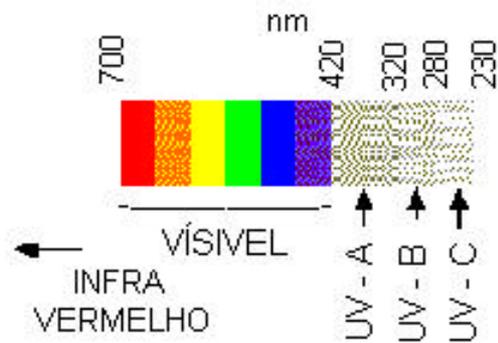


Fig. 2.3 – Espectro eletromagnético centrado na região do visível e apresentando as faixas do ultravioleta.
 FONTE: Parkinson (1998).

A radiação na faixa do UV–A compreende aproximadamente 6,3% da emissão da energia total do Sol (Frederick e Lubin, 1994). A absorção pela atmosfera é muito fraca e em consequência a maior parte da radiação UV–A atinge o solo. O retro - espalhamento por nuvens é a principal fonte de opacidade atmosférica nesta faixa (Robinson, 1966; Frederick e Lubin, 1994).

A radiação na faixa UV–B é mais energética, correspondendo a 1,5 % da energia total do Sol (Frederick e Lubin, 1994), tendo o maior efeito biológico na superfície terrestre (Kirchhoff, 1995). Esta faixa é fortemente absorvida pelo ozônio, mas uma parcela significativa ainda atinge a superfície terrestre.

A radiação na faixa UV–C corresponde a cerca de 1% da emissão solar (Frederick e Lubin, 1994) e não atinge a superfície terrestre devido à forte absorção na atmosfera pelo ozônio e oxigênio molecular. Sua importância reside em dirigir a química da estratosfera e a formação da camada de ozônio (Frederick e Lubin, 1994).

2.4 Atenuação da Radiação UV Solar na Atmosfera Terrestre

2.4.1 Absorção da Radiação UV Solar pelo Ozônio Atmosférico

A existência de ozônio na atmosfera terrestre e o fato do ozônio ser um forte absorvedor no ultravioleta influem decisivamente na estrutura da atmosfera. A existência da camada de ozônio determina a inversão no perfil de temperatura na tropopausa e o máximo secundário de temperatura na estratopausa, sendo uma fonte de calor na estratosfera, alimentando diversos processos dinâmicos que contribuem para o sistema de circulação global atmosférico (Whitten e Prasad, 1985; Brasseur e Solomon, 1986).

O ozônio é produzido na estratosfera através de uma série de reações que iniciam com a fotodissociação do oxigênio molecular. O mecanismo básico de produção de ozônio pode ser representado pelas expressões:



Este mecanismo de produção de ozônio é contrabalanceado por vários mecanismos de perda, sendo os principais a recombinação do ozônio com o oxigênio e ciclos catalíticos envolvendo H, NO_x e Cl (Whitten e Prasad, 1985; Brasseur e Solomon, 1986), além da absorção de radiação solar pelo ozônio nas suas bandas de absorção, definidas a seguir, na reação apresentada na expressão 2.8:



onde **DI₁** e **DI₂** correspondem às bandas de absorção molecular do ozônio de Hartley (200-310 nm) e Huggins (310-350 nm).

O balanço entre estes mecanismos de perda e o mecanismo de produção resulta na formação da chamada camada de ozônio, que é a região na atmosfera em que a concentração de ozônio atinge seu máximo, em torno de 20 - 25 km. A altura de máxima concentração de ozônio na atmosfera varia de acordo com a latitude geográfica, por influência da distribuição latitudinal de radiação solar que influi tanto na criação quanto na dissociação do ozônio (Whitten e Prasad, 1985; Brasseur e Solomon, 1986).

O ozônio absorve fortemente em duas bandas na região do ultravioleta. A banda de Hartley (**DI₁** na expressão 2.8) do ozônio é localizada entre 200 nm e 310 nm, com um grande máximo próximo a 250 nm - 260 nm. Próximo a 300 nm a banda de Hartley sobrepõe-se com a banda de Huggins (**DI₂** na expressão 2.8), que estende-se até 350 nm. A absorção pelo ozônio é responsável pelo limite ultravioleta do espectro solar na superfície terrestre. As bandas de Hartley e Huggins não apresentam estruturas de linhas, mas pequenas oscilações superpostas ao contínuo (Lenoble, 1993).

A Figura 2.4 apresenta a seção reta de absorção molecular para o ozônio na temperatura de 226 K para a faixa 290 nm - 325 nm, obtidos por Molina e Molina (1986). Observa-se pela Figura 2.4 que a seção reta de absorção molecular decai exponencialmente com o comprimento de onda na região espectral considerada, ou seja, a absorção de radiação pelo ozônio é mais intensa em comprimentos de onda mais curtos.

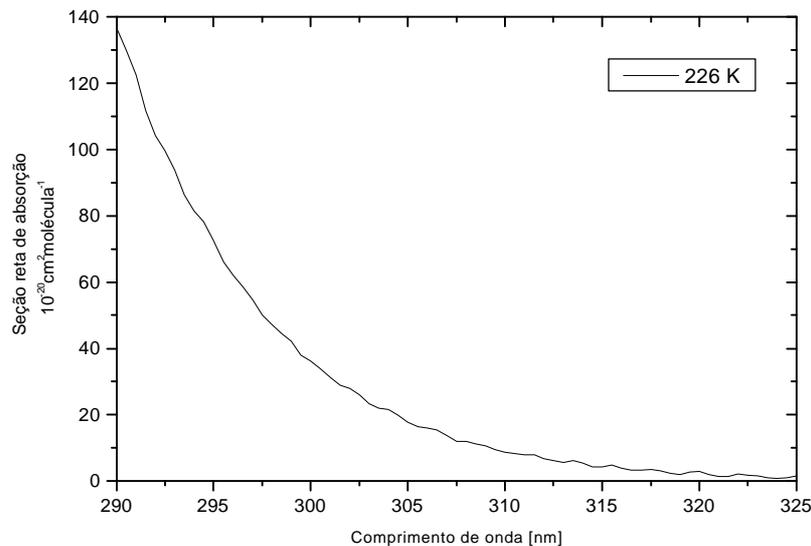


Fig. 2.4 – Seção de absorção molecular de ozônio (290 - 325 nm) -temperatura de 226 K. Faixa medida pelo espectrofotômetro Brewer.
 FONTE: Dados de Molina e Molina (1986).

2.4.2 Espalhamento de Radiação

Nas camadas mais densas da atmosfera, a radiação solar sofre espalhamento múltiplo devido à presença de grandes concentrações de moléculas do ar e partículas de aerossóis. O espalhamento é um processo físico pelo qual uma partícula no caminho de uma onda eletromagnética absorve energia da onda incidente e re-irradia a energia em todas as direções. A intensidade relativa da luz espalhada depende fortemente da razão do tamanho da partícula “D” ao comprimento de onda “ λ ” da radiação incidente (McCartney, 1976; Lenoble, 1993). O parâmetro de tamanho de Mie, $x = 2\pi r/\lambda$, indica a relação entre o tamanho da partícula e o comprimento de onda da radiação.

Para valores do parâmetro de tamanho de Mie pequenos – a luz espalhada é distribuída igualmente nas direções frontal e reversa em relação ao feixe luminoso incidente da partícula espalhadora – **Espalhamento Rayleigh**.

Para valores do parâmetro de tamanho de Mie grandes – partículas maiores – a luz é concentrada na direção frontal do feixe luminoso incidente – **Espalhamento Mie por aerossóis.**

2.4.3 Espalhamento Molecular Rayleigh

A teoria de Rayleigh para o espalhamento de radiação considera que os elementos espalhadores sejam partículas esféricas, isotrópicas, bem menores que o comprimento de onda da luz e mais densas que o meio vizinho. O espalhamento varia inversamente com a quarta potência do comprimento de onda da radiação. A explicação física para o espalhamento é que uma molécula sujeita a um campo elétrico terá um momento de dipolo induzido. A molécula está polarizada sobre a influência do campo; esta polarizabilidade é a base de todo espalhamento e refração. Quando o campo varia periodicamente, como em uma onda eletromagnética, o valor do momento de dipolo oscila sincronicamente com o campo. Como a molécula é isotrópica, o eixo do momento de dipolo sempre se alinha com o vetor elétrico da onda passante. E como a molécula é muito pequena comparada aos comprimentos de onda típicos da radiação, a fase instantânea da onda é uniforme sobre a molécula. E o dipolo induzido da molécula irá emitir radiação de mesma frequência da onda incidente e em todas direções. (McCartney, 1976).

A expressão teórica para a seção reta de espalhamento Rayleigh é uma função do comprimento de onda, do índice de refração do ar e da densidade numérica de partículas. Em termos práticos utilizam-se fórmulas empíricas, como a de Frölich e Shaw (Teillet, 1990; Madronich, 1993):

$$s_R = \frac{3,90 * 10^{-28}}{l^x}, x = 3,916 + 0,074 * l + 0,05 * l^{-1} \quad (2.9)$$

Nesta equação, o comprimento de onda “ λ ” é expresso em microns e a seção reta de espalhamento em cm^2 .

2.4.4 Espalhamento Mie por Aerossóis

Aerossóis são partículas pequenas, mas bem maiores que moléculas, sólidas ou líquidas encontradas mesmo na atmosfera mais limpa. Os aerossóis muito pequenos, entre 0,01 micrometro e 0,1 micrometro, desempenham também um importante papel na formação de nuvens, permitindo a condensação de vapor de água em gotas líquidas ou cristais; eles são chamados núcleos de condensação de nuvens. Do ponto de vista da radiação, os aerossóis importantes estão principalmente no intervalo de tamanhos entre 0,1 micrometro - 1,0 micrometro (McCartney, 1976; Lenoble, 1993).

As principais fontes de aerossóis são o sal do mar, a poeira dos desertos, detritos vulcânicos, conversão gás - partículas (sulfatos, orgânicos, nitratos), poeira extraterrestre, fontes biológicas e antropogênicas. A remoção da atmosfera ocorre principalmente por deposição seca, evaporação e precipitação.

Como a maior parte das fontes de aerossóis está na superfície terrestre, os aerossóis estão mais concentrados nas camadas inferiores da troposfera, onde seu tempo de residência é da ordem de um dia a alguns dias. A concentração de aerossóis é muito variável com o tempo e localização, e está relacionada as condições de produção e transporte (Lenoble, 1993; Rikus, 1997).

O espalhamento por partículas de qualquer tamanho e forma pode em princípio ser resolvido com a teoria de Mie, que baseia-se em equações eletromagnéticas clássicas com condições de continuidade na fronteira entre as partículas e seus arredores (McCartney, 1976).

2.5 Lei de Beer para a Atenuação da Radiação

A atenuação da radiação na matéria ocorre por dois processos básicos: absorção e espalhamento. A lei que descreve a atenuação da radiação na matéria é a lei de Beer (ou lei de Beer – Bouguert – Lambert). Absorção e espalhamento ocorrem simultaneamente e a atenuação da radiação em um meio real é expressa pela seção reta de extinção (*extinction cross section*) σ_e definido pela soma das seções retas de absorção e espalhamento:

$$\mathbf{S}_e = \mathbf{S}_a + \mathbf{S}_s \quad (2.10)$$

A seção reta de extinção é um fator de ponderação indicando a eficiência em cada comprimento de onda com que a molécula absorve ou espalha a radiação, ou também pode ser compreendida em termos da probabilidade de uma molécula absorver um fóton incidente (Rikus, 1997).

O espalhamento é um processo que pode reduzir a energia radiante transmitida por uma camada de material. Contrariamente à absorção, a energia radiante espalhada permanece na forma de radiação, mas é perdida quanto à direção de propagação da energia incidente.

Para quantificar a atenuação de radiação em um meio contendo um material opticamente ativo, define-se a espessura óptica, ou profundidade óptica, que em problemas atmosféricos refere-se à espessura óptica medida verticalmente acima de um dado nível de referência. A espessura óptica indica a quantidade de material absorvedor e espalhador opticamente ativo encontrado no caminho atravessado pelo feixe de radiação, sendo adimensional, e é expressa como a integral ao longo do caminho óptico do produto entre a quantidade total de moléculas presentes no meio e a seção reta de extinção (absorção ou

espalhamento), para cada comprimento de onda. A espessura óptica é expressa por:

$$t_I = \int \sigma_I N(x) dx \quad (2.11)$$

sendo σ_λ a seção reta de extinção, dx o caminho de integração e $N(x)$ a densidade numérica por volume de átomos ou moléculas absorvedores/espalhadores (Coulson, 1975).

A radiação solar ao atravessar a atmosfera terrestre é atenuada devido a sua interação com a matéria. Se a irradiância monocromática que ingressa no meio é E_λ e após atravessar uma espessura ds do meio a intensidade que sai é $E_\lambda + dE_\lambda$, a atenuação da radiação pode ser expressa na forma :

$$dE_I = -k_I E_I ds \quad (2.12)$$

sendo “ k_λ ” o coeficiente de absorção volumétrico [cm^{-1}] e ds a espessura do material absorvedor ou comprimento de caminho para a radiação. O coeficiente de absorção volumétrico relaciona-se com a seção reta de extinção por:

$$k_I = \sigma_I N \quad (2.13)$$

sendo N a densidade numérica do meio, [$\text{partículas}/\text{cm}^3$].

A Figura 2.5 representa a extinção de radiação ao atravessar um meio, sendo $E_i = E_\lambda$ a irradiância incidente e $E_e = E_\lambda + dE_\lambda$ irradiância emergente.

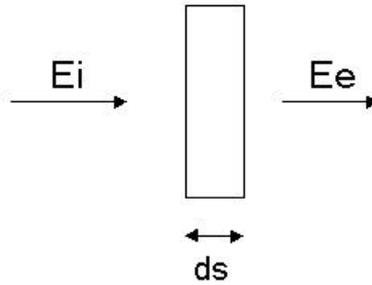


Fig. 2.5 – Representação da extinção da radiação incidente, $E_i = E_\lambda$, pelo meio (retângulo) de espessura ds , resultando em uma radiação emergindo do meio E_e igual a $E_\lambda + dE_\lambda$ sendo que dE_λ representa a quantidade de radiação atenuada pela matéria do meio.

Integrando-se a equação 2.12, e utilizando-se a relação 2.13, obtém-se:

$$E_1 = E_{1o} \exp\left(-\int S_1 N ds\right) \quad (2.14)$$

Na equação 2.14, $E_{\lambda o}$ pode representar a irradiância espectral extraterrestre ou no topo da atmosfera terrestre.

Para a atmosfera terrestre, o comprimento de caminho “ ds ” é definido em termos do comprimento de caminho na vertical “ dz ” e do ângulo solar de zênite “ sza ”. A Figura 2.6 apresenta a geometria dos comprimentos de caminho na atmosfera terrestre.

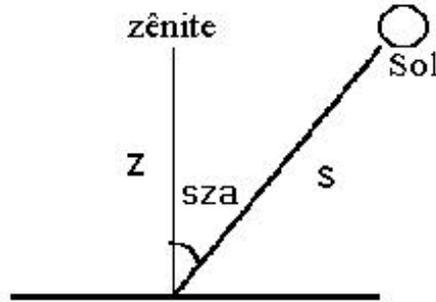


Fig. 2.6 - Geometria da atenuação da radiação solar pela atmosfera, em relação ao ponto de zênite, perpendicular a superfície terrestre. O ângulo formado entre a posição do Sol e o zênite é denominado ângulo solar de zênite “sza”. Para uma aproximação plano-paralela da atmosfera, a massa de ar atravessada pelo feixe de radiação é dado por $\mu = \sec(\text{sza})$.

Conclui-se da Figura 2.6 que $ds = dz \sec(\text{sza})$ e a equação 2.14 pode ser escrita na forma:

$$E_I = E_{I_0} \exp(-\sec(\text{sza}) \int \mathbf{s}_I N dz) \quad (2.15)$$

Na equação 2.15, a integral equivale a definição da espessura óptica dada pela Equação 2.11. E o termo $\sec(\text{sza})$ pode ser substituído pela “massa de ar μ ”, a qual é definida como um termo para descrever o caminho atravessado pela radiação solar para atingir a superfície terrestre, sendo dada pelo quociente entre o comprimento de caminho da radiação solar direta através da atmosfera, pelo comprimento de caminho vertical na atmosfera. Para ângulos solares de zênite $< 60^\circ$, a aproximação $\mu = \sec(\text{sza})$ é válida, pois nesse caso a aproximação plano-paralela para a atmosfera terrestre é válida (Finlayson and Pitts, 1986). A equação 2.15 pode ser escrita como:

$$E_I = E_{I_0} \exp(-t_I m) \quad (2.16)$$

A equação 2.16 representa a lei de Beer para a atenuação da radiação solar pela atmosfera planetária.

2.6 Obtenção da Espessura Óptica Atmosférica pelo Método de Langley

O Método de Langley foi criado por Samuel P. Langley do Smithsonian Institution, para determinar a constante solar no início do século XX (Johnson, 1954). Langley observou que a atenuação da energia solar dependia linearmente da quantidade total de atenuadores ao longo do caminho. A partir da lei de Beer (eq. 2.16) pode-se aplicar uma linearização para obter-se uma estimativa da irradiância no topo da atmosfera e da espessura óptica total. Dispondo-se de um conjunto de medidas de irradiância monocromática para um intervalo de massa de ar, pode-se extrapolar as medidas para encontrar a irradiância no topo da atmosfera, como a intersecção da reta de regressão linear com o eixo das ordenadas e o módulo da inclinação da reta de ajuste é a espessura óptica total atmosférica (Lenoble, 1993; Harrison e Michaliky, 1994).

Lineariza-se a Lei de Beer (eq. 2.16) aplicando-se o logaritmo natural:

$$\ln(E_1) = \ln(E_1^o) - t_1 m \quad (2.17)$$

Esta equação é da forma:

$$(2.18)$$

sendo A e B os coeficientes da reta de regressão linear, equivalendo respectivamente ao logaritmo da irradiância extraterrestre e a espessura óptica total atmosférica. A Figura 2.7 apresenta um exemplo do método de Langley aplicado aos dados de irradiância global medida pelo espectrofotômetro Brewer para o dia 27/07/1996 na estação de observação de La Paz, no comprimento de onda de 325 nm.

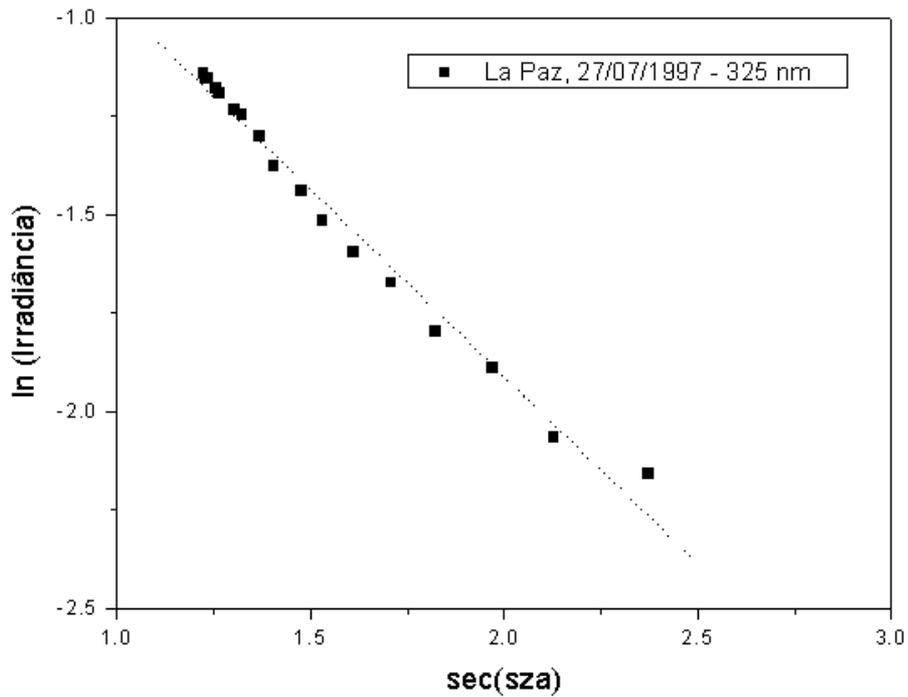


Fig. 2.7 – Exemplo da aplicação do método de Langley aos dados de irradiância espectral global do espectrofotômetro Brewer de La Paz – 27/07/1997, comprimento de onda de 325 nm

A extinção de radiação é devido à absorção e espalhamento pelas moléculas do ar e aerossóis e a profundidade óptica total, ou espessura óptica, pode ser escrita como (King e Byrne, 1976):

$$t_I = t_I^R + t_I^{gas} + t_I^{aerossóis} \quad (2.19)$$

onde τ_λ^R representa a espessura óptica devido ao espalhamento molecular Rayleigh, τ_λ^{gas} é a espessura óptica de absorção devido às moléculas de gás absorvedor, no caso do UV-B o ozônio atmosférico, e $\tau_\lambda^{aerossóis}$ representa a espessura óptica de aerossóis devido a espalhamento e absorção. Aplicando-se o método de Langley a um conjunto de dados de radiação, obtém-se a espessura óptica total. As espessuras ópticas Rayleigh e ozônio podem ser

calculadas a partir de uma medida independente da coluna total de ozônio. As expressões para o cálculo das espessuras ópticas de espalhamento Rayleigh e de absorção pelo ozônio são dadas a seguir (Coulson, 1975; King e Byrne, 1976; Whitten e Prasad, 1985).

$$t_I^R = s_I^R L_o H \frac{p}{p_o} \quad (2.20)$$

$$t_I^{O_3} = s_I^{O_3} L_o X_{O_3} \quad (2.21)$$

onde:

$\tau_\lambda^{O_3}$ = espessura óptica de absorção pelo ozônio.

$\sigma_\lambda^{O_3}$ = seção reta de absorção molecular pelo ozônio.

σ_λ^R = seção reta de espalhamento molecular Rayleigh.

L_o = número de Loschmidt, definido como o número de partículas por unidade de volume em um mol de um gás nas CNTP, igual ao Número de Avogadro, $6,023 \cdot 10^{23}$ partículas/mol, dividido pelo volume ocupado por um gás ideal, 22,400 l. L_o vale $2,687 \cdot 10^{19}$ partículas/cm³.

H = escala de altura da atmosfera terrestre, = 8 km.

p = pressão atmosférica na superfície terrestre na estação de observação.

p_o = pressão atmosférica na superfície terrestre ao nível do mar = 1013 mb.

X_{O_3} = coluna total de ozônio, em unidades de atm-cm, medida pelos espectrofotômetros Brewer.

Desta forma, com as espessuras ópticas de espalhamento Rayleigh e absorção por ozônio, calculadas pelas equações 2.20 e 2.21 e utilizando-se a equação 2.19, pode-se encontrar a espessura óptica de aerossóis, subtraindo-

se da espessura óptica total as espessuras ópticas Rayleigh e ozônio calculadas.

2.7 Sensibilidade Biológica da Radiação UV

A irradiância solar espectral na superfície terrestre é medida em termos de potência por área e por comprimento de onda ($\text{Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$), ou em banda integrada em Wm^{-2} . Para o estudo de efeitos biológicos utilizam-se espectros de ponderação, os quais atribuem pesos maiores a comprimentos de onda de maior interação biológica. A sensibilidade biológica nos diferentes comprimentos de onda é descrita por um espectro de ação. Um espectro de ação é definido como uma relação numérica de resposta biológica relativa sob exposição, a uma série de radiações monocromáticas em uma determinada faixa espectral (Madronich, 1993). Realizando-se uma convolução entre a irradiância absoluta e o espectro de ação obtém-se a irradiância ponderada. Para o efeito da radiação solar sobre a pele humana, que pode provocar queimaduras e até câncer de pele, utiliza-se o Espectro de Ação de Eritema de McKinlay - Diffey (1987), apresentado na Figura 2.8.

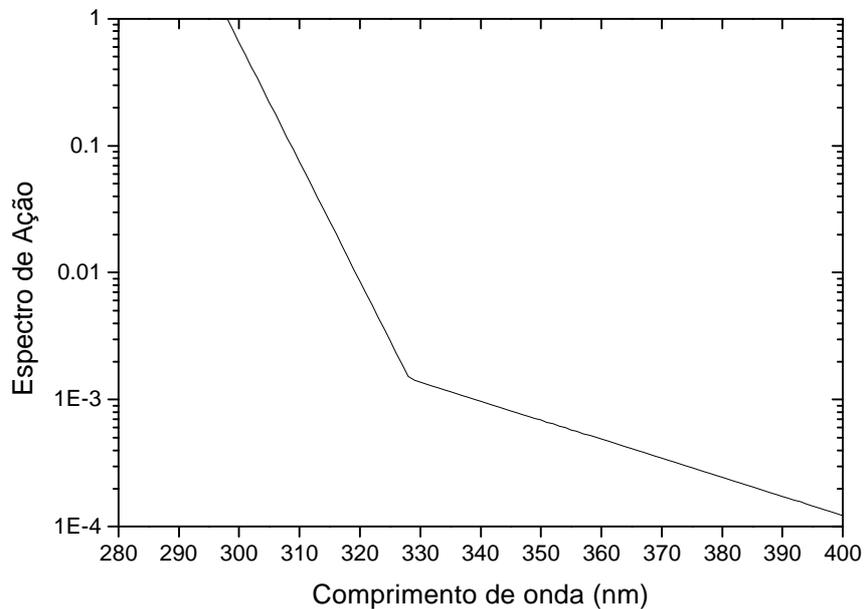


Fig. 2.8 – Espectro de Ação de Eritema de McKinlay – Diffey (1987).

A irradiância biologicamente ativa é calculada sob a forma de uma energia ponderada. Seja um espectro de intensidade de radiação - $E(\lambda)$ e um espectro de ação - $S(\lambda)$ para um efeito biológico particular; a intensidade espectral ponderada é definida pelo produto $E(\lambda)S(\lambda)$. Integrando-se o produto $E(\lambda)S(\lambda)$ sobre todos os comprimentos de onda obtém-se a taxa de dose; e integrando sobre um período de tempo a taxa de dose obtém-se a dose de radiação, em unidades de energia ponderada por área [J^*/m^2] (Dahlback et al., 1989). A expressão a seguir representa matematicamente o conceito de dose de radiação:

$$Dose = \iint E(\lambda)S(\lambda)d\lambda dt \quad (2.22)$$

A dose é uma quantidade de energia ponderada para uma dada ação biológica a que certa pessoa foi exposta num processo de irradiação. Uma definição muito importante é a dose mínima, que uma vez aplicada produz após um

período de 24 horas sinais de queimadura na pele do paciente - situação eritematosa. Surge então a definição do “MED”, *Minimum Erythema Dosis*, que é a quantidade de energia mínima capaz de causar um eritema na pele humana mais sensível, e equivale a $23 \text{ mJ}\cdot\text{cm}^{-2}$ (Kirchhoff, 1995; Krzýscin, 1996).

A partir da dose obtida pelos instrumentos ponderados com o Espectro de McKinlay-Diffey, é calculado um outro parâmetro, o Índice Ultravioleta, I-UV ou *UV Index*, o qual foi criado para informar ao público leigo a intensidade da exposição à radiação ultravioleta solar. A definição do Índice Ultravioleta surgiu da constatação de que a energia acumulada em uma hora de exposição, quando exposta em centijoules por centímetro quadrado, varia aproximadamente entre zero e quinze. A divulgação do I-UV é feita mostrando-se a parte inteira do valor calculado, sem dimensões. O cálculo, realizado a partir da medida da dose acumulada em 1 hora, baseia-se na conversão do valor obtido em “MEDs” para mJ/cm^2 através da multiplicação pelo fator de conversão do instrumento (Kirchhoff, 1995). Como exemplo, tendo sido obtida uma dose de energia acumulada em 1 hora igual a 4 MEDs, multiplicando-se pelo fator de calibração - $23 \text{ mJ}/\text{cm}^2$, obtém-se $92 \text{ mJ}/\text{cm}^2$, ou $9,2 \text{ cJ}/\text{cm}^2$, e o Índice UV neste caso seria igual a 9.

A Tabela 2.2 apresenta a classificação do Índice UV em intervalos e o correspondente conceito associado. O valor do Índice UV é um indicativo da intensidade da radiação ultravioleta.

TABELA 2.2 - CLASSIFICAÇÃO DO ÍNDICE UV

Intervalo Índice - UV	Classificação
0 – 2	Mínimo
3 – 4	Baixo
5 – 6	Moderado
7 – 9	Alto
> 10	Muito alto

FONTE: Kirchhoff (1995).

A classificação dos Índices UV de mínimo a muito alto serve como indicativo do tempo de exposição segura ao Sol a que uma pessoa poderá se submeter. Este tempo dependerá do tipo de pele da pessoa e da intensidade de radiação.

CAPÍTULO 3

INSTRUMENTAÇÃO BÁSICA

3.1 Tipos de Instrumentos Detectores de UV

A medida da radiação UV na superfície terrestre é difícil e requer a utilização de sensores bem calibrados e que consigam isolar a região espectral de interesse. Os sensores comumente utilizados são basicamente de dois tipos (Zamorano, 1997):

- radiômetros, que medem a radiação em banda larga.

- espectralradiômetros: que medem a radiação em faixas de comprimentos de onda de banda estreita.

3.1.1 Biômetro

O Biomêtro (*UV-Biometer*) modelo 501 A foi desenvolvido como uma nova geração do instrumento Robertson - Berger, medidor da intensidade da radiação UV utilizado desde a década de 1970. O princípio da medição baseia-se na detecção da luz emitida por um elemento composto de fósforo, com um díodo de arseneto de gálio - GaAs. A radiação solar que atinge o domo do radiômetro é parcialmente filtrada de modo que a luz que excita o componente de fósforo corresponde à radiação UV na faixa 280 nm - 340 nm. A radiação medida é ponderada com o espectro de ação de eritema de McKinlay - Diffey (1987), simulando a sensibilidade da pele humana à radiação UV-B (Krzýscin, 1996). O tempo de integração geralmente utilizado é de 1 hora, e o resultado obtido é a dose de energia danosa à pele humana, em "MEDs" (ver Seção 2.7). A resposta do cosseno do ângulo solar zenital do sensor resulta em um erro de

no máximo 6 % para ângulos solares de zênite $< 70^\circ$. A Figura 3.1 apresenta o diagrama esquemático de um Biômetro.

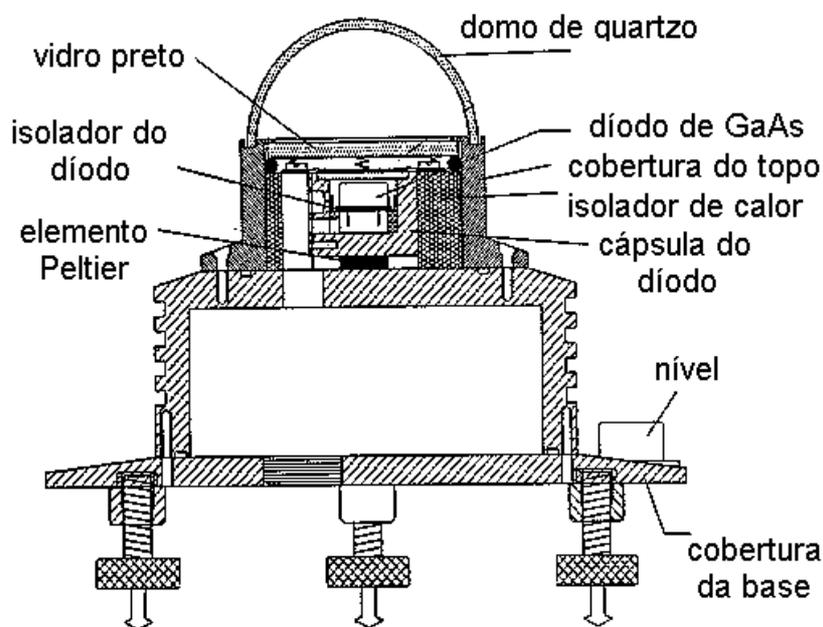


Fig. 3.1 - Diagrama de um Biômetro.

3.1.2 Radiômetro UV de Superfície – GUV

O radiômetro UV de Superfície GUV (*Ground-based Ultraviolet Radiometer*), modelo GUV-511 C, foi projetado especificamente para medir a radiação solar corrigida pelo cosseno do ângulo solar zenital a 305 nm, 320 nm, 340 nm e 380 nm, e a “radiação fotossinteticamente ativa” (*Photossynthetically Active Radiation*) – PAR, na faixa espectral do visível, 400 nm - 700 nm. Incorporando um filtro de interferência, o sensor para o canal centrado no comprimento de onda de 305 nm foi projetado para responder na região do espectro UV-B. Similarmente, os sensores dos canais em 320 nm e 340 nm incorporam filtros de interferência os quais, em combinação com filtros

bloqueadores de luz, filtros passa - banda e fotodiodos sensíveis, minimizam os erros associados com vazamento espectral (*spectral leakage*).

Os dados são gravados em arquivos diários contendo a irradiância para cada canal em unidades de $\mu\text{Wcm}^{-2}\text{nm}^{-1}$.

O GUV apresenta como características espectrais comprimentos de onda de pico centrados em 305 ± 1 nm, 320 ± 2 nm, 340 ± 2 nm, 380 ± 2 nm, e larguras de banda em 305 nm de 7 ± 1 nm, em 320 nm de 11 ± 1 nm, em 340 nm de 10 ± 1 nm e em 380 nm de 10 ± 1 nm.

A resposta do cosseno do sensor resulta num erro de no máximo 5% para ângulos solares de zênite $< 70^\circ$.

3.1.3 Espectrofotômetro Brewer

O espectrofotômetro Brewer é um instrumento óptico projetado para calcular a coluna total dos gases atmosféricos O_3 , SO_2 e NO_2 , utilizando a absorção do feixe de radiação solar direta. Oferece também a possibilidade, através de um *kit* especial, de medir a radiação UV-B global, que é medida entre 290 nm e 325 nm, com uma resolução de 0,5 nm, sendo que cada conjunto de medidas é resultante de varreduras direta e reversa do instrumento. A radiação é captada por um difusor de teflon o qual é protegido por uma redoma de quartzo colocada no topo do espectrofotômetro Brewer. A radiação é direcionada ao prisma UV-B e posteriormente ao prisma de zênite. O feixe radiante passa em seguida por uma série de filtros cuja função é eliminar os comprimentos de onda indesejados. O feixe é transferido para a parte espectrométrica do instrumento, onde é difratado numa grade de difração e separado em seus comprimentos de onda. Um sistema móvel de varredura permite a incidência

de cada comprimento de onda sobre um fotomultiplicador, transformando a radiação em sinais elétricos mensuráveis. São gerados dados espectrais em unidade de $Wm^{-2}nm^{-1}$, e com programas próprios do sistema do espectrofotômetro Brewer são calculadas a radiação danosa (*damaging ultraviolet radiation*) - DUV, integrada e ponderada com o espectro de ação de McKinlay - Diffey, e a integral diária das radiações danosas, em Jm^{-2} . A Figura 3.2 apresenta o diagrama esquemático dos sistemas do espectrofotômetro Brewer, incluindo o caminho percorrido pelo feixe luminoso dentro da instrumentação do Brewer.

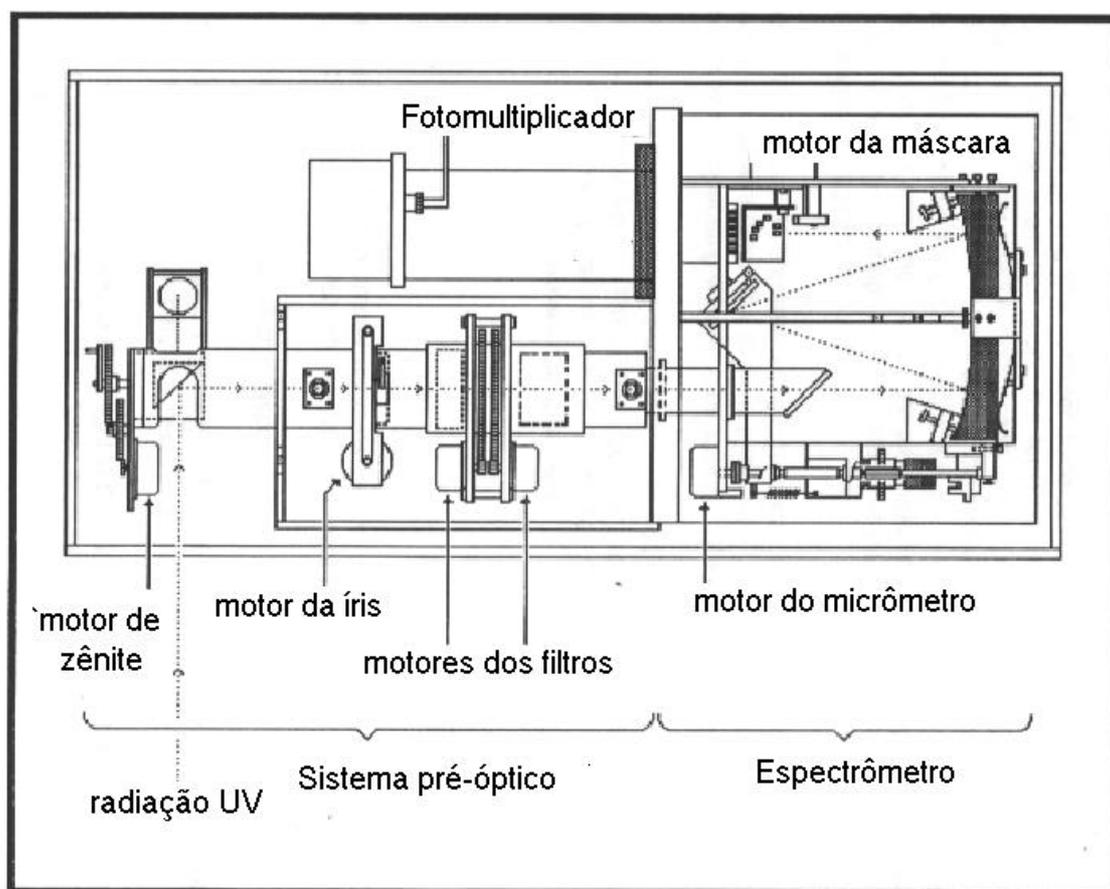


Fig. 3.2 - Diagrama do percurso do feixe radiante através dos sistemas do espectrofotômetro Brewer.

3.1.4 Medidores Portáteis de Radiação UV

Os medidores portáteis de radiação UV são utilizados no INPE, em São José dos Campos para observações ao meio dia local em condições de céu limpo. O Medidor de UV modelo 3d obtém medidas da intensidade do UV-B em taxas de dose (MED/Hr), no espectro de ação de eritema, e a irradiância UV-A em mW/cm^2 no intervalo de comprimentos de onda de 320 nm - 400 nm. São feitas medidas com um Radiômetro IL 1700, medindo na banda de 290 nm - 315 nm. O Radiômetro IL1700 utiliza como detector de radiação ultravioleta um fotodiodo sensível ao UV-B para $\lambda < 315 \text{ nm}$.

3.2 A Rede de Medidores do INPE

O INPE na América do Sul e Antártica opera uma rede de medidores de radiação UV solar desde o início da década de 1990 (Echer et al., 1999a). A rede de medidores do INPE está instalada em vários locais no Brasil, em La Paz na Bolívia, em Punta Arenas no Chile e na estação brasileira Comandante Ferraz na Antártica. Os medidores são de operação contínua automática - espectrofotômetros Brewer, radiômetros Biômetro UV, radiômetros UV de Superfície GUV, como de operação manual - Medidor UV modelo 3D, do inglês *UV – Meter*, e Radiômetro IL1700.

Em setembro de 1999 o INPE mantinha em operação 6 (seis) espectrofotômetros Brewer, 6 (seis) Biômetros e 3 (três) GUVs. A rede do INPE tem uma extensão geográfica cobrindo desde latitudes equatoriais, na cidade de Natal no Estado do Rio Grande do Norte – $5,8^\circ \text{ S}$, até latitudes polares - Antártica, na Estação Brasileira Comandante Ferraz, $62,05^\circ \text{ S}$. A maioria das estações de observação estão localizadas em baixas altitudes ou ao nível do mar, com exceção da na cidade de La Paz, situada nos Andes, a mais de 3000

metros de altitude. A Tabela 3.1 apresenta a localização dos detectores e o respectivo ano de início de operação.

TABELA 3.1 - LOCALIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS DA REDE BRASILEIRA DO INPE DE DETECTORES DE RADIAÇÃO UV EM OPERAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL E ANTÁRTICA

LOCAL	LAT. SUL	LONG. OESTE	BREWER	BIÔMETRO	GUV
Natal, RN	5,84°	35,21°	1994	1994	1998
Cuiabá, MT	15,3°	56,1°	1991		
La Paz, Bolívia	16,54°	68,06°	1996	1995	
Campo Grande, MS	19,25°	54,34°		1995	
Ribeirão Preto, SP	21,17°	47,70°		1994*	
Cachoeira Paulista, SP	23,10°	45,00°	1997	1994	1996
Blumenau, SC	26,92°	49,05°		1995*	
Santa Maria São Martinho, RS	29,26°	53,48°	1992* 1996		
Porto Alegre, RS	30,47°	50,38°		1997	
Punta Arenas, Chile	53,20°	70,90°	1992	1994*	
Estação Comandante Ferraz, Antártica	62,05°	58,24°		1998	1996

Os detectores assinalados por “* “ não se encontram mais em operação. São os Biômetros de Ribeirão Preto, Blumenau e Punta Arenas, os quais estiveram em operação até 25/10/1995, 22/01/1997 e 30/11/1997 respectivamente. O espectrofotômetro Brewer de Santa Maria operou no campus da UFSM junto ao Laboratório de Ciências Espaciais de Santa Maria - LACESM, até o fim do ano de 1995, quando foi transferido ao Município vizinho de São Martinho da Serra, RS.

A Figura 3.3 apresenta um mapa com a localização geográfica dos instrumentos detectores de radiação UV solar do INPE.

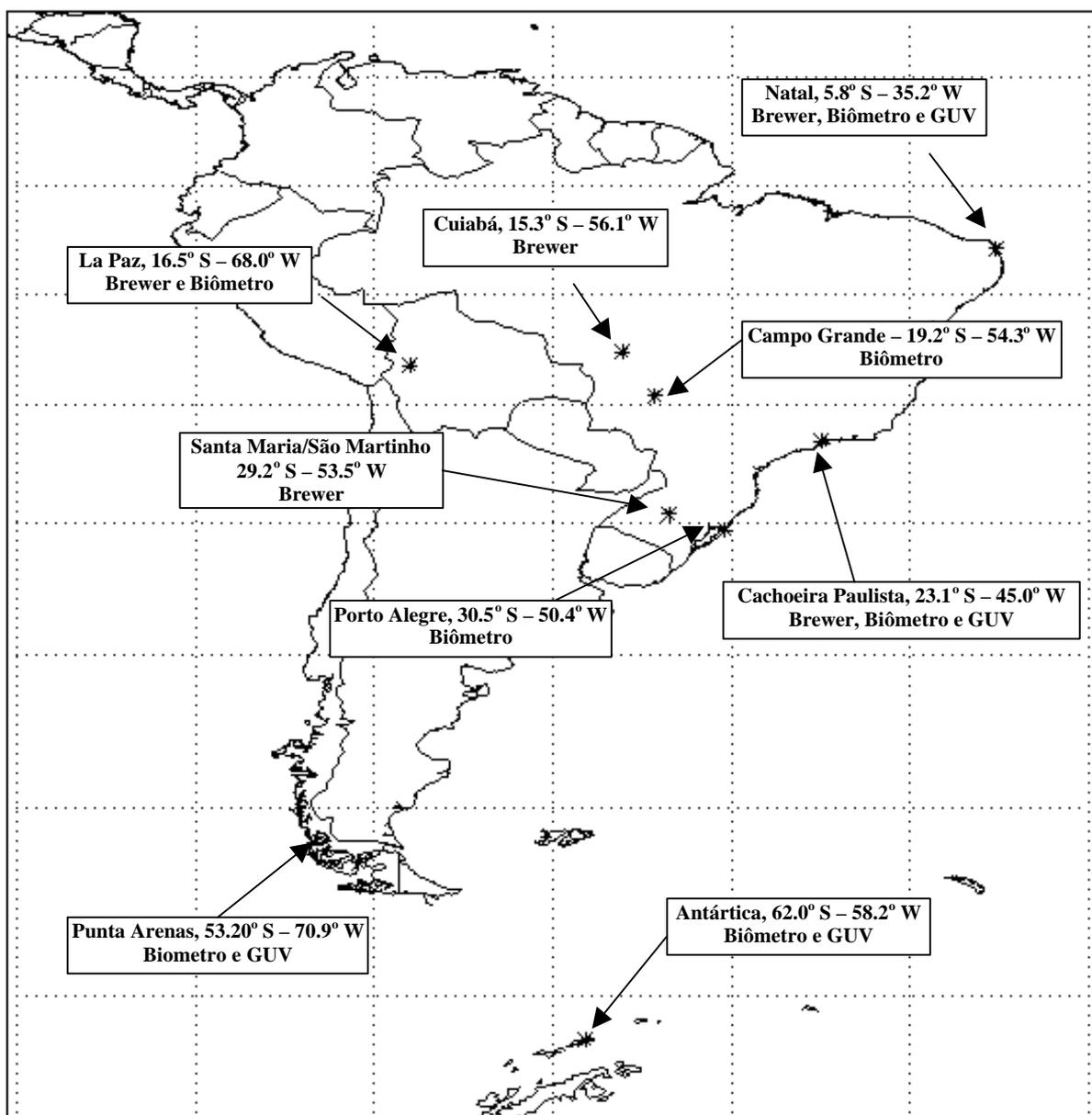


Fig. 3.3 - Mapa apresentando a localização geográfica dos instrumentos detectores de radiação UV solar do INPE.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS: CARACTERIZAÇÃO DA RESPOSTA

INSTRUMENTAL DO BIÔMETRO

Neste capítulo descreve-se a obtenção da resposta espectral do Biômetro. O objetivo é determinar em que comprimento de onda o Biômetro terá mais sensibilidade. Esta informação será útil para a análise da aplicação do cálculo de espessura óptica utilizando o Biômetro, no Capítulo 8.

Para determinar a característica espectral da radiação medida pelo Biômetro, realizou-se a convolução do espectro de ação de eritema de McKinlay-Diffey, utilizado pelo instrumento para filtrar a radiação UV, e a irradiância espectral na superfície terrestre, medida pelo espectrofotômetro Brewer instalado em La Paz, Bolívia, no dia 15 de setembro de 1996, ao meio – dia local, ângulo solar de zênite (sza) = 22° , que são apresentados na Figura 4.1. A Figura 4.2 mostra a curva de irradiância ponderada resultante da convolução, característica da resposta do instrumento ao meio – dia local, com o pico a 305 nm e largura de banda de 14,5 nm.

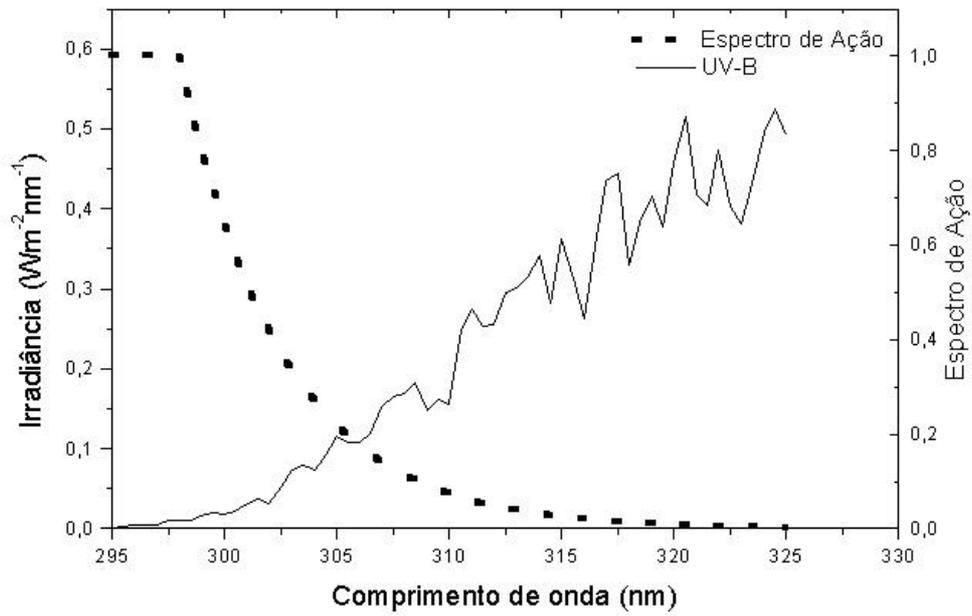


Fig. 4.1 - Irradiância espectral na superfície terrestre e espectro de ação de eritema.

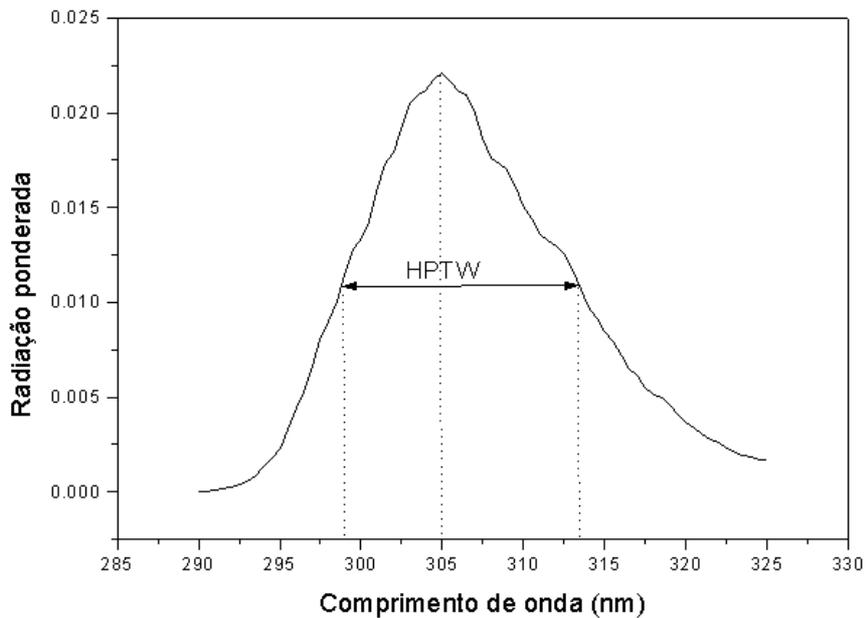


Fig. 4.2 - Radiação ponderada resultante da convolução do espectro de ação de eritema e da irradiância espectral.

É importante salientar que a curva de resposta ponderada do Biômetro depende do ângulo solar zenital. Conforme o ângulo solar zenital varia, a intensidade de radiação na superfície terrestre varia, e o máximo da convolução com o espectro de ação será transladado. A Tabela 4.1 apresenta a variação do comprimento de onda máximo com o ângulo solar zenital. Observa-se que o pico da radiação ponderada desloca-se para comprimentos de onda maiores conforme aumenta o ângulo solar zenital, mas até ângulos solares médios – $sza \sim 45^\circ$ - o pico mantém-se em 305 nm.

TABELA 4.1 – VARIAÇÃO DO COMPRIMENTO DE ONDA MÁXIMO DA RADIAÇÃO PONDERADA COM O ÂNGULO SOLAR ZENITAL – LA PAZ, 15/09/1996

SZA	Comprimento de onda máximo (nm)
19,47°	305
43,40°	305
63,00°	311
72,50°	311
81,00°	317

Com a determinação das características espectrais do Biômetro, pode-se construir a Tabela 4.2, a qual apresenta as características espectrais dos instrumentos espectrofotômetro Brewer, Radiômetro UV de Superfície GUV, Biômetro, Medidor UV e Radiômetro IL1700: intervalo espectral, comprimento de onda de pico, e largura de banda a meia potência - *Half Power Total Width* (HPTW).

TABELA 4.2 - CARACTERÍSTICAS ESPECTRAIS DOS INSTRUMENTOS
DETECTORES DE RADIAÇÃO UV

Instrumento	Intervalo espectral (nm)	Largura de banda (nm)	Pico (nm)
Brewer	290 – 325	0,5	
Biômetro	280 – 400	14,5 – HPTW	305
GUV	305	7 ± 1	305 ± 1
	320	11 ± 1	320 ± 2
	340	10 ± 1	340 ± 2
	380	10 ± 1	380 ± 2
Medidor UV	280- 400 - UV – B	14,5 – HPTW	305
	320 – 400 - UV - A	60 - HPTW	360
Radiômetro IL 1700	250 – 315		270

CAPÍTULO 5

RESULTADOS DAS MEDIDAS DA RADIAÇÃO UV DIFUSA

5.1 Descrição das observações e resultados

A radiação solar global incidente sobre um detector localizado horizontalmente na superfície terrestre é composta por 2 parcelas: a radiação direta e a radiação difusa ou radiação de céu. A radiação direta corresponde ao feixe radiante proveniente diretamente do disco solar, atenuado por absorção e espalhamento pela atmosfera. Uma parcela dos fótons do feixe direto incidente é espalhada pela atmosfera. Desta parcela espalhada, uma parte é refletida para o espaço, uma parte é dispersa na atmosfera e outra parte da radiação atinge a superfície terrestre, constituindo a radiação difusa.

Como resultado do espalhamento radiativo na atmosfera, uma fração muito significativa da radiação ultravioleta atinge a superfície da Terra sob forma de radiação difusa. Num dia limpo, durante algumas horas a intensidade da radiação ultravioleta difusa incidindo numa superfície horizontal pode ser maior que a radiação direta, e em todas as horas a radiação difusa é comparável com o fluxo direto do Sol (Koller, 1965). A variação diurna da radiação apresenta a componente direta mudando mais rapidamente com a elevação solar que a componente difusa. Ao meio-dia local as duas componentes são aproximadamente iguais, mas no início da manhã e no final da tarde a componente do céu é mais intensa (Koller, 1965). A exposição exagerada da pele humana à radiação difusa pode provocar o surgimento de queimaduras na pele humana, mesmo quando o Sol direto estiver bloqueado, mas com uma grande área do céu exposta, como por exemplo ocorre em praias parcialmente encobertas por nuvens (Koller, 1965; Silva et al., 1999a).

As medidas de radiação difusa UV, especialmente na região espectral do UV-B, são escassas, e as bases de dados são pequenas (Sasaki et al., 1993).

Objetivando-se medir a radiação UV difusa para obter uma estimativa de sua ordem de grandeza, um programa experimental foi realizado no Centro Espacial de Cachoeira Paulista, do INPE, em 24 de novembro de 1998 (Silva et al, 1999a). Neste experimento utilizaram-se os radiômetros Biomêtro e GUV, para medir a intensidade da fração de radiação difusa detectada na região espectral do UV-B, ponderado com o espectro de ação de eritema no UV, nos canais centrados nos comprimentos de onda de 305 nm, 320 nm, 340 nm e 380 nm, e na radiação fotossinteticamente ativa, PAR, na banda espectral do visível.

Os radiômetros Biomêtro e GUV medem normalmente a radiação global incidente numa superfície horizontal. Para medir a radiação difusa, construíram-se duas cintas metálicas, em forma de semi-círculos para bloquear a radiação direta do Sol (Silva et al., 1999a). Para o Biomêtro, que possui uma redoma envolvendo a parte detectora, o semicírculo possui um anteparo quadrado o qual pode correr ao longo da cinta, com a finalidade de manter na sombra a parte sensível do detector. O objetivo do experimento era comparar dois dias, um com os medidores medindo normalmente, registrando a radiação solar global, e no outro dia, com as cintas bloqueando a componente direta do Sol, registrando portanto a radiação difusa. O dia 24 de novembro de 1998 apresentou condições ideais para os experimentos, apresentando céu limpo e com pouca nebulosidade. O experimento foi realizado entre 09 e 15 horas, tempo local, no Centro Espacial de Cachoeira Paulista, SP, de coordenadas geográficas Lat. 23,1° S e Long. 45,0° W. Como só havia disponibilidade de um detector de UV, optou-se por realizar os trabalhos em dois dias, escolhendo-se um dia o mais próximo possível ao dia 24/11/1999 para medidas de radiação global. Como o objetivo é a determinação da relação relativa entre a radiação difusa e a radiação global, a utilização de dias diferentes para a determinação da razão percentual radiação difusa radiação global não introduz erros significativos. Os resultados do dia 24/11/1998 foram comparados com o dia 25/11/1998, o qual apresentou também condições de céu limpo, e com a

vantagem de ser o dia posterior ao experimento, implicando em variações pequenas para o ângulo solar de zênite e ozônio total. O ozônio total medido pelo espectrofotômetro Brewer no Centro Espacial de Cachoeira Paulista, para os dias 24 e 25 de novembro de 1998 foi de 290 UD e 280 UD, respectivamente.

A Figura 5.1 apresenta as curvas diárias para os dias 24 e 25 de novembro de 1998 obtidas pelo Biômetro, resultado integrado em MEDs.

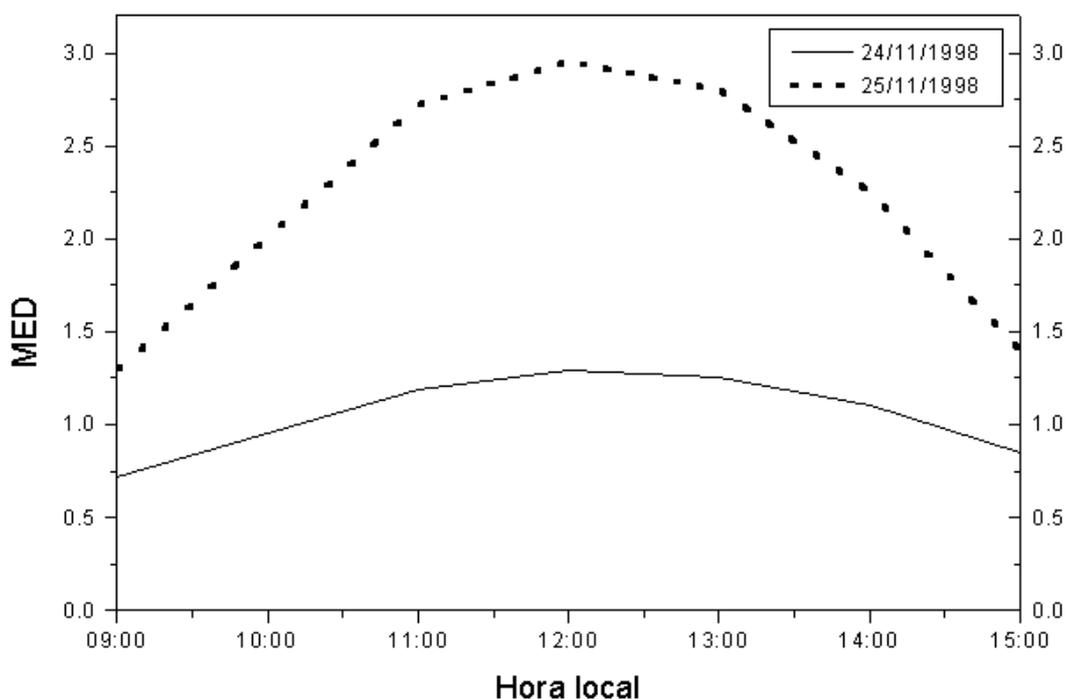


Fig. 5.1 – Comparação entre a radiação no dia 24/11/1998, difusa e 25/11/1998, global medida pelo Biômetro no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE.

Observa-se pela Figura 5.1 que a componente difusa é uma parcela significativa da irradiância UV - B global.

A irradiância medida pelo radiômetro GUV nos 4 canais de medições na região espectral de UV é dada em unidades de $\mu\text{Wcm}^{-2}\text{nm}^{-1}$. Analisou-se a radiação difusa para todos os canais, e para o canal de radiação fotossinteticamente ativa – PAR, entre 400 e 700 nm. Esta banda situa-se na região espectral do visível, não apresentando fortes bandas de absorção na atmosfera. A radiação PAR é medida em unidades de $\text{microeinsteins}/\text{cm}^2.\text{seg}^{-1}$ (einstein é uma unidade de energia luminosa usada em fotoquímica e equivale ao número de Avogadro vezes a energia de um fóton da luz da frequência em questão).

A Figura 5.2 apresenta uma comparação entre a razão percentual de radiação difusa para radiação global para as medidas realizadas pelo Biômetro e nos canais do radiômetro GUV de 305 nm, 320 nm, 340 nm e PAR.

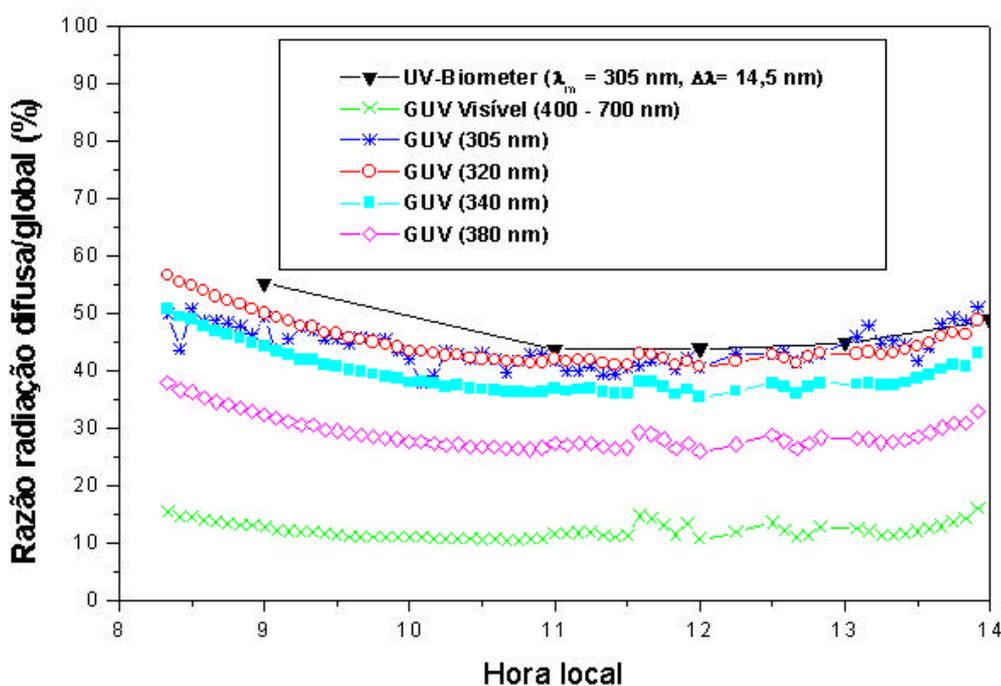


Fig. 5.2 – Comparação entre a percentagem de radiação difusa para as medidas efetuadas com o Biômetro e o GUV.

Interpretamos da Figura 5.2 que provavelmente a variação com o comprimento de onda mostrada para a razão percentual radiação difusa/ radiação global é devido à lei de espalhamento Rayleigh da radiação, a qual expressa que o espalhamento é inversamente proporcional a quarta potência do comprimento de onda da radiação. A radiação UV-B eritematosa apresenta um comportamento similar ao observado nos comprimentos de onda 305 nm e 320 nm, característica da maior ponderação do espectro de McKinlay - Diffey nos comprimentos de onda mais curtos. A radiação difusa varia de um valor mínimo de 30% da radiação global para 380 nm até 45 % para os comprimentos de onda de 305 nm e 320 nm, ao meio dia local. Para a radiação medida com o Biômetro o mínimo foi de 44% de radiação difusa. Observa-se simultaneamente uma variação com o horário do dia, com valor percentual mínimo de radiação difusa ao meio dia local e aumentando esta percentagem para o período da manhã e da tarde. A percentagem de radiação difusa na região espectral do visível é bem reduzida, da ordem de 15% no máximo. Isto caracteriza a faixa espectral do visível como sendo predominantemente de radiação direta solar. Nota-se ainda na Figura 5.2 que entre 11 e 13 horas (horário local) há irregularidades na curva da razão de radiação difusa com radiação global, enquanto no período anterior às 11 horas a curva da razão era mais suave. A causa destas irregularidades é possivelmente uma modificação na turbidez atmosférica próximo às 11 horas, provavelmente devido à presença de nuvens em grande altura, não identificáveis a olho nu na superfície.

A Figura 5.3 apresenta a variação da percentagem da radiação difusa em função do ângulo solar de zênite. Para o dia 24 de novembro de 1998, o ângulo solar de zênite variou no período de observações entre 3° e 50° . A percentagem de radiação difusa varia claramente com o aumento do ângulo solar de zênite. Isto é causado pois quanto maior o ângulo solar de zênite maior será a quantidade de atmosfera a ser atravessada pelo feixe solar, conseqüentemente maior será a atenuação do feixe solar direto por absorção e por espalhamento. Com maior espalhamento, a radiação de céu aumenta

relativamente a radiação direta e conseqüentemente a razão radiação difusa/radiação global também aumenta (Blumthaler, 1993).

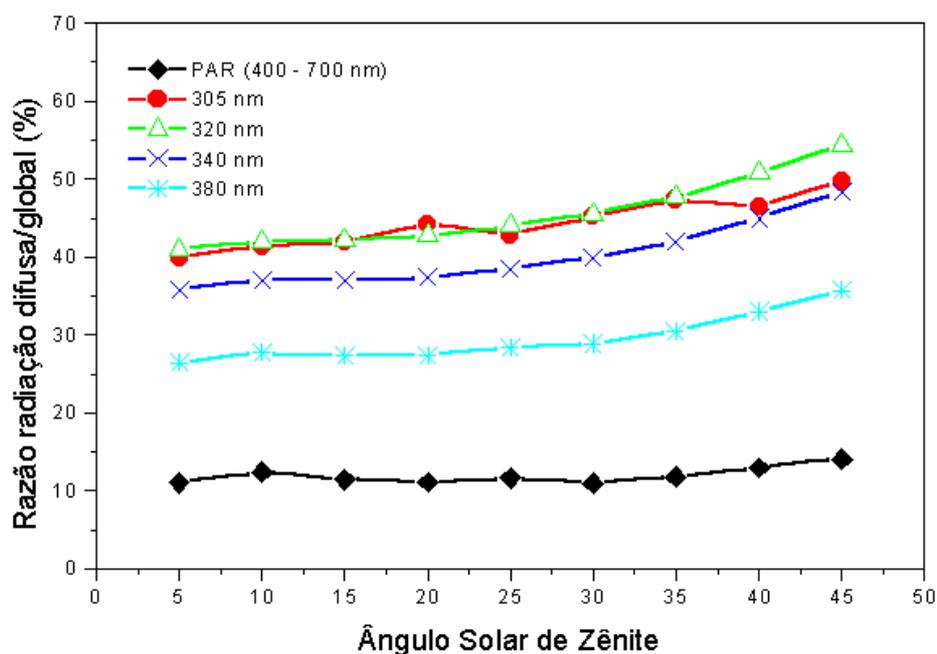


Fig. 5.3 – Variação das razões difusa/global em função do ângulo solar de zênite, observadas com dados obtidos em 24 e 25 de novembro de 1998 no Centro Espacial de Cachoeira Paulista.

A partir das medidas de irradiância global do dia 25 e de irradiância difusa do dia 24 de novembro de 1998, calculou-se uma estimativa da irradiância direta para cada canal do GUV, segundo a equação 5.1:

$$G_{\lambda} = E_{\lambda} \cos(sza) + D_{\lambda} \quad (5.1)$$

onde G_{λ} é a irradiância espectral global, D_{λ} é a irradiância espectral difusa, e E_{λ} é a irradiância espectral direta, e sza o ângulo solar de zênite.

Com esta irradiância direta estimada, calculou-se a razão entre a irradiância difusa e a irradiância direta com a finalidade de verificar a importância relativa de uma em função da outra. Assim, quando a razão for igual a um, há uma componente de radiação difusa igual a componente de radiação direta na radiação global. A Figura 5.4 apresenta a variação da razão irradiância difusa/irradiância direta em função do ângulo solar de zênite. A radiação visível apresenta a razão radiação difusa/radiação direta muito pequena. Para o ultravioleta, a razão radiação difusa/direta aumenta com o ângulo solar de zênite e com a diminuição do comprimento de onda.

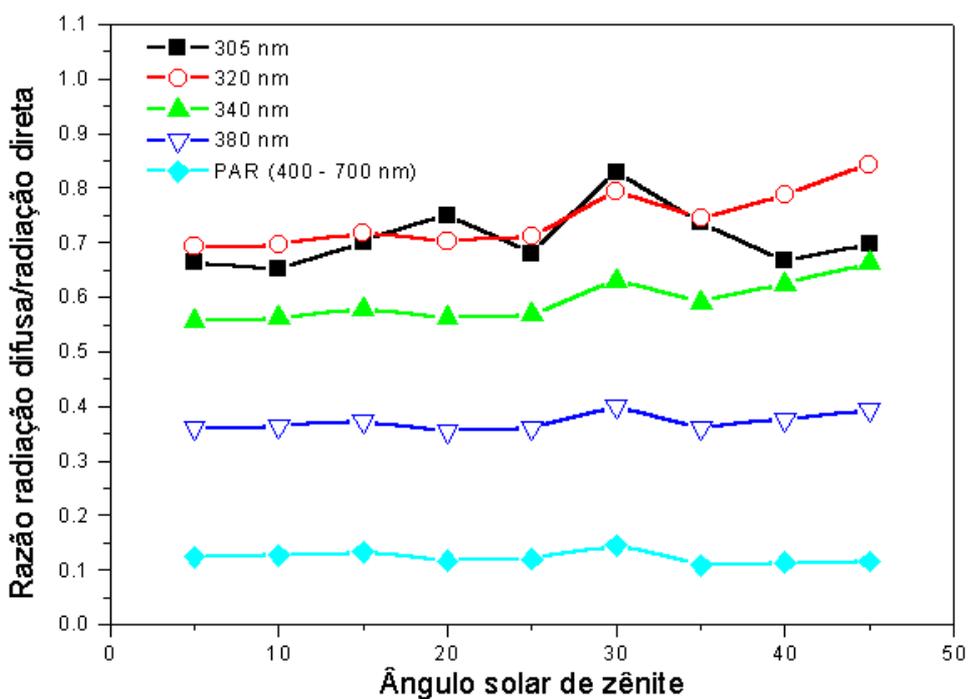


Fig. 5.4 – Variação das razões difusa/direta em função do ângulo solar de zênite, observadas com dados obtidos em 24 e 25 de novembro de 1998 no Centro Espacial de Cachoeira Paulista.

A Tabela 5.1 apresenta resumidamente as percentagens de radiação difusa em relação a radiação global, para cada canal espectral medido, para o menor e o maior ângulo solar zenital observados no período de medidas.

TABELA 5.1 – PERCENTAGEM DE RADIAÇÃO DIFUSA PARA OS ÂNGULOS SOLARES ZENITAIS MÍNIMO E MÁXIMO NOS EXPERIMENTOS OBSERVACIONAIS EFETUADOS NOS DIAS 24 E 25/11/1998

Equipamento	Canal nm	SZA = 2.4°	SZA = 47.8°
		%	%
GUV	305	41,8	49,8
GUV	320	42,1	56,6
GUV	340	37,1	50,6
GUV	380	27,9	37,9
GUV	400 – 700	13,0	15,4
Biômetro	280 – 380	43,7	55,0

5.2 Comparação com resultados da literatura

Os resultados obtidos no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE, para os dias 24 e 25/11/1998 foram comparados com outras observações de radiação UV difusa citadas na literatura. Das mais relevantes citam-se as observações e resultados de Sasaki et al. (1993) que mediram a componente difusa em dois dias sem nebulosidade, nas coordenadas geográficas Lat. 35° N e Long. 139° E, no Japão. No trabalho de Sasaki et al. (1993) é apresentado que a razão radiação difusa/radiação global no UV-B apresentou um valor superior a 50% para o meio-dia local e valores superiores ao longo de todo o dia. McKenzie et al. (1992) relataram o resultado de uma medida de radiação UV difusa ponderada com o espectro de ação de eritema de McKinlay-Diffey, para Launder, Nova Zelândia, com coordenadas geográficas Lat. 45,0° S e Long. de 170° E, observando que para o meio dia local cerca de 45% da radiação na faixa espectral medida era difusa, resultado similar ao encontrado para os experimentos efetuados no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE nos dias 24 e 25/11/1998 e relatado por Silva et al. (1999a). Blumthaler

et al. (1994) mediram com um radiômetro Robertson - Berger a radiação UV-B difusa em altas altitudes (Jungfrauoch, 3576 m, Lat. 7,98° E, Long. 46,55° N, na Suíça) para um ângulo solar de zênite de 40° e encontraram para a radiação UV – B uma percentagem de 39% de radiação difusa, e para a radiação total, 300 nm – 3000 nm, uma percentagem de radiação difusa de 11%. A radiação total é principalmente radiação visível e secundariamente infravermelho. O resultado de Blumthaler et al. (1994) é aproximado ao observado para o canal PAR do GUV, 13% de radiação difusa para $sza = 40^\circ$, no experimento efetuado em 24 e 25/11/1998 no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE. O resultado da medida de radiação difusa com o Biômetro em Cachoeira Paulista para $sza = 40^\circ$ foi de 55% de radiação difusa. A maior percentagem de radiação difusa observada no Centro Espacial de Cachoeira Paulista para os dias 24 e 25/11/1998 em relação às medidas relatadas por Blumthaler et al. (1994b) no UV-B é relacionada a atmosfera mais fina em estações de altas altitudes, como em Jungfrauoch, onde conseqüentemente o espalhamento molecular será menor, com menor dispersão do fluxo solar direto, obtendo-se uma menor componente da radiação difusa.

Os resultados discutidos neste Capítulo para as observações efetuadas nos dias 24 e 25/11/1998 no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE (Silva et al., 1999a) e os resultados apresentados na literatura, tais como os de McKenzie et al. (1992), Sasaki et al. (1993), Blumthaler et al. (1994), indicam que mesmo em dias sem nuvens cerca de metade da radiação UV-B global se apresenta sob a forma de radiação difusa, devido ao espalhamento Rayleigh da radiação pela atmosfera. O percentual é menor para a radiação UV-A. Blumthaler et al. (1996) mediram a variação espacial no céu da radiação difusa, e encontraram uma variação de um fator de 10 para a radiação UV-A e de uma variação de um fator de apenas 2 para a radiação UV-B, de um ponto a outro no céu, o que indica o caráter mais homogêneo da radiação UV-B difusa devido ao maior espalhamento Rayleigh nesta faixa espectral.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE DE DADOS DA RADIAÇÃO ULTRAVIOLETA SOLAR EM BANDA ESTREITA

O comportamento espectral da radiação solar, ou seja, a distribuição da intensidade de energia com o comprimento de onda, é uma informação importante a ser obtida das medidas observacionais. Esta informação permite obter um maior conhecimento do comportamento do espectro solar e das interações físicas da radiação com a atmosfera terrestre. As medidas espectrais são relativamente recentes e para serem efetuadas com credibilidade necessitam de instrumentos sofisticados capazes de medir com alta resolução e confiabilidade a faixa espectral de interesse - os espectroradiômetros (Blumthaler, 1993).

A distribuição espectral é uma função das várias variáveis que modulam o comportamento da radiação solar. Neste Capítulo apresenta-se a análise espectral de dias específicos, estudando as influências: do ângulo solar de zênite, da coluna total de ozônio e da altitude, sobre a distribuição espectral da irradiância solar.

6.1 Análise Comparativa das Observações Efetuadas em La Paz e em Cuiabá

As estações de observações situadas em La Paz e em Cuiabá operam espectrofotômetros Brewer, instrumentos do tipo espectroradiômetros com alta resolução espectral, 0,5 nm, na região espectral do UV-B, 290 nm - 325 nm. A localização geográfica destas estações é próxima em termos de latitude, mas há uma grande diferença de altitude, pois La Paz situa-se nos Andes, e esta localização permite o estudo da radiação UV e sua variação com a altitude.

A Tabela 6.1 apresenta as coordenadas geográficas e altitudes de La Paz e Cuiabá.

TABELA 6.1 - COORDENADAS DAS ESTAÇÕES DE OBSERVAÇÕES DO OZÔNIO ATMOSFÉRICO E RADIAÇÃO UV DA REDE DE INSTRUMENTOS DO INPE EM LA PAZ, NA BOLÍVIA E CUIABÁ, NO BRASIL

Local	Latitude geográfica - S	Longitude geográfica - W	Altitude - m
Cuiabá	15,3°	56,1°	100
La Paz	16,54°	68,06°	3400

Foram selecionados dias de boas condições de tempo, três dias distintos para La Paz no ano de 1996 e três dias distintos para Cuiabá no ano de 1995. O critério utilizado para selecionar os dias foi observar graficamente a curva diária da irradiância e verificar o seu comportamento suave (Harrisson e Michaliky, 1994; Roy et al., 1994). Posteriormente foram selecionados valores do ozônio total e de ângulos solares de zênite, para os referidos dias que são apresentados para análise na Tabela 6.2.

TABELA 6.2 - DIAS SELECIONADOS PARA ANÁLISE DA RADIAÇÃO UV – SOLAR PARA AS ESTAÇÕES DE OBSERVAÇÃO DE CUIABÁ E LA PAZ COM SEUS CORRESPONDENTES VALORES DIÁRIOS DA COLUNA TOTAL DE OZÔNIO

Cuiabá		La Paz	
Dia	Ozônio Total (UD)	Dia	Ozônio Total (UD)
10/07/1995	245,9	05/07/1996	245,3
27/08/1995	263,5	27/07/1996	252,9
23/09/1995	271,5	31/08/1996	263,4

Como o objetivo deste Capítulo é a análise espectral da radiação UV solar em função do ângulo solar de zênite e da coluna total de ozônio atmosférico, não é fundamental que os dados sejam do mesmo ano ou período. Além do ângulo solar de zênite e do ozônio total, outro fator que poderia influenciar na intensidade da irradiância espectral na superfície terrestre é a variação da

emissão solar, e da irradiância no topo da atmosfera. A irradiância varia ao longo do ciclo solar de 11 anos, entretanto não apresenta uma grande flutuação de um ano para outro (ver também o Capítulo 2). Para verificar isto, comparou-se a irradiância para o dia 05/07 de 1995 e o dia 10/07 de 1996, não se encontrando nenhuma diferença estatisticamente significativa. A Figura 6.1 apresenta a razão da irradiância extraterrestre para 1995 e 1996, obtida pelo instrumento *Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor* (SUSIM), a bordo do satélite *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS), que mede a radiação solar direta no topo da atmosfera terrestre (Reber, 1993; Woods et al., 1996). Os dados foram obtidos via *internet*, encontrando-se disponíveis no endereço http://louis14.nrl.navy.mil/susim_uars_data.html.

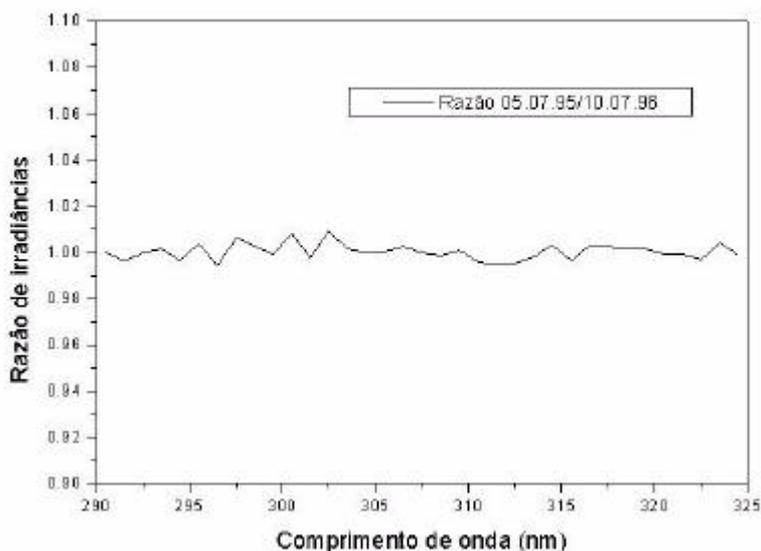


Fig. 6.1 - Razão entre a irradiância espectral no topo da atmosfera terrestre medida pelo instrumento SUSIM/UARS para os dias 05/07/1995 e 10/07/1996.

Fonte: NRL (1998).

A amplitude da variação da coluna total de ozônio nos dias escolhidos para ambas estações de observação é da ordem de 20 UD sendo da mesma ordem da amplitude da variação anual. As Figuras 6.2 e 6.3 apresentam as curvas anuais das variações do ozônio total medidas pelos espectrofotômetros Brewer

para: Figura 6.2) Cuiabá em 1995 e Figura 6.3) La Paz em 1997, com a média anual sendo indicada pela reta preta e o desvio padrão estatístico superior pela reta verde e o desvio padrão estatístico inferior pela reta vermelha.

A estação de observação de La Paz, que entrou em operação em julho de 1996, não possui uma série anual de dados do ozônio total completa para aquele ano. Optou-se por utilizar os dados de 1997 desta estação a fim de obter a caracterização da variação da amplitude anual do ozônio total. A análise do comportamento espectral da radiação UV solar foi efetuada com os dados obtidos e definidos nos dias apresentados na Tabela 6.2.

As Figuras 6.4 e 6.5 apresentam os resultados das irradiâncias espectrais para os dias 05/07/1996 e 27/08/1995 para as estações de observação de La Paz na Bolívia e Cuiabá no Brasil, respectivamente, como exemplo do comportamento dos espectros UV para diferentes ângulos solares de zênite.

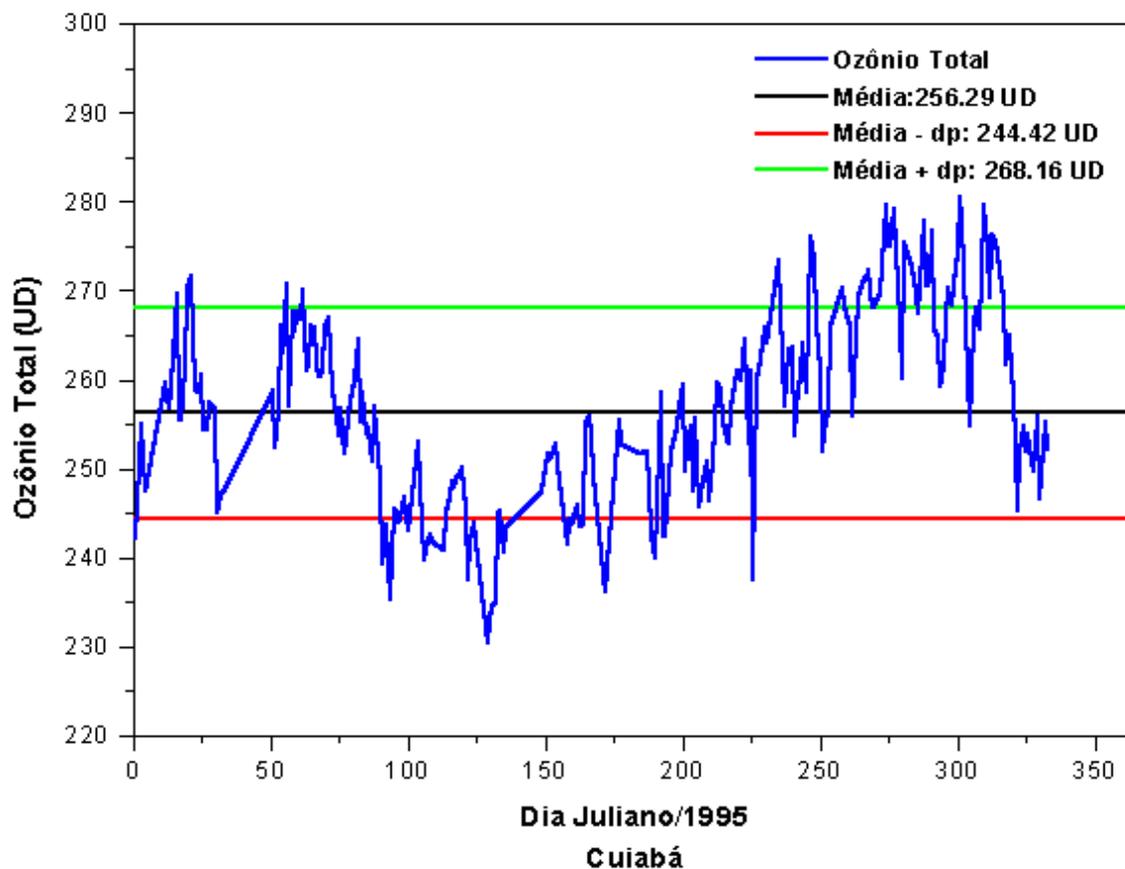


Fig. 6.2 – Variação anual da coluna total de ozônio para a estação de observações de Cuiabá em 1995. As retas representam a média anual (linha preta) o desvio padrão estatístico superior (linha verde) e inferior (linha vermelha).

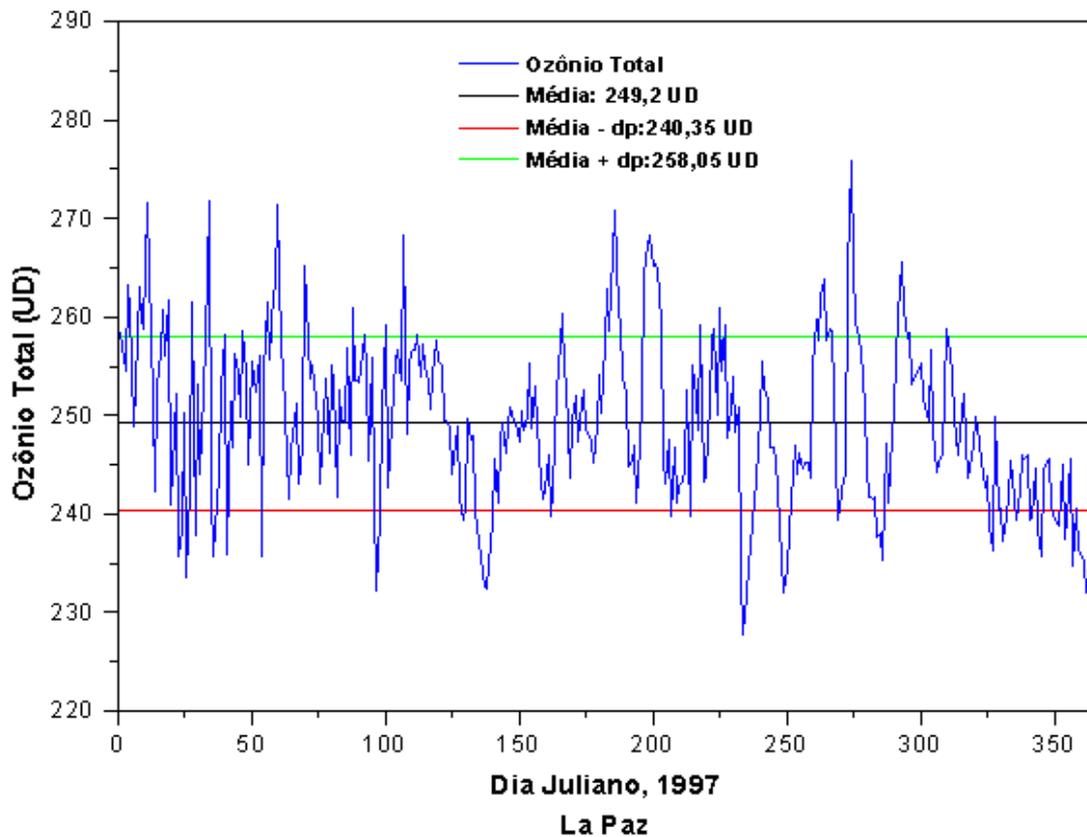


Fig. 6.3 – Variação anual da coluna total de ozônio para a estação de observações de La Paz em 1997. As retas representam a média anual (linha preta) o desvio padrão estatístico superior (linha verde) e inferior (linha vermelha).

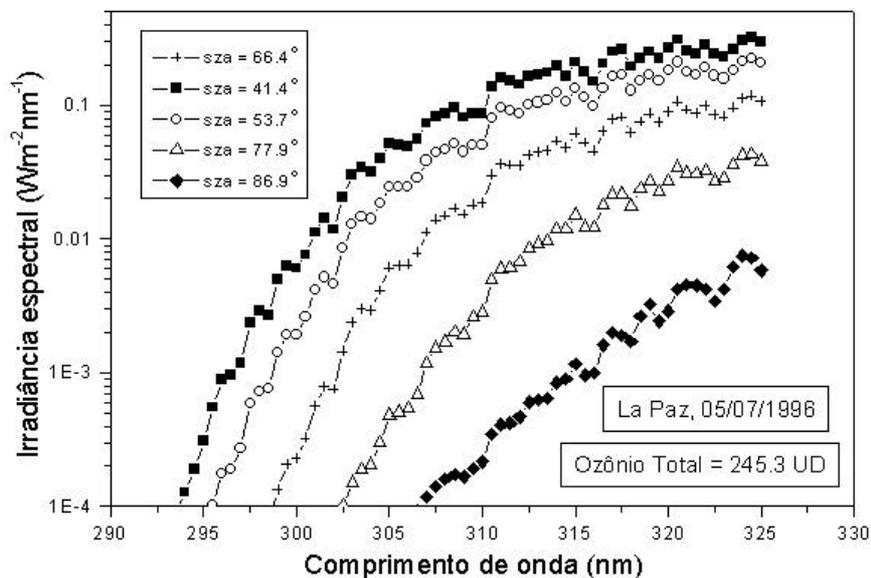


Fig. 6.4 - Resultados das irradiâncias espectrais para o dia 05/07/1996 para a estação de observações de La Paz na Bolívia.

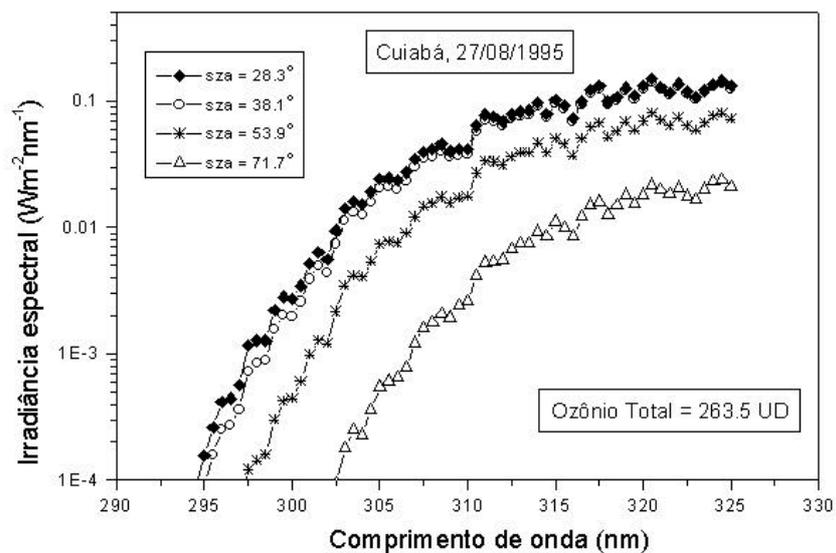


Fig. 6.5 - Resultados das irradiâncias espectrais para o dia 27/08/1995 para a estação de observações de Cuiabá no Brasil.

Pode ser observado nas Figura 6.4 e 6.5 que para uma coluna de ozônio total constante, no caso sua média diária, variando-se o ângulo solar de zênite, os espectros diferem significativamente tanto na intensidade quanto no comprimento de onda de corte. Define-se aqui o comprimento de onda de corte λ_{\min} como o comprimento de onda correspondendo a penetração na superfície terrestre de irradiância correspondente a $10^{-4} \text{ Wm}^{-2}\text{nm}^{-1}$.

As Figuras 6.4 e 6.5 mostram que a irradiância espectral, nos comprimentos de onda mais longos, próximos a 325 nm, varia por duas ordens de grandeza na faixa de variação do ângulo solar zenital e o comprimento de onda de corte varia de 293 nm a 307 nm. O comprimento de onda de corte é uma função do ozônio total, ângulo solar zenital e altitude. Dentro do intervalo de variações estudado, o parâmetro mais importante é o ângulo solar zenital. A Figura 6.6 apresenta um exemplo da curva do comprimento de onda de corte em função do ângulo solar de zênite, para as estações de observação de La Paz, 31/08/1996, e Cuiabá, 27/08/1995.

A Figura 6.7 apresenta os resultados da variação da irradiância em função da variação do ozônio total para o ângulo solar de zênite $\text{sza} = 38^\circ$ para a estação de observação de Cuiabá.

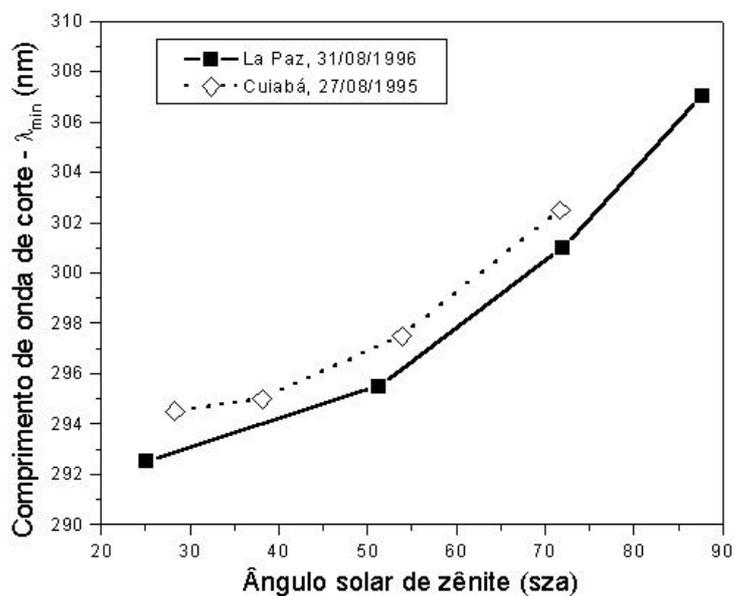


Fig 6.6 – Valores de comprimentos de onda de corte para a irradiância espectral medida nas estações de observação de La Paz, 31/08/1996, e Cuiabá, 27/08/1995.

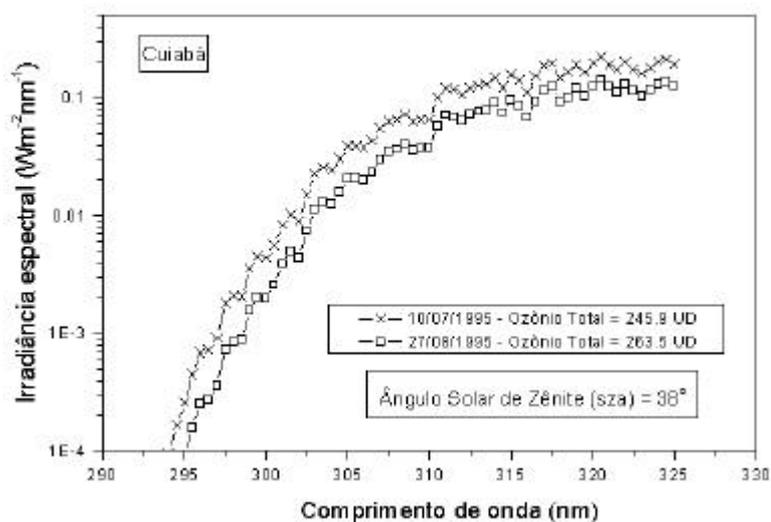


Fig. 6.7 – Resultados da irradiância espectral para a estação de observação de Cuiabá para $sza = 38^\circ$ e ozônio total variando.

Para a estação de observações de Cuiabá observa-se nos resultados apresentados na Figura 6.7 uma diferença levemente superior entre os espectros UV de mínimo ozônio, 245 UD e máximo ozônio, 263 UD. Bais et al. (1993) observaram a irradiância espectral em Tessalônica, Grécia coordenadas Lat. 40,5° N e Long. 22,9° E, utilizando o espectrofotômetro Brewer. Para o ângulo solar zenital $\text{sza} = 50^\circ$, Bais et al. (1993) obtiveram espectros de UV para várias faixas de ozônio total entre 285 UD e 425 UD, com largura de faixa de 20 UD. Foram observadas diferenças significativas entre os espectros médios por faixa, especialmente no intervalo espectral de 295 nm - 315 nm, região espectral de forte absorção pelo ozônio. Destes resultados e dos obtidos para as estações de observação de Cuiabá e de La Paz, tem-se que uma pequena variação no ozônio total para um ângulo solar fixo, provoca uma pequena modificação na irradiância espectral. Para haver uma maior variação no espectro UV, é necessário uma variação de grande amplitude no ozônio total, maior que 20 UD (Bittar e McKenzie, 1990; Bernhard et al., 1997).

A Figura 6.8 apresenta as irradiâncias para as estações de observações de La Paz e de Cuiabá para ozônio total = 263 UD e ângulo solar de zênite = 40° .

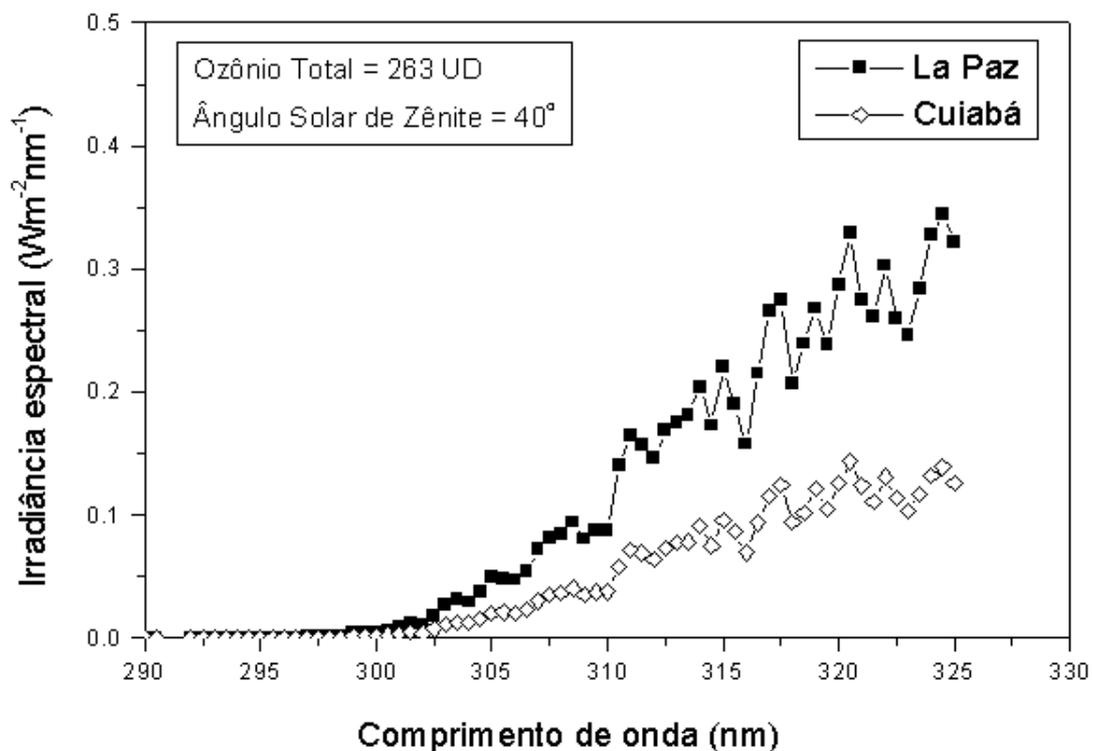


Fig. 6.8 – Resultados de irradiâncias espectrais obtidos para as estações de observação de Cuiabá e La Paz, para ângulo solar de 40° e ozônio total de 263 UD.

Observa-se que a irradiância na região de La Paz é superior que na região de Cuiabá, que evidencia o fator altitude, isto é, com menos atmosfera em La Paz, o espalhamento molecular Rayleigh é reduzido, e por consequência a atenuação da radiação por espalhamento é menor. Em La Paz o ozônio total também é ligeiramente menor do que em Cuiabá, conforme verificado observando-se as Figuras 6.2 e 6.3, o que contribui para a maior irradiância em La Paz. Outro fator possível que contribui para a menor irradiância em Cuiabá é que, devido ao fato dos dados analisados neste trabalho serem de dias pertencentes à época da estação da seca em Cuiabá (ver Tabela 6.2), com a

ocorrência de grande quantidade de queimadas, a região do cerrado apresenta uma forte fonte local de aerossóis atmosféricos associada às queimadas (Ross et al., 1996) os quais contribuem significativamente para a atenuação da radiação UV-B.

A transmissão espectral é definida como a razão entre a irradiância espectral na superfície terrestre e a irradiância espectral no topo da atmosfera, fornecendo informação sobre a atenuação de radiação pela atmosfera (Estupiñan et al., 1996). A equação 6.1 apresenta a definição da transmissão espectral.

$$T_{\lambda} = \frac{E_{\lambda}}{E_{\lambda}^o} \quad (6.1)$$

onde T_{λ} é a transmissão atmosférica espectral, e E_{λ} e E_{λ}^o são as irradiâncias espectrais na superfície terrestre e no topo da atmosfera terrestre.

A irradiância espectral na superfície é fornecida por medidas dos espectrofotômetros Brewer, e a irradiância no topo da atmosfera é fornecida por medidas do instrumento SUSIM/UARS.

Os dados de irradiância extraterrestre do instrumento SUSIM/UARS foram corrigidos para dois efeitos. Os dados de irradiância medida pelo SUSIM/UARS estão apresentados normalizados para a distância Terra – Sol de uma Unidade Astronômica. Além disso a irradiância corresponde a radiação incidente numa superfície perpendicular ao feixe solar. Então os dados de irradiância extraterrestre foram corrigidos para a distância real Terra – Sol, multiplicando pelo quadrado da razão entre a distância Terra – Sol de 1 Unidade Astronômica e a distância real. Para corrigir para a irradiância incidente numa superfície horizontal no topo da atmosfera, converteram-se os dados

multiplicando-os pelo cosseno do ângulo solar de zênite, conforme sugerido por McCullough e Porter (1971), e Estupiñan et al. (1996). A equação 6.2 apresenta a equação geral para a irradiância extraterrestre corrigida.

$$E_1^o = H_1^o \frac{d^2}{d_0^2} \cos(sza) \quad (6.2)$$

onde E_1^o é a irradiância extraterrestre corrigida, H_1^o é a irradiância original, d_0 é a distância Terra – Sol de 1 Unidade Astronômica e d é a distância real Terra – Sol, e sza o ângulo solar de zênite.

Como o espectrofotômetro Brewer mede a radiação global – radiação direta mais radiação difusa, e a transmissão espectral é originalmente definida pela razão entre as irradiâncias direta no topo da atmosfera e na superfície, define-se aqui a transmissão espectral relativa como a razão entre as irradiâncias totais incidentes numa superfície horizontal no topo da atmosfera – radiação direta, e na superfície terrestre – radiação global.

A Figura 6.9 apresenta as transmissões espectrais relativas calculadas utilizando-se os dados de irradiância espectral obtidos pelos espectrofotômetros Brewer das estações de observação de La Paz e Cuiabá, e os dados de irradiância espectral obtido pelo instrumento SUSIM/UARS. Foram utilizados 4 valores de ângulo solar de zênite e 2 de ozônio total. Os conjuntos apresentados constituem em ozônio total de 253 UD e $sza = 72^\circ$, ozônio total = 263 UD e $sza = 29^\circ$, ozônio total = 245 UD e $sza = 40^\circ$ e ozônio total = 245 UD e $sza = 54^\circ$.

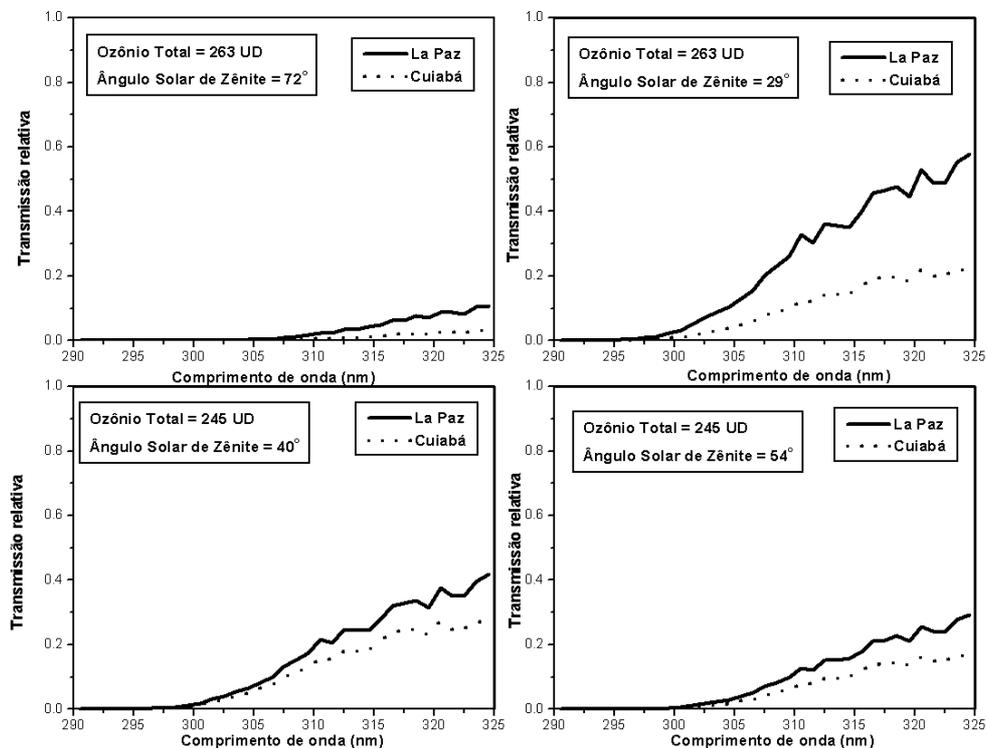


Fig. 6.9 – Transmissões Espectrais Relativas, calculadas como a razão entre a irradiância na superfície terrestre, medida pelo espectrofotômetro Brewer, para as estações de observação de La Paz e Cuiabá, e a irradiância no topo da atmosfera, medida pelo instrumento SUSIM/UARS.

Observa-se da análise da Figura 6.9 que a transmissão espectral relativa é nitidamente uma função do ângulo solar de zênite. Para um mesmo valor de ozônio a transmissão espectral relativa diminui com o aumento do ângulo solar de zênite, consequência da maior massa de atmosfera atravessada pelo feixe solar com grandes ângulos solares zenitais e correspondente maior atenuação da radiação. Observa-se que em relação ao efeito de altitude a transmissão espectral relativa é muito maior para La Paz em todos os comprimentos de onda ângulos zenitais por influência do fator altitude. Em termos de dependência com o comprimento de onda, a transmissão espectral relativa

torna-se significativa a partir de 300 nm, aumentando rapidamente com o aumento do comprimento de onda, efeito da forte absorção molecular pelo ozônio em comprimentos de onda < 315 nm.

A Figura 6.10 apresenta as curvas diárias de irradiâncias normalizadas para os comprimentos de onda de 305 nm e 325 nm. para o dia 31/08/1996 na estação de observações de La Paz.

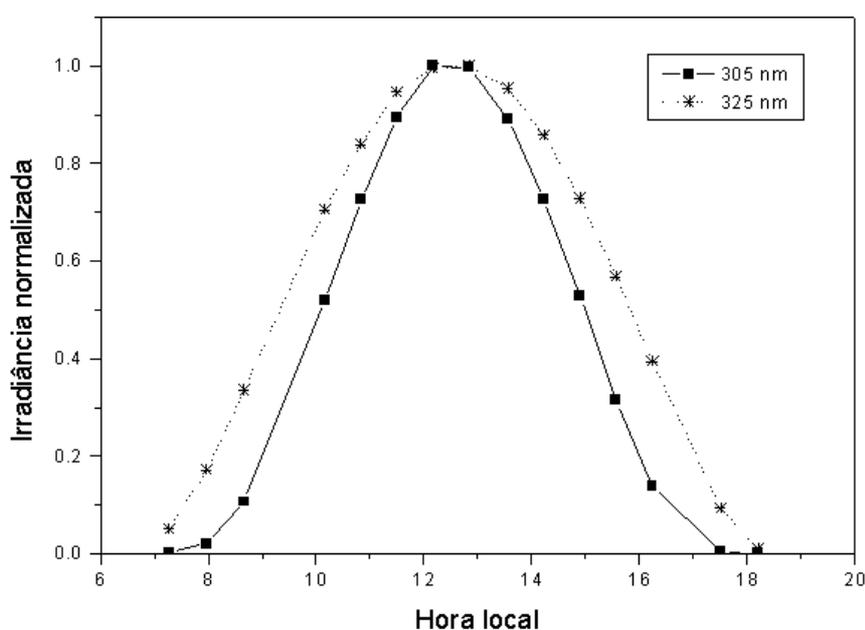


Fig. 6.10 – Variação diurna da irradiância espectral para o dia 31/08/1996 na estação de observação de La Paz. A figura apresenta as curvas de irradiâncias normalizadas para 305 nm e 325 nm.

Observa-se pela Figura 6.10 que a irradiância em comprimentos de onda mais curtos tende a estar mais concentrada perto ao meio dia local, com sua curva

subindo e decaindo mais rapidamente que a irradiância em comprimentos de onda mais longos.

Blumthaler (1993) obteve resultados semelhantes para medidas efetuadas em Jungfraujoch (ver Capítulo 5), nos Alpes, uma estação de montanha com alta altitude como La Paz. Em ambos os casos observa-se que a radiação de comprimentos de onda mais curtos apresenta um aumento mais escalonado na curva diária do que a radiação de comprimentos de onda mais longos. Isto é explicado pelo fato de que a radiação de comprimentos de onda mais curtos tem uma dependência mais forte do ângulo solar de zênite e sua intensidade é mais reduzida para grandes ângulos solares zenitais. Conseqüentemente "doses maiores" de radiação estarão mais concentradas próximo ao meio-dia local à medida que o comprimento de onda da radiação diminui.

CAPÍTULO 7

ANÁLISE DE DADOS DA VARIAÇÃO SAZONAL E ESPACIAL DA RADIAÇÃO UV-B DE BANDA LARGA

7.1 Medidas com os Sensores Portáteis de UV

As medidas com os Sensores Portáteis de UV foram realizadas no INPE, no "campus" de São José dos Campos, SP, o mais próximo possível do meio-dia local, em condições climáticas boas, com o Sol não bloqueado por nuvens. As leituras são instantâneas. As observações iniciaram em julho/1998 e são utilizados dois sensores – o Medidor UV - modelo 3d e o Radiômetro IL1700 (ver Capítulo 3). Estas observações foram diretamente coletadas pelo autor do trabalho.

A Figura 7.1 apresenta a variação temporal da radiação nas faixas do UV-A e UV-B medidas efetuadas com o Medidor UV modelo 3d. Os dados de radiação UV-B são dados em MED/h, com a radiação ponderada pelo espectro de ação de eritema.

A Figura 7.2 apresenta a comparação entre a radiação UV-B medida pelo Medidor UV - modelo 3d e a radiação UV-B integrada medida pelo Radiômetro IL1700.

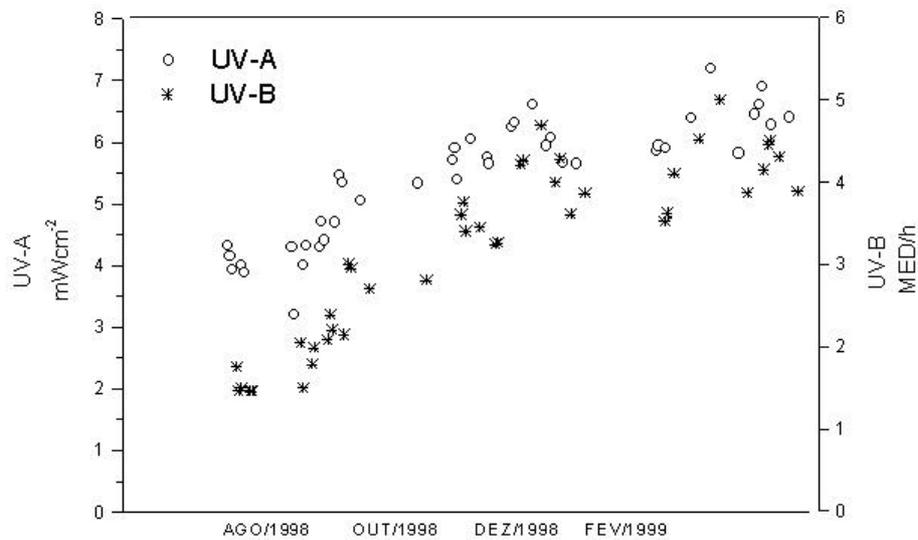


Fig. 7.1 – Variação da radiação UV-A e UV-B medidas pelo Medidor UV modelo 3d na estação de observação de São José dos Campos.

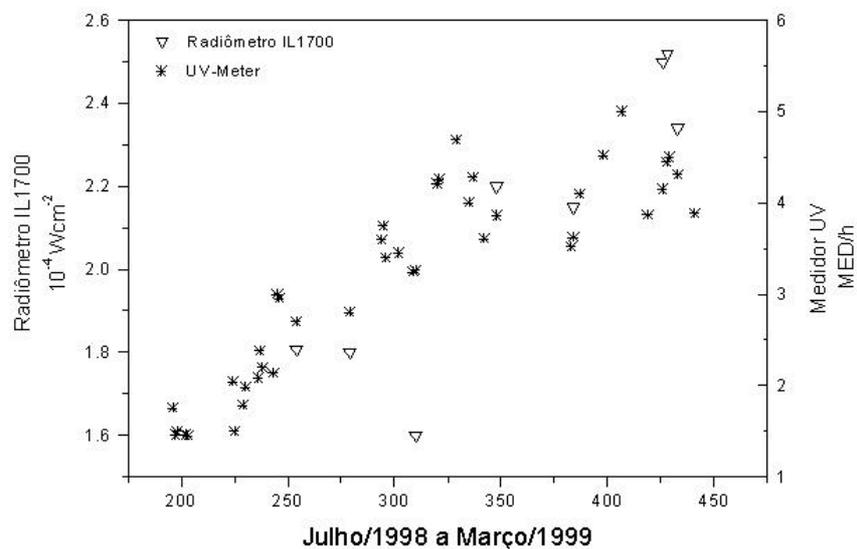


Fig. 7.2 – Variação da radiação UV-B ponderada com o espectro de ação de eritema, medida pelo Medidor UV modelo 3d e a radiação UV-B integrada ($\lambda < 315$ nm) medida pelo Radiômetro IL1700 ($10^{-4}Wcm^{-2}$).

As intensidades normalizadas da radiação UV - A e UV - B em função do ângulo solar de zênite são apresentadas na Figura 7.3. Nota-se que para baixos ângulos solares zenitais ($sza < 20^\circ$), a amplitude normalizada é bastante similar para ambas as faixas, mas com o aumento no ângulo solar zenital, a radiação UV-B decai mais rapidamente que a radiação UV-A. Este comportamento diferenciado está associado ao maior espalhamento e absorção para grandes ângulos solares zenitais que a faixa UV-B sofre, e conseqüentemente a radiação UV-B é mais atenuada por absorção e espalhamento do que a radiação UV-A.

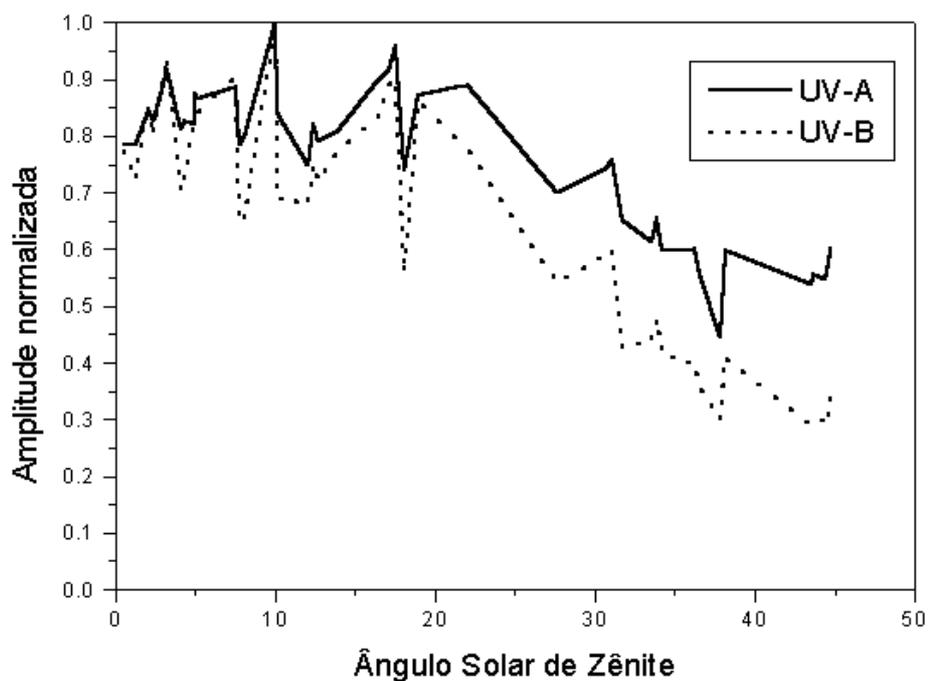


Fig. 7.3 – Variação das intensidades da radiação normalizada nas faixas UV - B e UV - A, medidas na estação de observações no "campus" do INPE de São José dos Campos com o Medidor UV - modelo 3d, em função do ângulo solar de zênite.

7.2 Apresentação dos Dados da Rede de Medidores Biômetro UV do INPE

A rede de radiômetros Biomêtro UV do INPE está distribuída em diversas localidades do Brasil, Bolívia, Chile e na estação brasileira Comandante Ferraz na Antártica. Para os estudos apresentados neste Capítulo foram utilizados os dados observacionais obtidos pelas estações de Blumenau, Cachoeira Paulista, Campo Grande, La Paz, Natal, Porto Alegre, Punta Arenas e Ribeirão Preto, com o objetivo de analisar a variação sazonal e as amplitudes relativas intersazonais de acordo com a latitude geográfica, calcular o Índice UV e obter sua distribuição espacial e temporal. A Tabela 7.1 apresenta o período de dados analisado para cada estação de observação equipada com os Biômetros.

TABELA 7.1 –PERÍODO DE DADOS DAS ESTAÇÕES DE OBSERVAÇÕES QUE OPERAM OU OPERAVAM O BIÔMETRO

Estação	Período de dados analisado
Blumenau	15/02/1995 – 22/01/1997
Cachoeira Paulista	02/12/1994 – 31/01/1999
Campo Grande	01/11/1995 – 31/01/1999
La Paz	08/12/1995 – 31/01/1999
Natal	15/08/1994 – 31/01/1999
Porto Alegre	23/08/1997 – 31/01/1999
Punta Arenas	14/10/1994 – 30/11/1997
Ribeirão Preto	12/08/1994 – 25/10/1995

O Biômetro mede a radiação UV ponderada com o espectro de ação de eritema de McKinlay – Diffey (McKinlay e Diffey, 1987), daqui por diante chamada de Radiação UV – Eritema, e integra as irradiâncias medidas em um intervalo de tempo de medidas, em geral uma hora, obtendo-se a dose de radiação em unidades de “MEDs”.

7.3 Análise da Variação Sazonal e Espacial da Radiação UV-B

Para analisar a variação sazonal da Radiação UV – Eritema, foram selecionados os valores máximos diários de dose de radiação, em geral próximo ao meio – dia local, a fim de permitir a confecção das séries temporais para as localidades e os períodos dados na Tabela 7.1. As Figuras 7.4, 7.5, 7.6, 7.7, 7.8, 7.9, 7.10 e 7.11 apresentam as séries temporais das doses de radiação máximas diárias para as estações de observação listadas na Tabela 7.1, respectivamente para as estações de observações de Blumenau, Cachoeira Paulista, Campo Grande e La Paz, Natal, Porto Alegre, Punta Arenas e Ribeirão Preto.

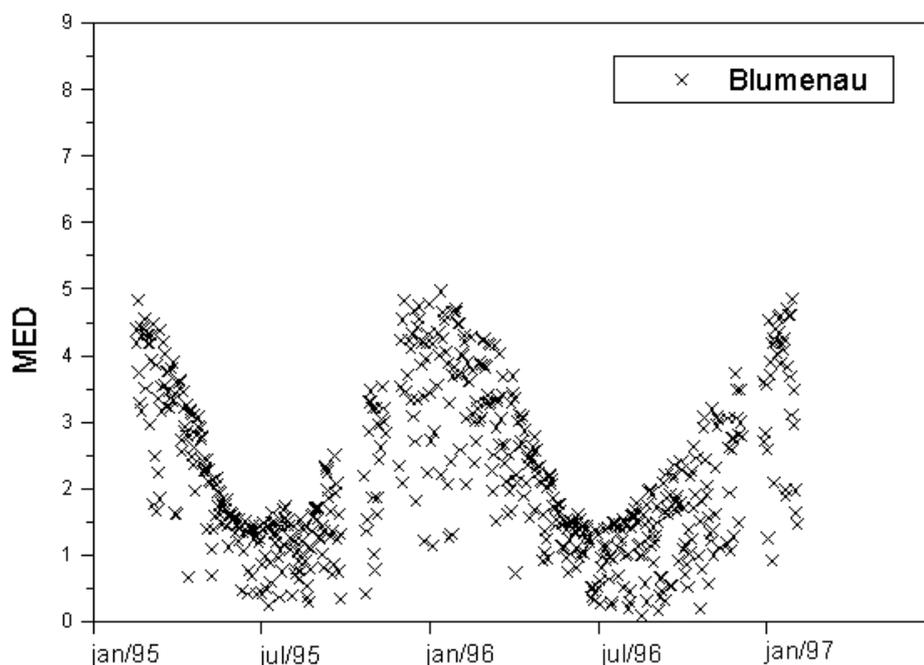


Fig. 7.4. – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Blumenau.

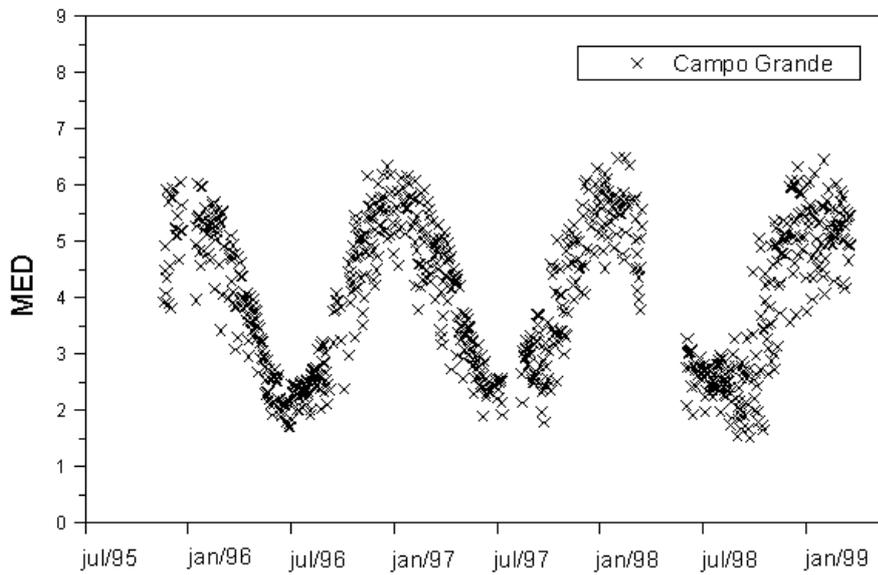


Fig. 7.5. – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Campo Grande.

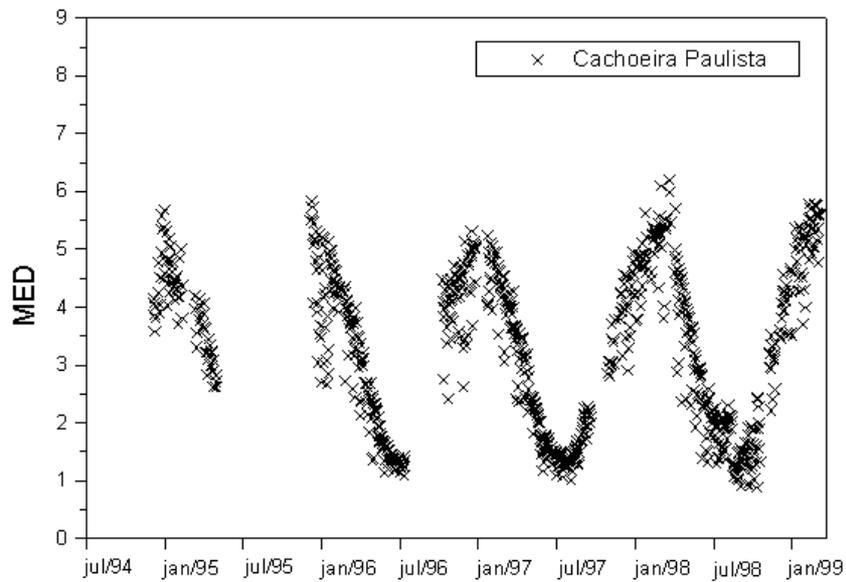


Fig. 7.6. – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Cachoeira Paulista.

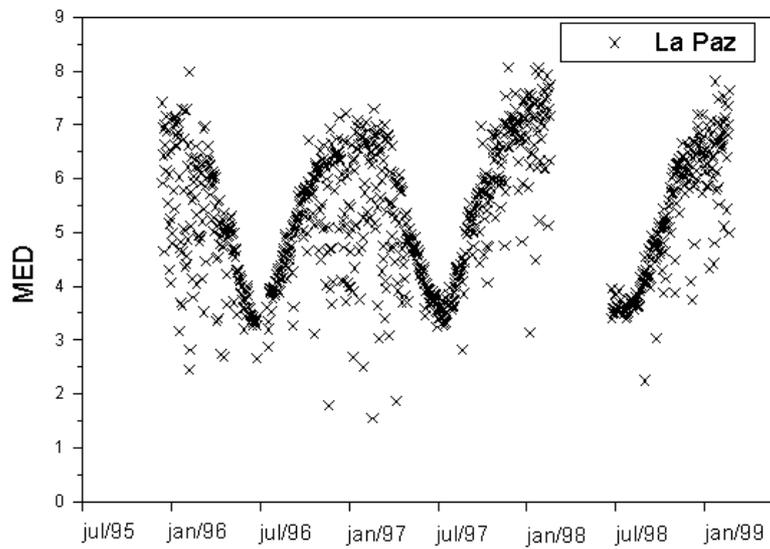


Fig. 7.7 – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de La Paz.

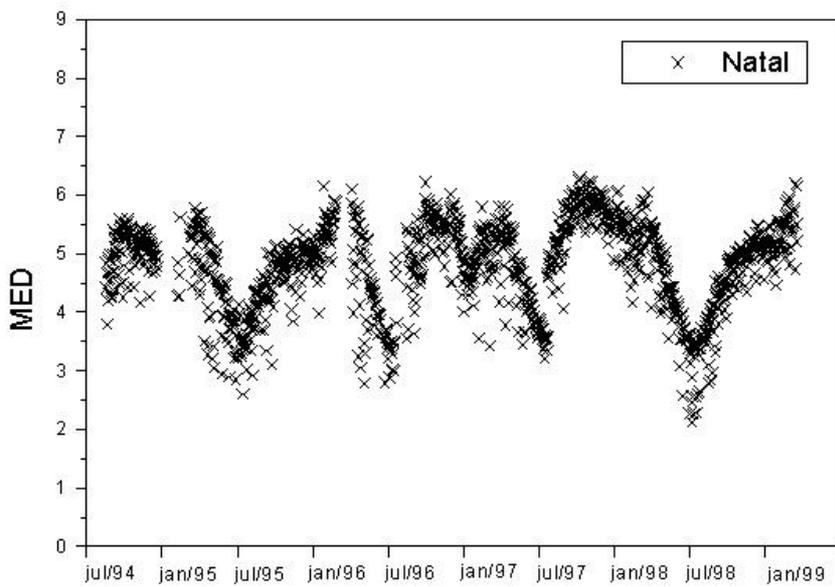


Fig. 7.8 – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Natal.

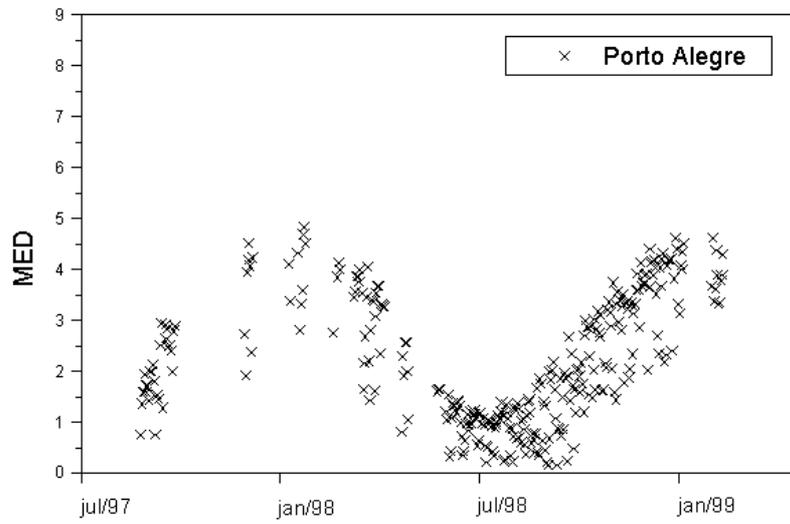


Fig. 7.9 – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Porto Alegre.

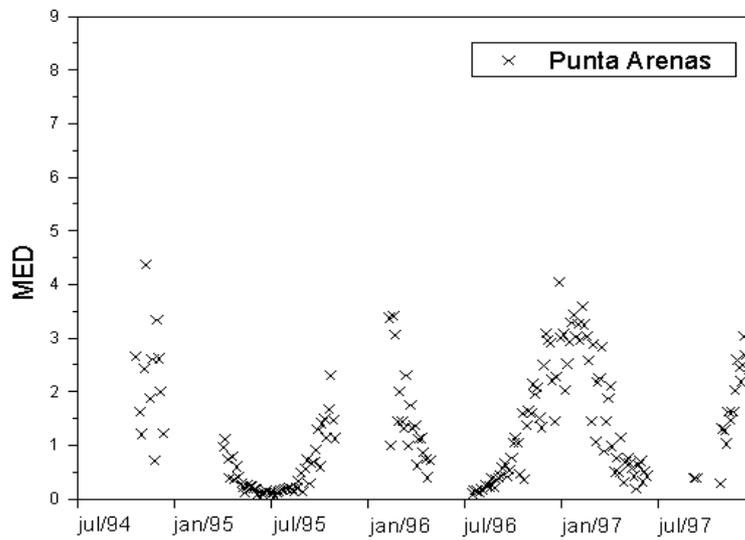


Fig. 7.10 – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Punta Arenas.

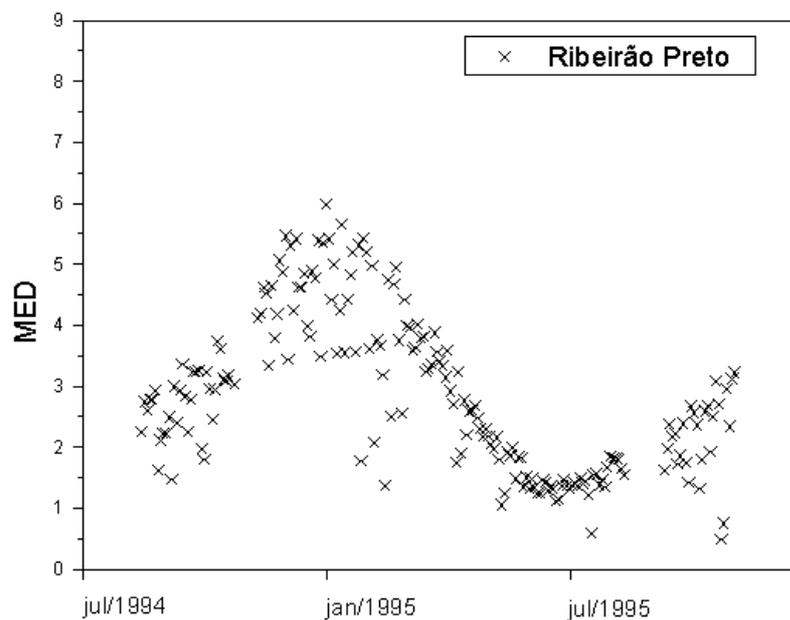


Fig. 7.11 – Série temporal da Radiação UV – Eritema obtida pelo Biômetro da estação de observações de Ribeirão Preto.

Da análise das séries temporais apresentadas nas Figuras 7.4 a 7.11 ressalta-se o caráter marcadamente sazonal da variação da Radiação UV - Eritema, associada ao ciclo anual do ângulo solar de zênite. O efeito de latitude geográfica também é observado, com radiação mais intensa em menores latitudes, por exemplo, maior na região de Campo Grande e de Natal, do que nas regiões de Porto Alegre e de Punta Arenas. O efeito de altitude também é observado, com as doses de radiação da região de La Paz superando às da região de Natal.

O comportamento errático apresentado nos dados é causado pela nebulosidade; nas Figuras 7.4 a 7.11 estão representados todos os dados, independente da presença de nuvens. E a presença de nuvens é um fator

importante na atenuação da radiação UV-B, provocando grande variabilidade interdiária associada às condições de cobertura de nuvens (Diaz et al., 1996; Roy et al., 1997).

A distribuição sazonal da radiação, calculando-se os valores médios para cada estação do ano, foi analisada. Ressalta-se antes que as estações tropicais não apresentam um verão bem diferenciado das outras estações do ano, devido à posição do Sol no céu na região intratropical passar pelo menor ângulo solar de zênite no mínimo duas vezes ao ano. Entretanto, para efetuar a análise, agruparam-se os dados em períodos de 3 meses, e aqui denominamos estes períodos de “Verão” (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), “Outono” (Março, Abril e Maio), “Inverno” (Junho, Julho e Agosto) e “Primavera” (Setembro, Outubro e Novembro). As Tabelas 7.2 e 7.3 apresentam o valor médio da dose de radiação UV - B para cada estação do ano, cada localidade e a razão entre os valores médios de dose de radiação para o período de “verão” em relação aos períodos de “inverno”, “primavera” e “outono”.

TABELA 7.2 –VALORES MÉDIOS DA DOSE DE RADIAÇÃO MÁXIMA DIÁRIA PARA CADA ESTAÇÃO DO ANO

Local	“Verão“ (MED)	“Inverno” (MED)	“Outono” (MED)	“Primavera” (MED)
Natal	5,11	4,13	4,64	5,18
La Paz	6,17	3,97	4,81	5,78
Campo Grande	5,26	2,53	3,54	4,23
Ribeirão Preto	4,34	1,42	2,39	3,29
Cachoeira Paulista	4,59	1,5	3,39	2,88
Blumenau	3,72	1,13	2,34	2,03
Porto Alegre	3,76	1,26	2,5	2,5
Punta Arenas	2,36	0,24	0,81	1,61

TABELA 7.3 –AMPLITUDES RELATIVAS INTERSAZONAIS PARA AS DOSES DE RADIAÇÃO OBTIDAS PARA MEDIDAS EFETUADAS NAS ESTAÇÕES DE OBSERVAÇÕES

Local	“Verão”/”Inverno”	“Verão/Outono”	“Verão/Primavera”
Natal	1,24	1,1	0,98
La Paz	1,55	1,28	1,07
Campo Grande	2,07	1,48	1,24
Ribeirão Preto	3,05	1,82	1,32
Cachoeira Paulista	3,06	1,59	1,35
Blumenau	3,29	1,59	1,83
Porto Alegre	2,98	1,49	1,5
Punta Arenas	10	2,91	1,46

A Figura 7.12 apresenta a razão da dose de radiação para o “verão” e para o “inverno” em função da latitude geográfica das estações de observações listadas na Tabela 7.1. Nota-se que a razão “verão”/”inverno” aumenta com a latitude geográfica, ou seja, a radiação no “verão” é relativamente cada vez maior que a radiação no “inverno” à medida que aumenta-se a latitude. Tal efeito está associado aos maiores ângulos solares zenitais e maiores colunas totais de ozônio presentes em maiores latitudes, que amplificam para maiores latitudes a atenuação da radiação no “inverno”.

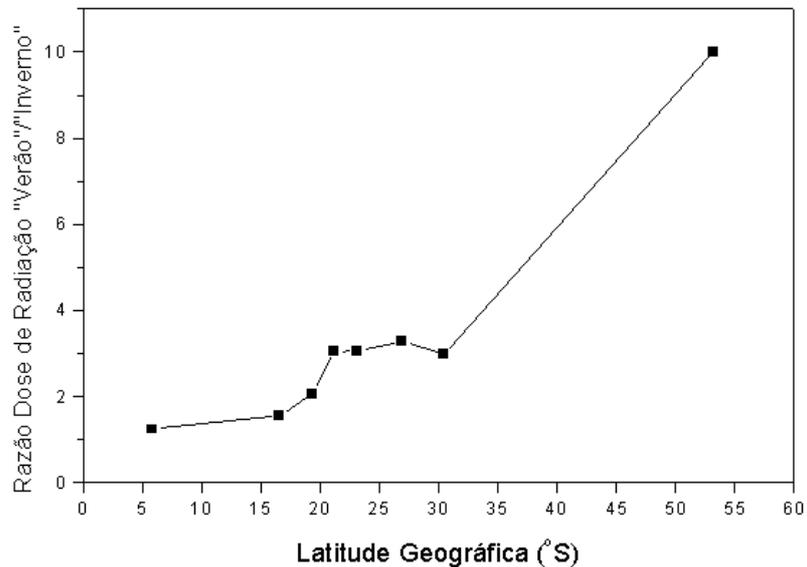


Fig. 7.12 – Razão “verão”/“inverno” das doses de radiação em função da latitude geográfica, obtida dos dados das estações de observação de Natal, La Paz, Campo Grande, Ribeirão Preto, Cachoeira Paulista, Blumenau, Porto Alegre e Punta Arenas.

Nota-se que para estações de baixa latitude a razão “verão”/“inverno” é bem menor que para estações à maiores latitudes. Em especial Punta Arenas apresenta um valor anormalmente alto (10), associado à sua localização sub-polar e a pouca presença do Sol no período de inverno.

Sasaki et al. (1993) agruparam os dados para medidas efetuadas no Japão (35° N, 135° E), em estações, e encontraram a razão “verão”/“inverno” = 4. O resultado obtido por Sasaki et al. (1993) é próximo do valor interpolado a 35° de latitude sul – 4,5, calculado entre a razão obtida na estação de observação de Porto Alegre - 30° S e a estação de observação de Punta Arenas – 53° S.

7.4 Cálculo dos Índices UV

Para as estações de observação com Biômetros, calcularam-se os Índices UV diários. Numa segunda etapa foram calculados os valores médios para cada dia do ano, de 1 a 365, utilizando-se todos os dados dos períodos de observação. Obteve-se a curva anual média representativa do Índice UV, para o período de dados disponível, em cada estação de observações. Da curva anual do Índice UV calculou-se uma curva suavizada, utilizando-se a média corrida em 30 dias. A Figura 7.13 apresenta as curvas suavizadas do Índice UV calculadas para as estações de observações de Blumenau, Cachoeira Paulista, Campo Grande, La Paz, Natal, Porto Alegre e Punta Arenas.

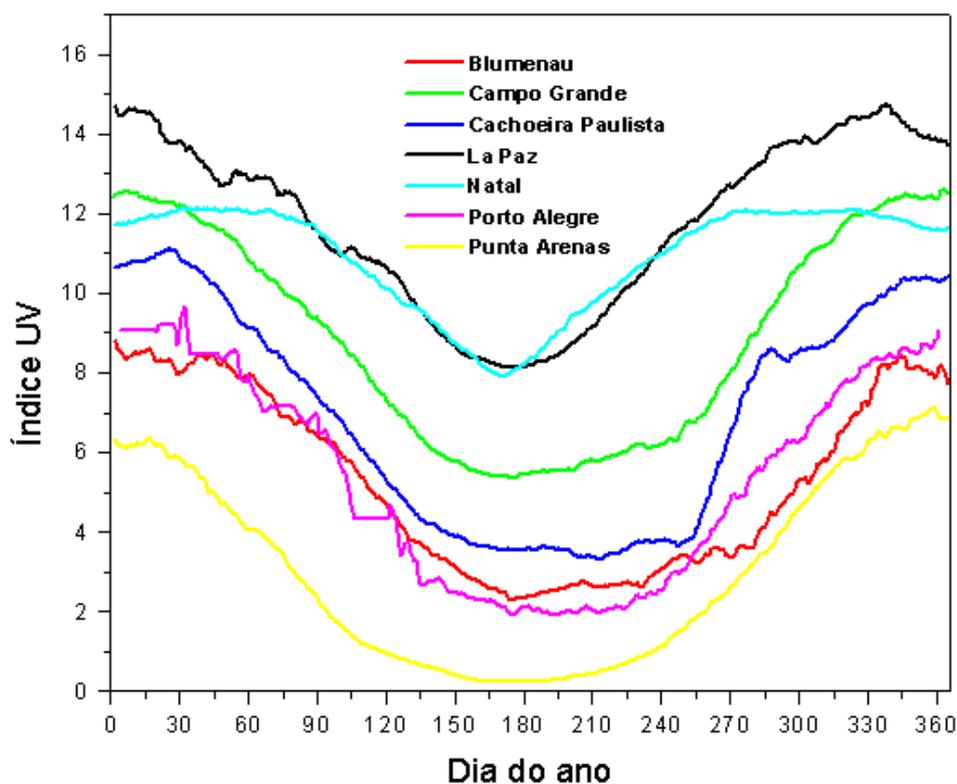


Fig. 7.13 – Médias corridas de 30 dias dos Índices UV calculados das observações das estações de Blumenau, Campo Grande, Cachoeira Paulista, La Paz, Natal, Porto Alegre e Punta Arenas.

O Índice UV apresenta valores mais altos para menores latitudes geográficas. Exceção ocorre para a região de La Paz, onde a curva anual de Índice UV apresenta valores superiores às curvas de outras estações de observações, inclusive da região de Natal, que se encontra praticamente sobre a linha equatorial. O efeito altitude de La Paz torna a radiação mais forte que em latitudes equatoriais. Para Natal observam-se a ocorrência de dois máximos anuais, associados à dupla passagem do Sol à pino sobre baixas latitudes ao longo de um ano. Em estações dentro do Trópico de Capricórnio o Sol está a pino duas vezes por ano ($sza \sim 0^\circ$), e as estações de observações registram dois máximos anuais, no verão, em fevereiro, e na primavera, em outubro (Roy et al., 1997).

Com os Índices UV calculados para cada estação de observação, obteve-se as médias mensais para todas as estações de observação. Com estes valores médios mensais foi permitido calcular os valores interpolados de Índice UV para a faixa latitudinal entre $5^\circ S$ a $30^\circ S$ e longitudinal entre $35^\circ W$ a $75^\circ W$. A interpolação não incluiu a estação de Punta Arenas, por haver um grande intervalo latitudinal entre esta e a estação mais próxima, Porto Alegre. A inclusão de Punta Arenas poderia gerar valores interpolados sem coerência então. A distribuição do Índice UV em função da latitude geográfica versus o mês do ano é apresentada na forma de mapa de contornos na Figura 7.14.

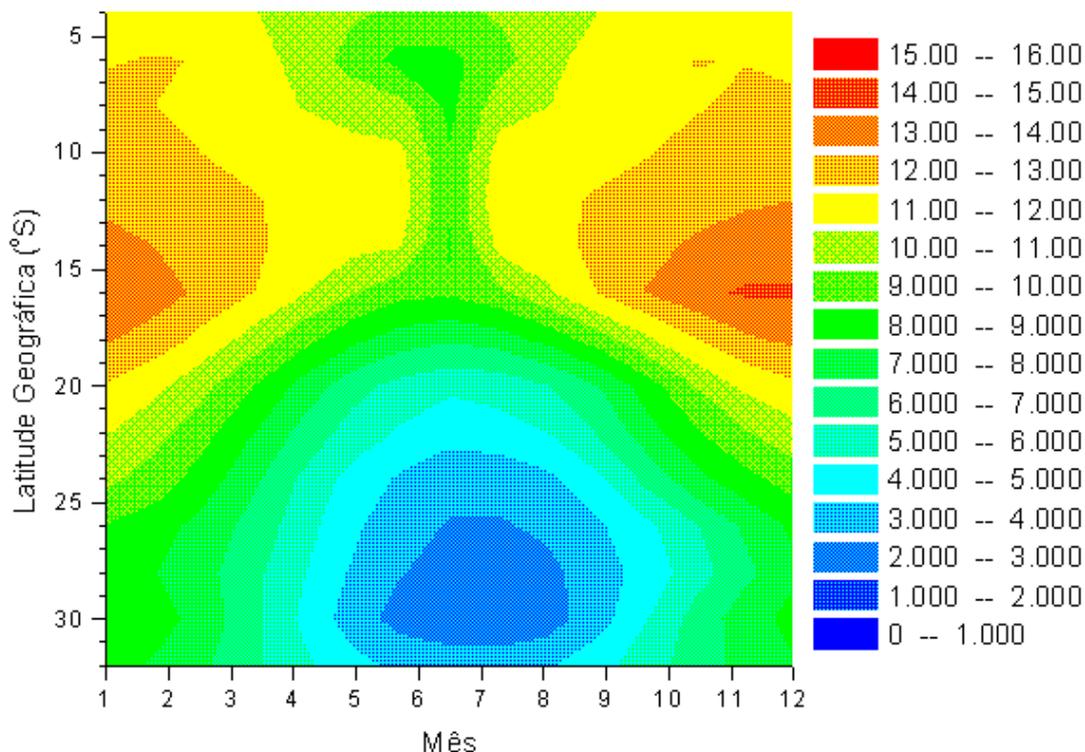


Fig. 7.14 – Mapa de contornos de Índices UV gerado a partir dos Índices UV calculados para as estações de observações de: Natal, La Paz, Campo Grande, Cachoeira Paulista, Blumenau e Porto Alegre. O Índice UV é apresentado em função da latitude geográfica e dos meses do ano, e supondo-se que não há variação da radiação UV-B com a longitude geográfica.

A Figura 7.14 permite visualizar as épocas do ano e latitudes em que o Índice UV é mais alto. No exemplo calculado encontra-se os maiores valores na faixa de 15 a 20° S, influência da estação de observação de La Paz, e no período de verão.

Com os Índices UV calculados, pode-se determinar o período do ano para cada estação de observações nos quais o Índice UV atinge valores altos ou muito

altos (ver classificação dos Índices UV na Tabela 2.2 do Capítulo 2). Elaborou-se na Tabela 7.4 um resumo informando os meses para cada localidade em que o Índice UV é alto ($7 < I - UV < 9$) ou muito alto ($I - UV > 10$). Consultando-se a Tabela 7.4 ou o mapa de contornos da Figura 7.14, pode-se conhecendo-se a latitude do local determinar os meses do ano em que o Índice UV é mais elevado.

TABELA 7.4 – REGIÕES E ÉPOCAS DO ANO, MESES QUE APRESENTAM VALORES DE ÍNDICES UV ALTOS E MUITO ALTOS

Regiões	Meses com Índice UV alto ($7 < I - UV < 9$)	Meses com Índice UV muito alto ($I - UV > 10$)
Blumenau	janeiro, fevereiro, março e dezembro	
Cachoeira Paulista	março, outubro e novembro.	janeiro, fevereiro e dezembro.
Campo Grande	abril, setembro e outubro.	janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro.
La Paz	Maio, junho e julho.	janeiro, fevereiro, março, abril, agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro.
Natal	Maio, junho e julho.	janeiro, fevereiro, março, abril, agosto, setembro, outubro, novembro e dezembro.
Porto Alegre	janeiro, fevereiro, março, novembro e dezembro.	-

Das informações apresentadas na Tabela 7.4, observa-se que as regiões de La Paz na Bolívia, Natal e Campo Grande no Brasil, são as que apresentam a maior frequência de Índices UV com valores muito altos, como se poderia esperar pela posição do Sol na esfera celeste.

CAPÍTULO 8

DEDUÇÃO DA ESPESSURA ÓPTICA ATMOSFÉRICA NA REGIÃO ESPECTRAL DO ULTRAVIOLETA

8.1 Introdução

Conforme visto no Capítulo 2, a espessura óptica é um parâmetro que descreve a atenuação da radiação solar na atmosfera planetária. Para a região espectral do UV a espessura óptica total pode ser separada basicamente em 3 componentes: espessura óptica de absorção pelo ozônio, espessura óptica de espalhamento Rayleigh e espessura óptica de espalhamento por aerossóis.

No presente capítulo pretende-se apresentar o resultado da aplicação do método de Langley, definido na Seção 2.6, do Capítulo 2, aos dados de irradiâncias obtidos pelos instrumentos detectores do INPE distribuídos no Brasil e América do Sul. Com a regressão linear de Langley, obtém-se a espessura óptica atmosférica total, e com o cálculo em separado das espessuras ópticas de ozônio e Rayleigh, é possível calcular a espessura óptica de aerossóis. Uma metodologia para o cálculo da espessura óptica, utilizando os dados da radiação global dos espectrofotômetros Brewer, foi desenvolvida e é aqui apresentada. Também uma extensão desta metodologia foi aplicada aos dados dos medidores Biômetros para obter a espessura óptica atmosférica em banda larga.

8.2 O método de Langley

O método de Langley é usado para a dedução da espessura óptica atmosférica total a partir dos dados da irradiância, conforme já apresentado. A metodologia

implementada para o cálculo da espessura óptica atmosférica é descrita a seguir.

8.2.1 Pré-requisitos do método de Langley

O método de Langley requer alguns requisitos para a ocorrência da relação linear entre o logaritmo da irradiância e a secante do ângulo solar de zênite, que são:

- 1) A radiação medida é do tipo direta (do Sol).
- 2) A radiação é monocromática.
- 3) A radiação extraterrestre (no topo da atmosfera) é constante no período de tempo considerado para aplicação do método.
- 4) A espessura óptica atmosférica é constante no período de tempo considerado para a aplicação do método.
- 5) O intervalo de aplicação para a secante do ângulo solar de zênite é de 1 a 4.

O primeiro critério implica em que a radiação medida deveria ser um feixe quase unidirecional, proveniente diretamente do disco solar, sem componente de radiação espalhada pela atmosfera ou nuvens. O segundo critério supõe que a radiação medida seja de um comprimento de onda discreto, isto é, monocromática. Estes dois critérios foram assumidos na dedução da Lei de Beer e por isso necessitam ser cumpridos na aplicação do método de Langley. O terceiro critério supõe que a irradiância extraterrestre seja constante no intervalo de tempo considerado. Este critério é válido para períodos de tempo

curtos, por exemplo um dia, que são normalmente adotados para a aplicação do método. A menor variabilidade detectada na irradiância extraterrestre é o harmônico do período de rotação solar, de 14 dias. O quarto critério supõe que a espessura óptica permaneça constante ao longo do período de tempo de aplicação do método. Para um dia de céu limpo, a espessura óptica mantém-se razoavelmente constante, pois o ozônio não apresenta grande variabilidade diária. O quinto critério evita grandes ângulos solares de zênite ($sz > \sim 70^\circ$), para os quais a aproximação plano-paralela da atmosfera não vale mais.

8.3 Resultados Obtidos com o Espectrofotômetro Brewer – Medidas de Radiação Direta

O espectrofotômetro Brewer mede a radiação direta em 5 (cinco) comprimentos de onda 306,3 nm, 310,0 nm, 313,4nm, 316,7 nm e 320,1 nm, na sua operação padrão de observação da coluna total de ozônio. Estes dados são armazenados nos arquivos de dados brutos em contagens de fótons. Como o método de Langley independe da unidade de irradiância, um trabalho para análise destes dados visando a determinação da espessura óptica atmosférica foi recentemente desenvolvido (Silva et al., 1999b). A medida direta não é contaminada pela componente difusa da radiação UV global.

Com a espessura óptica atmosférica total conhecida e calculando-se as espessuras ópticas de ozônio e espalhamento Rayleigh, pode-se encontrar as espessuras óptica de aerossóis, pela relação apresentada na Equação 2.19, que para a região do UV:

$$t_I = t_I^R + t_I^{O3} + t_I^{aerossóis} \quad (8.1)$$

A Figura 8.1 apresenta um exemplo da aplicação do método de Langley para os dados de radiação direta do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para o dia 23/07/1996. Na legenda da figura apresentam-se as respectivas espessuras ópticas calculadas para os comprimentos de onda de 306,3 nm, 310,1 nm, 313,5 nm, 316,8 nm e 320,1 nm.

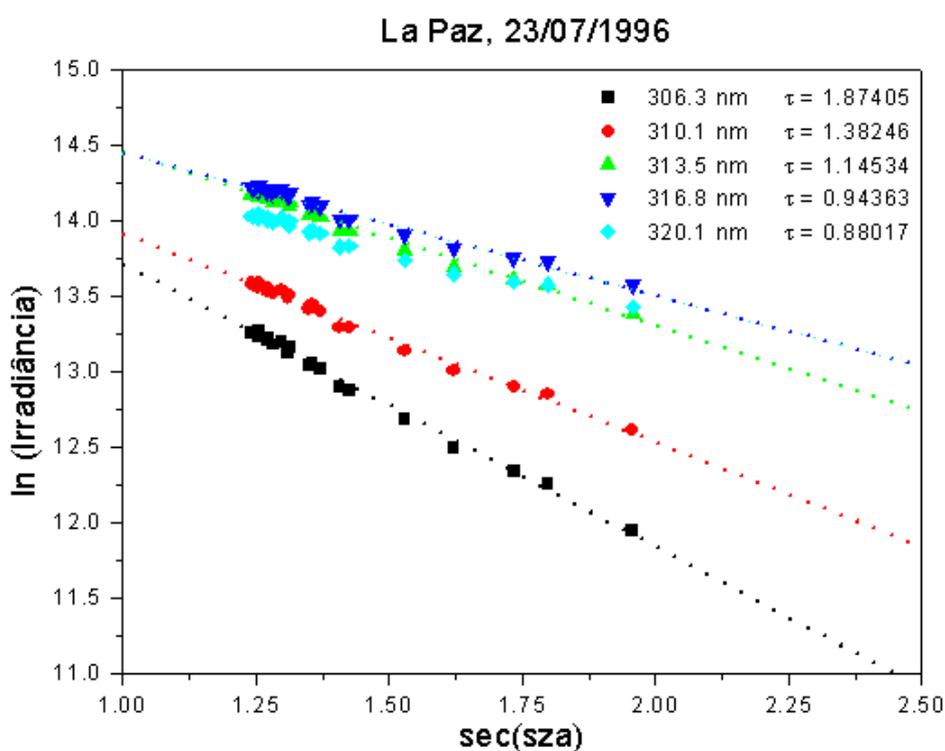


Fig. 8.1 – Aplicação do método de Langley aos dados de **radiação direta** do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, no dia 23/07/1996.

Com a espessura óptica total obtida pela regressão linear, e calculando-se separadamente as espessuras ópticas de espalhamento molecular Rayleigh e de absorção pelo ozônio (conforme será visto na seção 8.4), pode-se determinar a espessura óptica de aerossóis para cada comprimento de onda de radiação. A Figura 8.2 apresenta um exemplo das espessuras ópticas

calculadas, utilizando-se os dados de radiação direta do espectrofotômetro Brewer de La Paz, para o dia 02/07/1996.

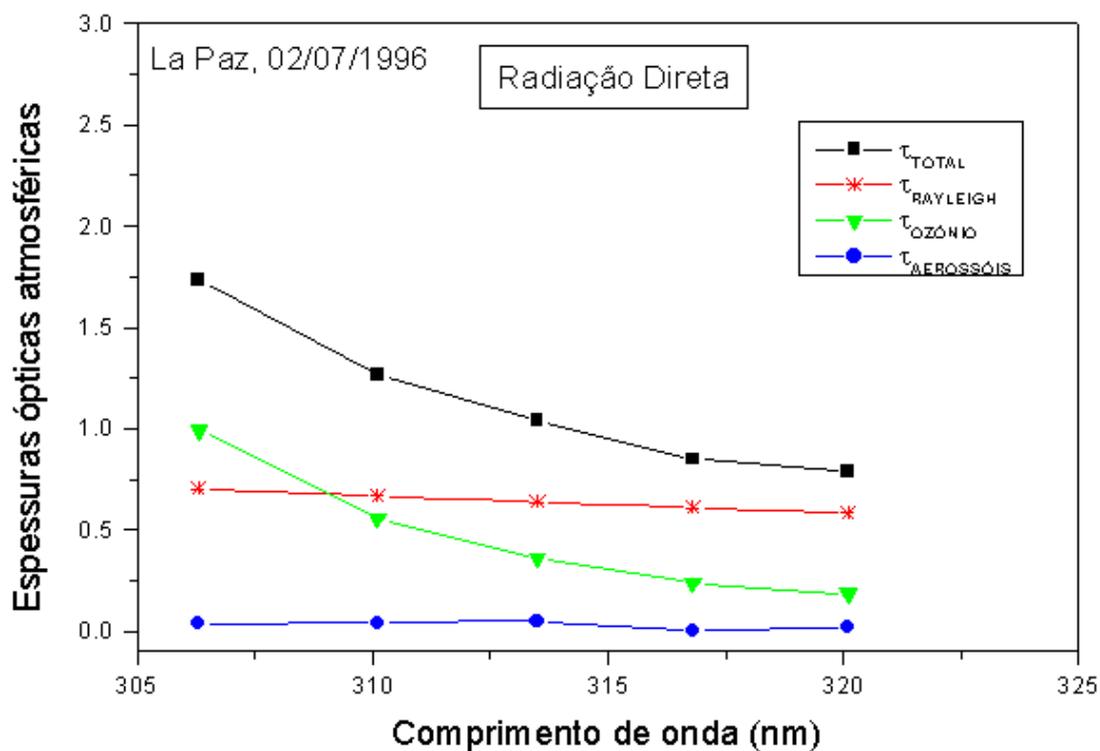


Fig. 8.2 – Espessuras ópticas obtidas pela aplicação do método de Langley aos dados de **radiação direta** do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para os comprimentos de onda de 306,3 nm, 310,0 nm, 313,4 nm, 316,7 nm e 320,1 nm, no dia 02/07/1996.

8.4 Resultados Obtidos com o Espectrofotômetro Brewer – Medidas de Radiação Global

Na seção anterior apresentaram-se os resultados das espessuras ópticas deduzidas utilizando-se dados de radiação direta. Numa segunda abordagem, utilizamos os dados de radiação global monocromática do espectrofotômetro Brewer para aplicação do método de Langley. Embora estejamos violando a primeira hipótese, neste caso procuramos testar a viabilidade de utilizar-se a radiação global para obter a espessura óptica atmosférica, por ser esta um parâmetro diretamente medido pelo espectrofotômetro Brewer. A nossa tentativa encontra apoio no fato da radiação global apresentar um comportamento também linear em função da secante do ângulo solar de zênite, conforme exemplificado na Figura 2.7. Também considera-se o fato da radiação global ser composta por radiação direta mais radiação difusa. Os resultados do experimento para medir radiação UV difusa, discutidos no Capítulo 5, mostram que para um intervalo de ângulos solares de zênite até aproximadamente 45° a razão radiação difusa/radiação global não varia fortemente na faixa do UV-B, conforme pode ser observado na Figura 5.3. Procurou-se então calcular a espessura óptica atmosférica utilizando-se os dados de radiação global, e a verificação destes resultados é feita comparando-se com os resultados obtidos para a espessura óptica atmosférica calculada a partir dos dados de radiação direta do espectrofotômetro Brewer, apresentados na seção anterior.

Matematicamente, pode-se ainda impor mais um requisito, no sentido de somente aceitar os dados acima de um certo r^2 (coeficiente de correlação da reta de regressão linear ao quadrado). Com isto ficam eliminados mais alguns pontos de radiação contaminados pela presença de nuvens.

Para obedecer aos requisitos de Langley, a seleção dos dados a serem analisados tem a seguinte pré-seleção:

- 1) Dias de tempo bom, ou seja, sem nebulosidades bloqueando a radiação solar, e em conseqüência a curva de irradiância diária deve apresentar um comportamento suave.
- 2) Correlação linear no mínimo de 50% entre o logaritmo da irradiância e a secante do ângulo solar de zênite. No presente trabalho utilizaram-se os dados que apresentaram variância (r^2 , coeficiente de correlação linear ao quadrado) $> 0,5$.

A passagem de nuvens produz flutuações que devem ser removidas ou a regressão produzirá resultados sem sentido. O procedimento padrão para a seleção preliminar de dados de irradiância de tempo limpo é a edição visual, com a observação gráfica dos dados (Harrisson e Michaliky, 1994). Na ausência de informações de cobertura de nuvens, geralmente se utiliza o critério da forma suave da distribuição das irradiâncias em função do tempo para determinar os dias sem nuvens (Roy et al., 1994). Este mesmo critério foi adotado na metodologia estabelecida neste Capítulo para selecionar os dias de tempo limpo. Como a presença de nuvens diminui a radiação, e a curva diária em condições de céu limpo tem um comportamento suave e forma de distribuição normal, um desvio deste comportamento invariavelmente indica nebulosidade (King e Byrne, 1976; Harrisson, 1994). Observaram-se graficamente as curvas diárias de todos os dias a serem analisados, e selecionaram-se somente os dias com curvas diárias suaves, descartando-se os demais dias que apresentassem mais de dois pontos irregulares.

Para o cálculo da espessura óptica foram desenvolvidos programas específicos de computação. Estes programas foram escritos em Linguagem C e permitem processar um ano de dados diretamente. O primeiro programa, *PREPRO.C*, lê os arquivos de dados do espectrofotometro Brewer no formato "uvbdddyy.###", sendo "ddd" o dia juliano, "yy" o ano, e "###" o número do instrumento. Para

um dado comprimento de onda lêem-se os horários, em hora universal, e as irradiâncias do arquivo “uvbdddyy.##”. A partir da hora universal e utilizando um algoritmo apresentado por Dalhback (Dalhback, 1992), é calculado o ângulo solar zenital. São gravados no arquivo de saída, formato “uvbdddyy” a hora universal, a irradiância, o logaritmo natural (ln) da Irradiância e a massa de ar (<4.0). Com estes arquivos é realizada a análise gráfica do comportamento da curva diurna e são selecionados os dias sem nuvens. Com os dias de tempo limpo aplica-se o segundo programa, *LANGLEY.C*, o qual lê os dados de massa de ar μ e o logaritmo da irradiância, $\ln(\text{irradiância})$ e posteriormente calcula a regressão linear. O coeficiente angular desta regressão linear constitui a espessura óptica total atmosférica. O programa também lê os arquivos contendo as colunas totais de ozônio para cada dia, medida pelos espectrofotômetros Brewer em cada estação de observações, que são necessários para o cálculo da espessura óptica de ozônio. É necessário fornecer a pressão atmosférica da estação de observações para o cálculo da espessura óptica Rayleigh. A espessura óptica de absorção por ozônio e a espessura óptica de espalhamento Rayleigh são calculadas em sub-rotinas distintas. Realiza-se a subtração da espessura óptica total da soma das espessuras ópticas de ozônio e Rayleigh, encontrando-se a espessura óptica de aerossóis. O arquivo de saída no formato “taudddy”, contém o comprimento de onda, as espessuras ópticas total, de ozônio, de espalhamento Rayleigh e de espalhamento por aerossóis e o coeficiente de correlação linear da regressão. O Apêndice B apresenta exemplos dos arquivos de dados gerados.

Uma curva diária de irradiância em função do tempo para a análise é apresentada na Figura 8.3. O exemplo em questão é para o dia 28/07/1997 na estação de observações de La Paz e radiação de comprimento de onda em 315 nm. Observa-se a forma suave da distribuição de pontos, sem a ocorrência de flutuações bruscas, que seriam causadas pela presença de nuvens bloqueando a radiação solar.

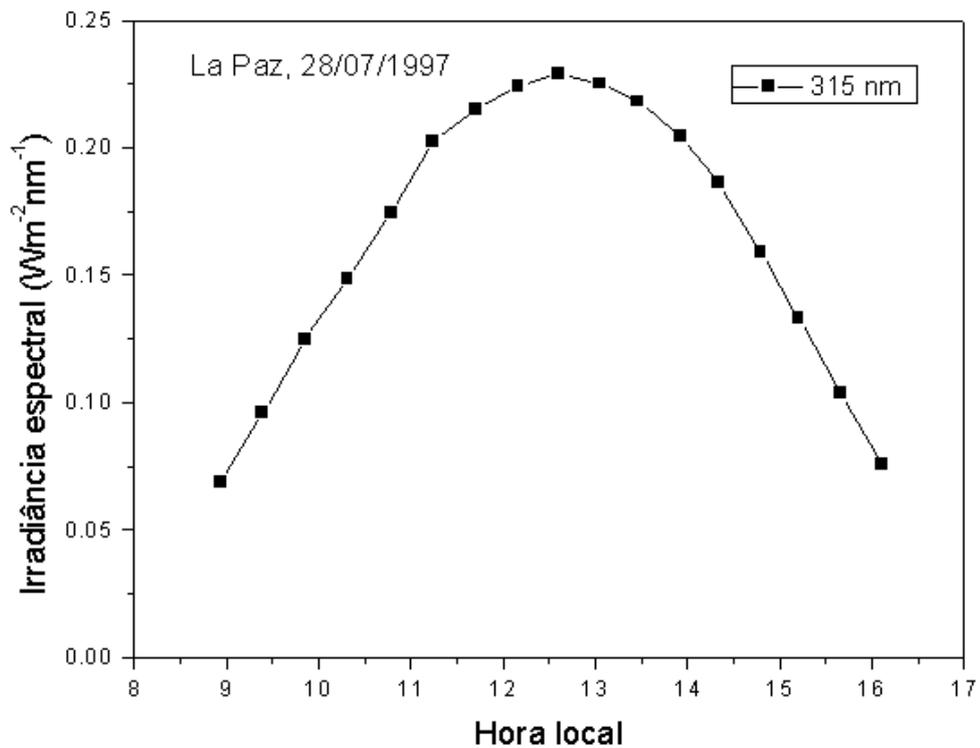


Fig. 8.3 – Curva diária de Irradiância para a estação de observações de La Paz, e comprimento de onda de 315 nm, para o dia 28/07/1997, com tempo bom.

Apresenta-se a seguir um exemplo de conjunto de dados a serem analisados pelo método de Langley: irradiância espectral, $\ln(\text{irradiância})$, ângulo solar zenital, e $\sec(\text{sza})$, é apresentado na Tabela 8.1.

Com os dados da Tabela 8.1 pode-se construir o gráfico de Langley como exemplificado na Figura 2.7, determinando-se a espessura óptica total, através do coeficiente angular da reta de regressão da distribuição dos pontos do diagrama.

TABELA 8.1 –DADOS OBTIDOS COM O ESPECTROFOTÔMETRO BREWER DE LA PAZ PARA O DIA 03/06/1997 - IRRADIÂNCIA A 310 NM

Irradiância (Wm⁻²nm⁻¹)	Ln (Irradiância)	Sza	Cos (sza)	Sec(sza)
0,0077	-4,86705	73,3	0,28749	3,47839
0,02086	-3,86992	65,17	0,41982	2,38198
0,06883	-2,67612	46,894	0,68335	1,46337
0,07906	-2,53755	43,488	0,72551	1,37834
0,08537	-2,46076	41,15	0,75292	1,32816
0,08873	-2,42216	39,47	0,77187	1,29556
0,08904	-2,41867	38,92	0,77811	1,28533
0,08794	-2,4311	39,39	0,77276	1,29407

A Figura 8.4 apresenta o resultado do exemplo da aplicação do método de Langley aos dados da Tabela 8.1, do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para o dia 03/06/1997. Os pontos correspondem ao ln(irradiância) para os comprimentos de onda de 300 nm, 305 nm, 310 nm, 315 nm, 320 nm e 325 nm. E as linhas tracejadas descrevem as retas de regressão linear. Nota-se que os pontos são muito bem ajustados pelas retas de regressão, com $r^2 = 0,96$, o que significa que os pontos usados estão satisfazendo os critérios elaborados para a aplicação do método. A Figura 8.4 fornece inclusive a espessura óptica total para cada comprimento de onda.

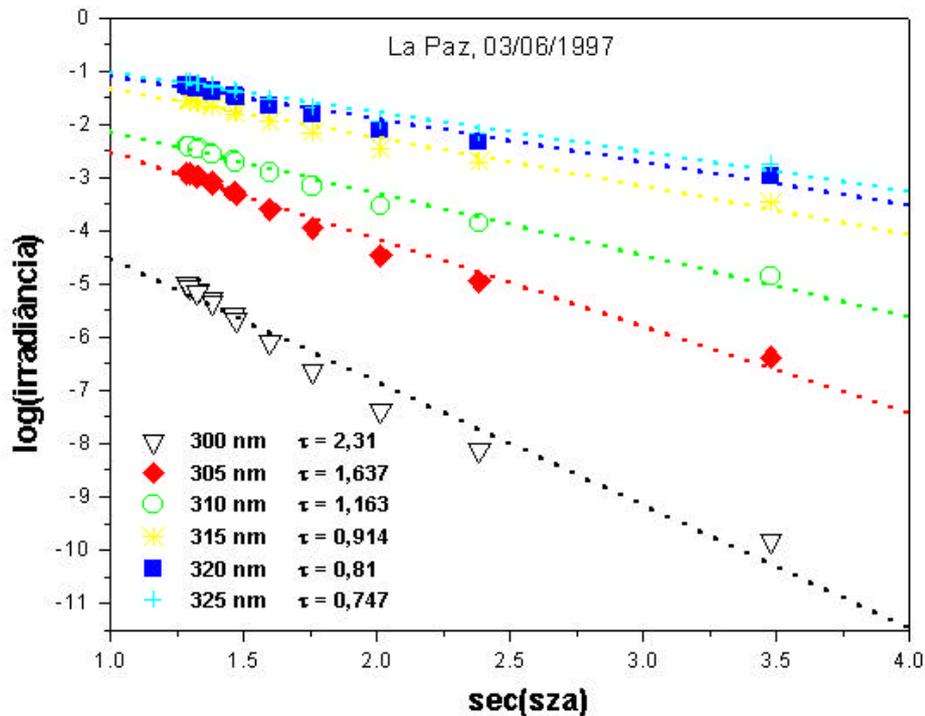


Fig. 8.4 – Aplicação do método de Langley aos dados de **radiação global** do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para os comprimentos de onda de 300 nm, 305 nm, 310 nm, 315 nm, 320 nm e 325 nm, para o dia 03/06/1997 - um exemplo.

Para validar o método, com as espessuras ópticas deduzidas dos dados de irradiância global do espectrofotômetro Brewer e apresentadas na Figura 8.4 e dispondo-se de dados de irradiância extraterrestre do instrumento SUSIM, calculou-se a irradiância espectral na superfície terrestre, utilizando-se a Lei de Beer. A irradiância calculada foi corrigida para a irradiância na distância Terra-Sol real e incidente numa superfície horizontal multiplicando-se pelo cosseno do ângulo solar zenital (ver equação 6.2). A Figura 8.5 apresenta os valores calculados e os valores observados em La Paz para o dia 03/06/1997.

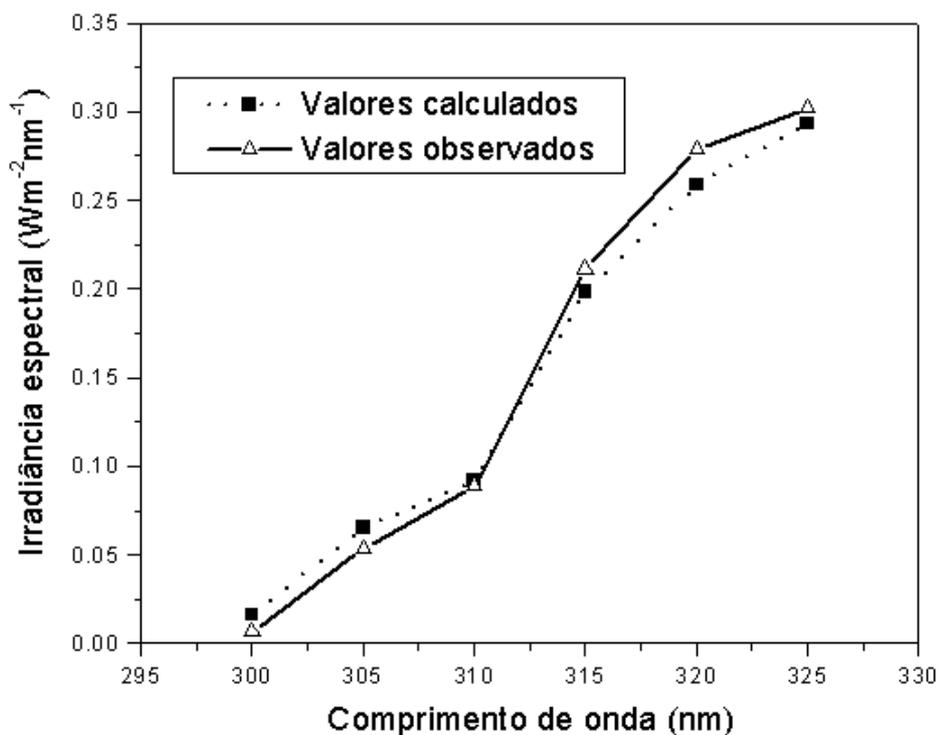


Fig. 8.5 – Variação das medidas da espessura óptica total. Irradiância espectral calculada a partir de dados de satélite para a superfície terrestre (linha tracejada com quadrados pretos) e medida em La Paz (linha cheia com triângulos) para o dia 03/06/1997.

A Figura 8.5 mostra uma excelente concordância entre os valores calculados e medidos. Deve-se lembrar que os valores medidos apresentam também um componente de radiação difusa, que a Lei de Beer não considera, e que constitui portanto um importante fator para a existência de divergências entre os valores calculados e medidos. Mas os resultados obtidos na Figura 8.5 mostram uma boa indicação da aplicabilidade do método aos dados de radiação global.

As espessuras ópticas obtidas pelo método de Langley para os dias 02/07/1996 utilizando dados de irradiância global do espectrofotômetro Brewer

da estação de observações de La Paz são apresentadas na Figura 8.6 A curva de cor preta indica a espessura óptica total, obtida pelos coeficientes angulares das retas de regressão, a curva de cor verde representa a espessura óptica de ozônio, a curva de cor vermelha representa a espessura óptica de espalhamento Rayleigh e a curva de cor azul corresponde à espessura óptica obtida para o espalhamento por aerossóis.

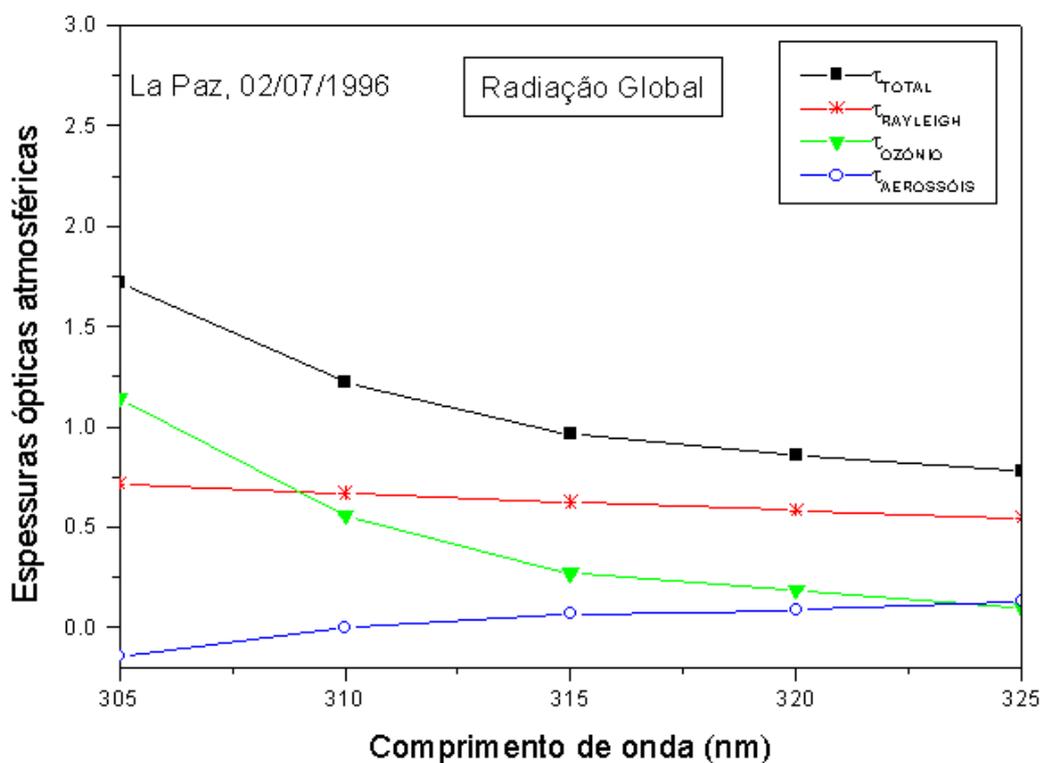


Fig. 8.6 – Espessuras ópticas obtidas pela aplicação do método de Langley aos dados de **radiação global** do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para os comprimentos de onda de 305 nm, 310 nm, 315 nm, 320 nm e 325 nm, no dia 02/07/1996.

8.5 Comparação dos Resultados – Radiação Global X Radiação Direta

Os resultados para radiação direta e radiação global apresentados nas Figuras 8.2 e 8.6 caracterizam a região espectral de predomínio das espessuras ópticas e de seu comportamento com o comprimento de onda. Da análise realizada tanto para radiação global, como para radiação direta, pode-se observar que a espessura óptica total diminui com o aumento do comprimento de onda, o mesmo ocorrendo para a espessura óptica de ozônio e de uma forma mais lenta para a espessura óptica de espalhamento Rayleigh. As intersecções das curvas nas Figuras 8.2 e 8.6 sugerem que a absorção de ozônio predomina na extinção da radiação UV até cerca de 310 nm, quando o espalhamento Rayleigh passa a ser mais importante, pois $\tau_{\lambda}^{\text{Rayleigh}} > \tau_{\lambda}^{\text{Ozônio}}$. Este decréscimo rápido na espessura óptica de ozônio está associado ao rápido decréscimo da seção reta de absorção molecular de ozônio conforme aumenta o comprimento de onda (Molina e Molina, 1986).

Os resultados dos cálculos obtidos, para radiação global e para a radiação direta, mostram que as espessuras ópticas totais calculadas são bem próximas conforme apresentado na Figura 8.7, o que sugere a viabilidade de se utilizar a radiação global para estimar a espessura óptica total.

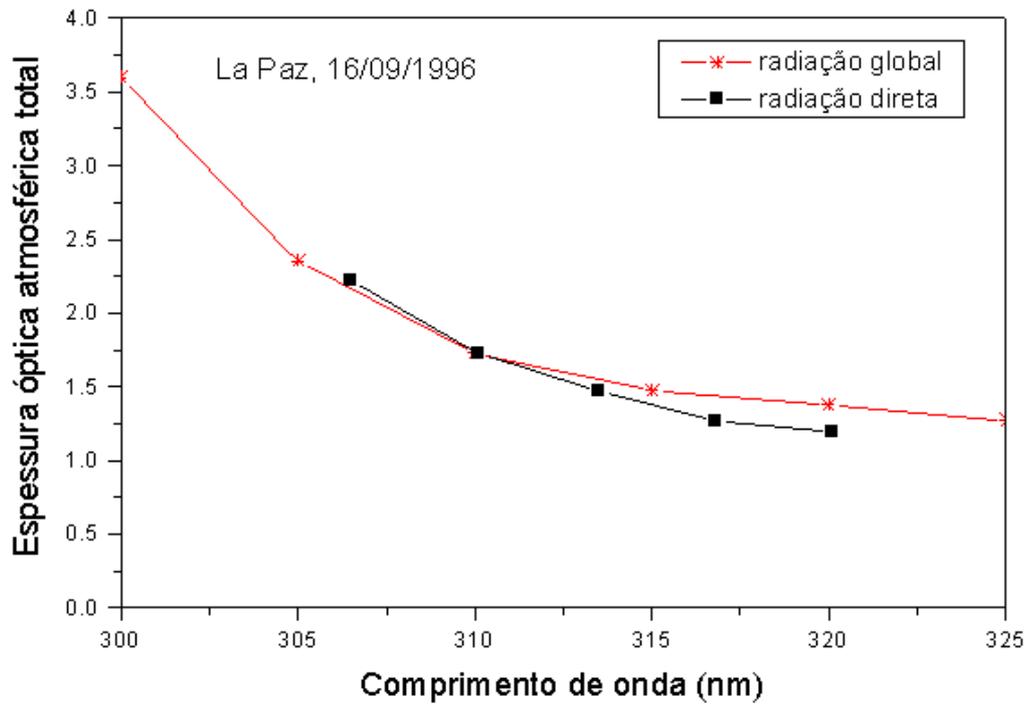


Fig. 8.7 – Espessuras ópticas totais, obtidas pela aplicação do método de Langley aos dados de **radiação direta** (curva preta com quadrados) e **radiação global** (curva vermelha com asteriscos) do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para o dia 16/09/1996.

Para a espessura óptica de aerossóis, entretanto, os resultados obtidos utilizando-se radiação direta diferem significativamente dos resultados obtidos utilizando dados de radiação global. As espessuras ópticas de espalhamento por aerossóis obtidas para o dia 16/09/1996 são apresentadas na Figura 8.8, como exemplo.

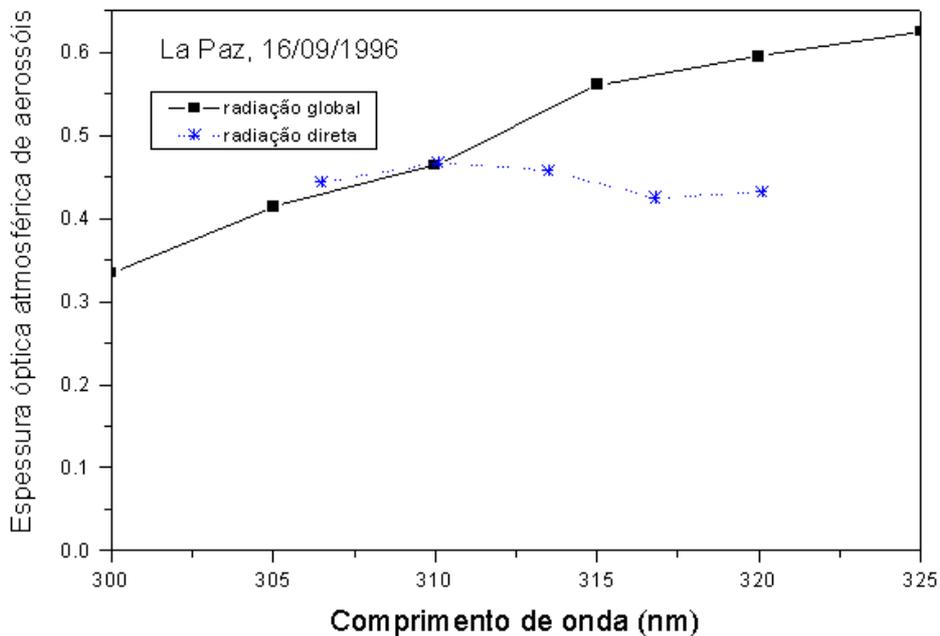


Fig. 8.8 – Espessuras ópticas de aerossóis, obtidas pela aplicação do método de Langley aos dados de **radiação direta** (linha pontilhada) e **radiação global** (linha contínua) do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de La Paz, para o dia 16/09/1996.

A espessura óptica de aerossóis difere significativamente no caso de radiação global para radiação direta, como pode ser observado comparando-se os resultados mostrados na Figura 8.8. As espessuras ópticas de aerossóis calculadas utilizando radiação global apresentam em certas circunstâncias valores negativos, o que não tem significado físico, e um rápido crescimento com o comprimento de onda. Esta dispersão está associada ao pequeno valor absoluto das espessuras ópticas de aerossóis; explica-se este fato visto que a espessura óptica total e a soma das espessuras ópticas de ozônio e Rayleigh são da mesma ordem de grandeza, e a espessura óptica de aerossóis é uma diferença entre estas duas, portanto um pequeno erro na determinação das

espessuras totais pode acarretar em uma grande alteração nos valores de espessuras ópticas de aerossóis.

Esta análise sugere que os dados de radiação solar global podem ser utilizados para o cálculo da espessura óptica total, com resultados bastante próximos aos obtidos utilizando-se radiação direta, porém a obtenção da espessura óptica de aerossóis deve ser feita utilizando-se radiação direta. De fato, o não cumprimento do primeiro requisito do método de Langley, radiação medida direta, implicou na inadequação da determinação de espessuras ópticas de aerossóis utilizando-se radiação global, embora o fato da radiação global apresentar uma variação de seu logaritmo em função da secante do ângulo solar zenital de forma linear possibilitar sua utilização para a determinação da espessura óptica atmosférica total.

8.6 Variação Sazonal da Espessura Óptica Total no UV

As espessuras ópticas totais diárias para os dados de radiação UV global dos espectrofotômetros Brewer das estações de observações de Cuiabá e de La Paz para o ano de 1995 e 1997, respectivamente, foram calculadas. Os valores diários apresentam fortes flutuações de um dia para outro, associadas: à variabilidade da atmosfera, às diferentes condições de observação e à qualidade da regressão linear. Para analisar a variação sazonal foi calculada a média mensal de maneira a suavizar as flutuações de dia a dia. A Figura 8.9 apresenta as médias mensais das espessuras ópticas totais para a região de Cuiabá. É importante ressaltar que a análise de variação sazonal é prejudicada por estarem sendo utilizados dados que não foram provenientes de uma pré-programação para otimizar as medidas de UV em função da secante do ângulo solar zenital visando a aplicação do método de Langley. Neste trabalho o objetivo principal é o teste do método de Langley.

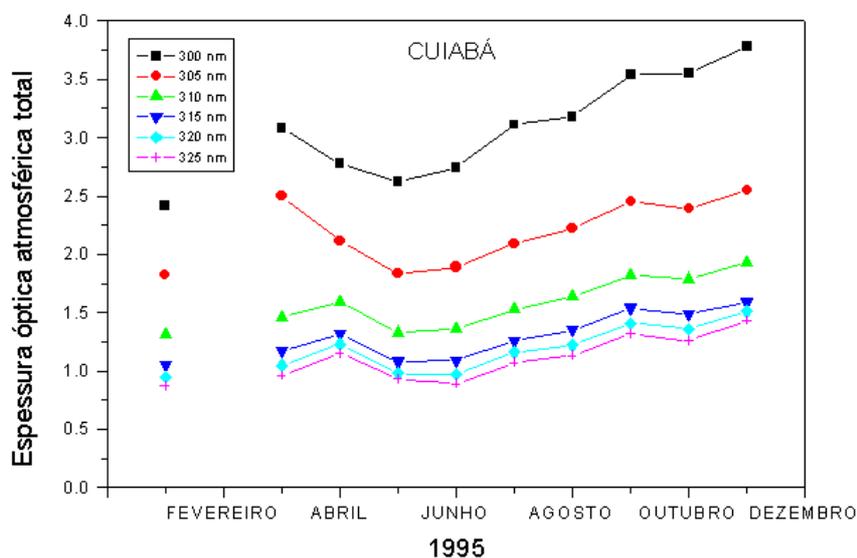


Fig. 8.9 – Médias mensais das espessuras ópticas totais calculadas para os dados de radiação global do espectrofotômetro Brewer da estação de observações de Cuiabá para o ano de 1995.

A análise da Figura 8.9 demonstra que na região de Cuiabá observa-se um mínimo em maio-junho e um máximo em setembro-outubro. Este máximo durante o período de setembro – outubro está associado: (i) à queima de biomassa e conseqüente injeção de grandes quantidades de aerossóis na atmosfera, na época da seca na região do cerrado brasileiro; (ii) também o ozônio total no Hemisfério Sul apresenta máximo valor na primavera e pode influenciar na espessura óptica total.

A análise preliminar da variação sazonal, utilizando-se espessuras ópticas totais calculadas a partir da radiação direta para os espectrofotômetros Brewer para a estação de observações de Cuiabá, apresentou resultados satisfatoriamente concordantes com a radiação global (Silva, 1999b).

8.7 Aplicação do Método de Langley aos Dados do Biômetro

Os radiômetros Biômetros medem a radiação UV-B ponderada com o espectro de ação de eritema de McKinley-Diffey e podem ser considerados medidores de banda larga, como mostramos no Capítulo 3. Surgem de imediato características que aparentemente violam os requisitos para a aplicação do método de Langley: 1) sua banda não pode ser considerada monocromática; 2) sua radiação não é direta; 3) sua radiação é ponderada. Apesar destas restrições, por ser um instrumento muito mais barato (15 vezes) e, que portanto pode ser usado em maior número, parece interessante investigar a possibilidade de usar o Biômetro para extrair a espessura óptica atmosférica total, o que é feito a seguir.

A análise da curva de radiação ponderada – Capítulo 4, mostra um pico a 305 nm e uma largura de banda de 14,5 nm. Presume-se que seja possível aplicar o método de Langley aos dados obtidos por este tipo de medidor obtendo-se uma estimativa da espessura óptica total na região do UV-B. Esta informação é bastante importante, visto as dificuldades na obtenção de dados autoconsistentes e de haverem locais em que só estão instalados os Biômetros, sem a disponibilidade de espectrofotômetros Brewer. A aplicação da metodologia pode resultar em informações sobre a espessura óptica total indicando o estado da turbidez atmosférica.

A metodologia aplicada para os espectrofotômetros Brewer foi alterada para analisar os dados dos Biômetros (Echer et al., 1999b). Os critérios adotados são os mesmos para a análise dos dados do espectrofotômetro Brewer, ou seja, $\text{sec}(\text{sza}) < 4.0$ e dias sem nuvens, utilizando o mesmo critério de tempo limpo da seção 8.1. Os dados são analisados por dois programas; o primeiro, *PREBIO.C*, lê o arquivo de dados do instrumento, hora universal e a radiação UV-B calculando a massa de ar pelo algoritmo de Dalhback (Dalhback, 1992), armazenando salva um arquivo para cada dia com o horário universal, a dose

de radiação, o $\ln(\text{dose})$, e a massa de ar, no formato "bdd.dat". Com estes arquivos realiza-se a análise gráfica para seleção dos dias de tempo bom. O segundo programa, *TAUBIO.C* lê todos os arquivos para um mês e calcula a regressão linear, obtendo a espessura óptica total. É armazenado no arquivo de saída "tau.dat" o dia do mês, a espessura óptica total e o coeficiente de correlação linear. O Apêndice B apresenta exemplos destes arquivos de saída.

Em operação normal, os instrumentos do tipo Biômetro medem a radiação integrada durante o período de 1 hora. Este período é muito grande, pois o ângulo solar zenital varia bastante neste intervalo de tempo. Porém as séries temporais disponíveis para análise apresentam medidas neste intervalo de tempo. Para verificar a aplicabilidade do método de Langley aos dados do Biômetro, durante o mês de agosto de 1999 uma campanha especial foi realizada em Campo Grande, com o instrumento realizando medidas a cada 3 minutos. Este intervalo de tempo é pequeno o suficiente para que a variação do ângulo solar zenital durante o período de medida seja diminuto e possa ser considerado constante.

Nossa abordagem é então primeiro aplicar o método de Langley aos dados de agosto/1999 para verificação dos resultados obtidos para a espessura óptica total usando o Biômetro. Posteriormente aplicaremos o método aos dados das séries temporais dos instrumentos de La Paz e Campo Grande. Os resultados obtidos foram comparados com espessuras ópticas totais obtidas com os dados de radiação global e direta do espectrofotômetro Brewer.

8.8 Resultados obtidos em agosto de 1999

O instrumento Biômetro operou com o tempo de aquisição de 3 minutos durante 29/07/1999 a 23/08/1999. A Figura 8.10 apresenta os valores médios diários para a espessura óptica total com o respectivo erro associado.

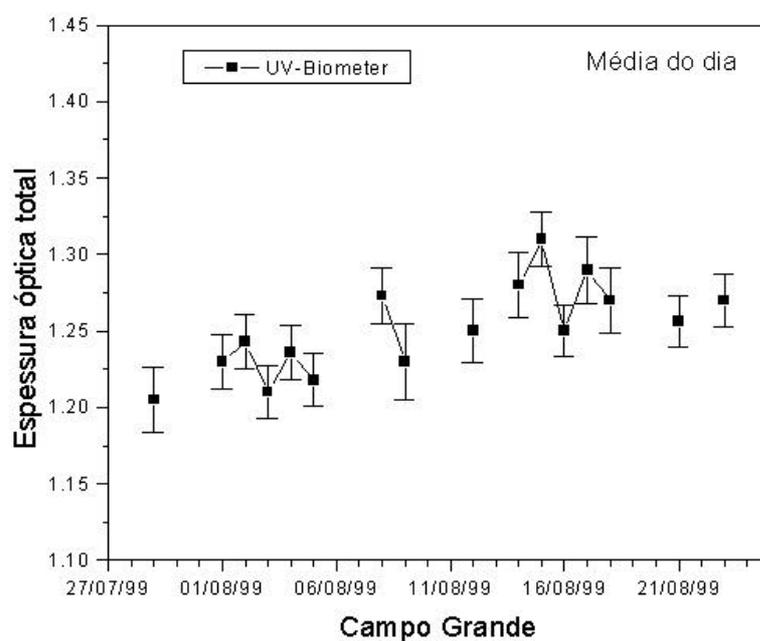


Fig. 8.10 – Espessura óptica total determinada a partir do radiômetro Biômetro de Campo Grande, para o mês de agosto de 1999.

A Figura 8.11 apresenta as médias de agosto para as espessuras ópticas calculadas para Campo Grande, de 1996 a 1999. Os anos de 1996 a 1998 foram calculados utilizando-se as séries temporais disponíveis, com tempo de aquisição de 1 hora.

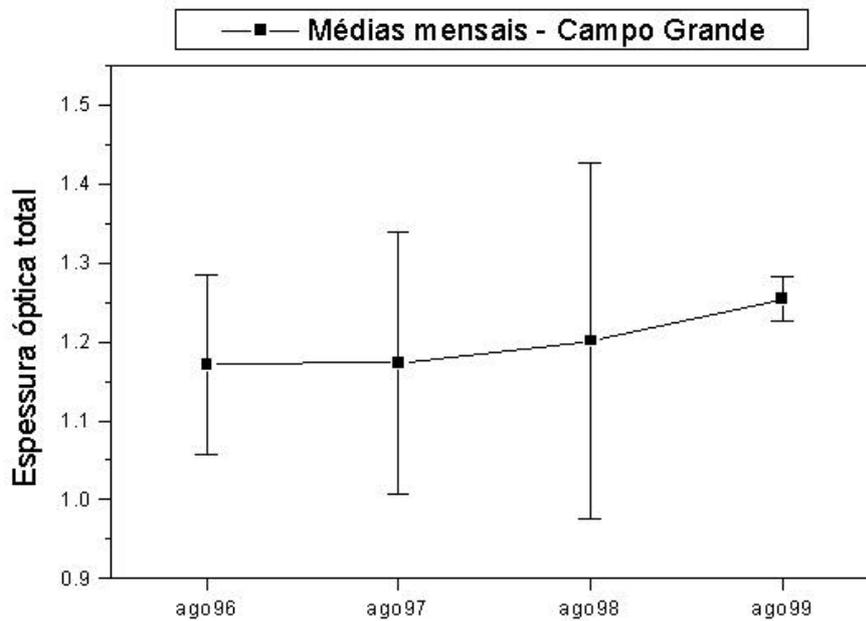


Fig. 8.11 – Espessura óptica total determinada a partir do radiômetro Biômetro de Campo Grande, médias e desvio padrão para o mês de agosto.

Nota-se na Figura 8.11 que os valores absolutos das espessuras ópticas derivadas com tempo de aquisição de 1 hora e 3 minutos diferem relativamente pouco, entretanto o desvio padrão associado é muito menor para o tempo de 3 minutos do que para 1 hora. Isto indica que há uma maior dispersão nos dados e conseqüentemente maior ruído se forem utilizados valores de tempo de integração maiores.

8.9 Análise das séries temporais de La Paz e Campo Grande

Analisaram-se as séries temporais de radiação para as estações de observação de La Paz e Campo Grande. As espessuras ópticas totais foram calculadas para todos os dias que satisfazem os critérios de ausência de nebulosidade e correlação linear satisfazendo $r^2 > 0,5$.

As médias mensais das espessuras ópticas calculadas para Campo Grande, La Paz, respectivamente, são apresentadas nas Figuras 8.12 e 8.13.

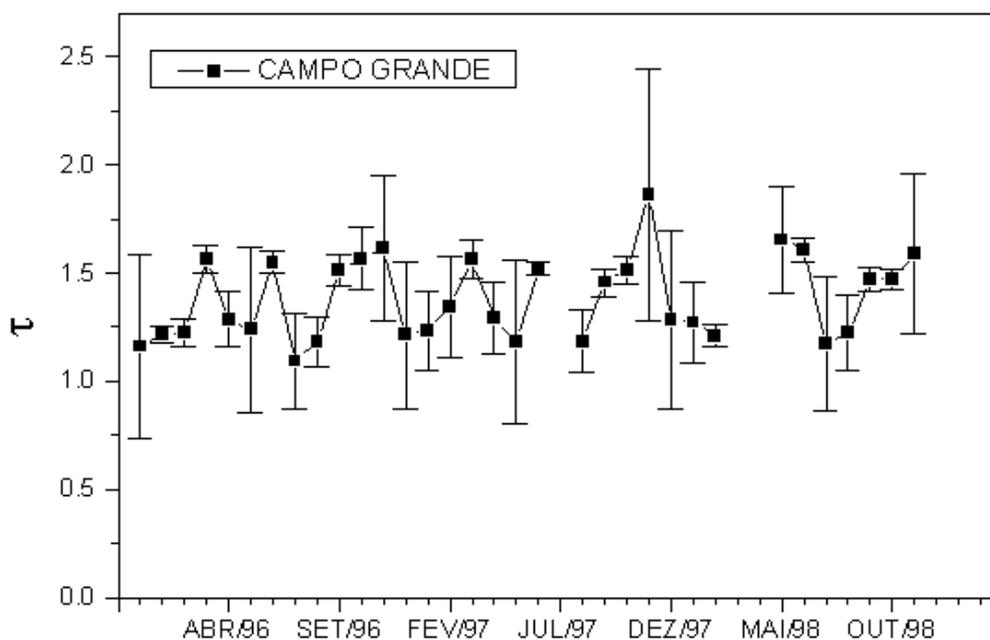


Fig. 8.12 – Médias mensais das espessuras ópticas totais calculadas para a estação de observações de Campo Grande, nos anos de 1996 a 1998, utilizando os dados de Biômetro.

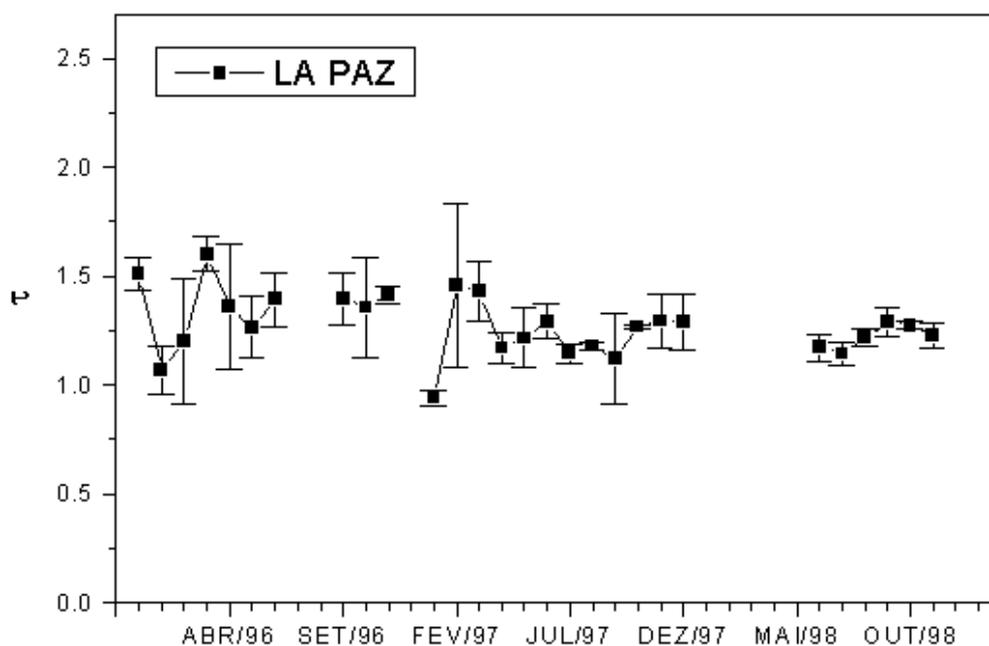


Fig. 8.13 – Médias mensais das espessuras ópticas totais calculadas para a estação de observações de La Paz, nos anos de 1996 a 1998, utilizando os dados de Biômetro.

Analisando-se as Figuras 8.12 e 8.13, compara-se o comportamento da espessura óptica atmosférica para estações latitudinalmente próximas, mas com grande diferença de altitude- La Paz a 3400 m, e Campo Grande a 575 m.

Observa-se que há bastante dispersão nos dados de espessuras ópticas totais, e que a variação sazonal esperada, conforme obtido com os resultados derivados dos dados dos espectrofotômetros Brewer, não é visível nestes conjuntos de dados. Para estudar esta dispersão, foram calculados as diferenças, mês a mês, entre os valores médios para Campo Grande e La Paz,

e esta diferença é apresentada na Figura 8.14. Esta diferença foi calculada a partir dos valores médios apresentados nas Figuras 8.12 e 8.13.

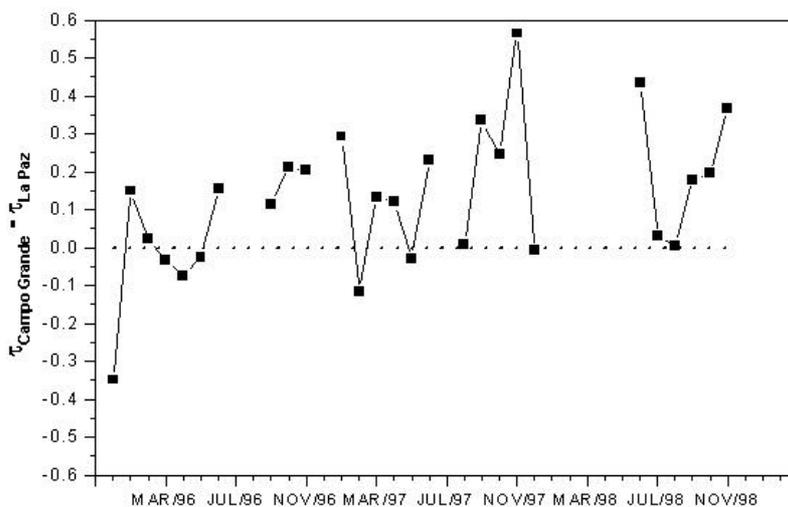


Fig. 8.14 – Diferenças entre as espessuras ópticas totais para a região de La Paz e para a região de Campo Grande.

A Tabela 8.2 apresenta os valores médios e respectivo desvio padrão das espessuras ópticas totais mensais para La Paz e Campo Grande. Também é apresentado a média e o desvio padrão das diferenças entre as espessuras ópticas apresentadas na Figura 8.14.

TABELA 8.2 – ESTATÍSTICA DAS ESPESSURAS ÓPTICAS DO BIÔMETRO

Valor	Média	Desvio Padrão
Espessura óptica média La Paz	1,274	0,141
Espessura óptica média Campo Grande	1,379	0,191
Média das Diferenças (Fig. 8.12)	0,125	0,189

Os resultados da Tabela 8.2 apresentam que a espessura óptica para a região de Campo Grande é ligeiramente superior à espessura óptica para a região de La Paz. Entretanto, esta diferença é pequena, pois o valor de desvio padrão das diferenças é maior que o valor da média das diferenças, o que indica que os resultados apresentados tem um alto nível de ruído. Este fato e a violação dos 2 critérios do método de Langley (radiação global ao invés de direta e radiação em banda larga ao invés de monocromática) parecem prejudicar a observação de variações sazonais nas séries temporais das espessuras ópticas.

O fato da espessura óptica calculada para a região de Campo Grande ser ligeiramente superior à da região de La Paz pode ser explicado com base no efeito da maior altitude em La Paz, o que implica em que a atenuação de radiação por espalhamento Rayleigh seria menor em La Paz do que em Campo Grande.

Numa próxima etapa, analisam-se os valores obtidos com o Biômetro de maneira comparativa com os valores obtidos com o Brewer para continuar a avaliação dos resultados obtidos com o Biômetro.

8.10 Intercomparação dos Resultados – Biômetro e Brewer

Para analisar-se os resultados obtidos com o Biômetro, realizaram-se comparações entre as espessuras ópticas totais de banda larga obtidas com o Biômetro e as espessuras ópticas totais monocromáticas de radiação global do espectrofotômetro Brewer. Como os dados de espessura óptica total para radiação global do Brewer foram bem próximos aos obtidos com radiação direta, espera-se que comparando-se os dados do Biômetro com os obtidos por radiação global seja uma boa sinalização da validade dos resultados com o Biômetro.

Uma intercomparação entre as espessuras ópticas calculadas utilizando os dados de Biômetros e os dados de radiação global de espectrofotômetros Brewer nos comprimentos de onda de 300 nm, 305 nm, 310 nm, 315 nm, 320 nm e 325 nm para a estação de observações de La Paz no ano de 1997 é apresentada na Figura 8.15. E na Figura 8.16 apresenta-se uma intercomparação entre as espessuras ópticas calculadas a partir dos dados do Brewer de Cuiabá, em 1995, e a curva média obtida para o Biômetro de Campo Grande, nos anos de 1996 a 1998.

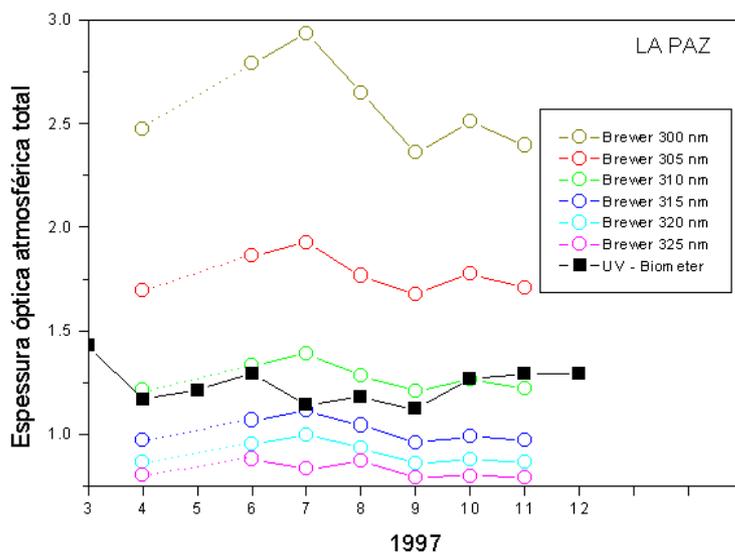


Fig. 8.15 – Médias mensais das espessuras ópticas totais - La Paz, 1997, utilizando o espectrofotômetro Brewer e Biômetro.

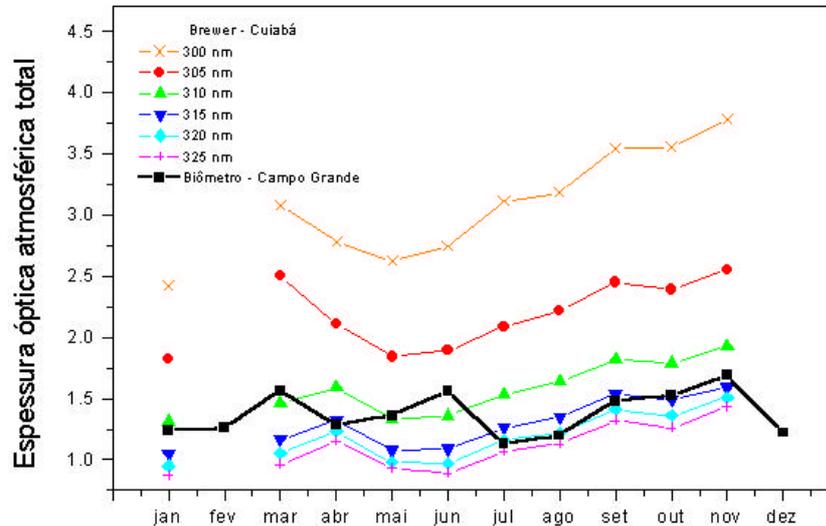


Fig. 8.16 – Médias mensais das espessuras ópticas totais – utilizando o Brewer, Cuiabá, e o Biômetro, Campo Grande.

A curva obtida pelo Biômetro acompanha bem a curva de 310 nm do espectrofotômetro Brewer, como visto na Figura 8.13, sendo que no período de fevereiro – março encontra-se acima e de julho a setembro abaixo da curva. Já na Figura 8.16 observa-se que a curva do Biômetro oscila fortemente entre a curva de 310 e 320 nm. Conforme visto no Capítulo 4, o comprimento de onda de pico da irradiância ponderada medido pelo Biômetro depende do ângulo solar de zênite. Como o método de Langley utiliza vários valores de ângulo solar de zênite, o aumento da massa de ar tende a deslocar o pico da radiação ponderada para comprimentos de onda maiores, forçando um comportamento da radiação ponderada do Biômetro em média mais próximo à parte superior da banda UV-B. Os resultados apresentados nas Figura 8.15 e 8.16 sugerem como conclusão que as espessuras ópticas obtidas pelo Biômetro estão na faixa de 310 nm a 320 nm, mais próximas de 310 nm para a região de La Paz e com valor médio próximo à curva de 315 nm para a região do cerrado (Cuiabá e Campo Grande).

Nas Tabelas 8.3 e 8.4, apresentam-se os valores médios e desvio padrão para as espessuras ópticas do Brewer a 310, 315 e 320 nm, e do Biômetro, para La Paz e Cuiabá/Campo Grande, respectivamente, e valores apresentados nas Figuras 8.15 e 8.16. No caso de La Paz analisam-se a média do ano de 1997, e para a região de Cuiabá/Campo Grande a média é sobre todo o período de dados.

TABELA 8.3 – ESTATÍSTICA DAS ESPESSURAS ÓPTICAS - BREWER E BIÔMETRO - LA PAZ

Valor	Média	Desvio Padrão
Espessura óptica média Biômetro	1,233	0,140
Espessura óptica média Brewer 310 nm	1,273	0,067
Espessura óptica média Brewer 315 nm	1,016	0,059

TABELA 8.4 – ESTATÍSTICA DAS ESPESSURAS ÓPTICAS - BREWER E BIÔMETRO - CAMPO GRANDE/CUIABÁ

Valor	Média	Desvio Padrão
Espessura óptica média Biômetro	1,375	0,179
Espessura óptica média Brewer 310 nm	1,567	0,218
Espessura óptica média Brewer 315 nm	1,294	0,198
Espessura óptica média Brewer 320 nm	1,184	0,198

As Tabelas 8.3 e 8.4 mostram então que para La Paz o valor da espessura óptica do Biômetro encontra-se entre os valores de 310 e 315 nm encontrados pelo Brewer, e para Campo Grande/Cuiabá o valor médio também situa-se entre 310 e 315 nm. Isto permite concluir que o Biômetro comporta-se, quanto

à determinação da espessura óptica atmosférica, com uma máxima sensibilidade na região espectral entre 310-315 nm.

8.11 Comentários Finais sobre os Resultados Obtidos para as Espessuras Ópticas Atmosféricas

Os resultados obtidos neste Capítulo mostram que a aplicação do método de Langley a dados de radiação UV global do espectrofotômetro Brewer resulta em valores calculados de espessura óptica atmosférica total concordantes com os calculados utilizando-se radiação direta. O cálculo da espessura óptica de aerossóis, entretanto, deve ser feito utilizando-se dados de radiação direta. Este fato é gerado pela violação do primeiro critério imposto pelo método de Langley, ou seja, a radiação medida deve ser direta. O fato de utilizar-se radiação global não possibilita a correta determinação da espessura óptica de aerossóis. Entretanto o fato da radiação global apresentar uma dependência linear em termos de seu logaritmo em função da secante do ângulo solar zenital possibilita a utilização destes dados para determinar-se espessura óptica total. Para a determinação da variação sazonal, há a necessidade de uma grande suavização nos dados para filtrar o ruído associado à grande variabilidade de um dia para outro.

As espessuras ópticas calculadas com os dados de Biômetros são bem próximas às calculadas com espectrofotômetros Brewer e situam-se entre os comprimentos de onda 310 nm – 320 nm. Entretanto, observou-se que mesmo suavizando-se os dados não se observa uma variação sazonal conforme esperado, e observado nas espessuras ópticas calculadas com os dados do Brewer. Supõe-se que isto seja causado pela não utilização de dados especialmente pré-programados, e da violação dos critérios do método de Langley, ou seja, a radiação não é nem monocromática nem direta; os resultados da Tabela 8.2 também mostram que há um grande desvio padrão, indicador de grande ruído, na diferença entre as espessuras ópticas para La Paz e Campo Grande. A comparação dos resultados de espessura óptica

determinados a partir das séries temporais, com tempo de aquisição de 1 hora, e com os resultados de agosto de 1999 em Campo Grande, com tempo de aquisição de 3 minutos, mostra que reduzindo-se o tempo de aquisição o desvio padrão é reduzido significativamente, o que garante maior confiabilidade nos resultados. Em virtude de todas estas considerações, conclui-se que o Biômetro poderá ser utilizado para obtenção preliminar de espessuras ópticas totais, mas uma otimização da coleta de dados seria importante para melhorar a confiabilidade dos resultados.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

A análise de dados da radiação ultravioleta solar na superfície terrestre foi realizada utilizando-se a rede de detectores de UV do INPE, e os principais resultados obtidos conforme os objetivos específicos propostos nesta Dissertação, foram:

1) Obter medidas da componente difusa da radiação UV-B global.

O experimento para medir a radiação difusa no UV, utilizando Biômetro e GUV no Centro Espacial de Cachoeira Paulista do INPE no dia 24/11/1998, apresentou como resultado que a radiação difusa no UV-B constitui no mínimo metade da intensidade da radiação global e aumenta sua porcentagem com o aumento do ângulo solar de zênite. A porcentagem da intensidade da radiação difusa diminui com o aumento do comprimento de onda, mas ainda é importante na faixa UV-A, diminuindo consideravelmente na região do visível - canal PAR, para no máximo 15% da radiação global.

2) Estudo da irradiância espectral na superfície terrestre.

A análise espectral das irradiâncias para as estações de observações de Cuiabá e La Paz, mostrou que, dentro da faixa de variação de ozônio total correspondente à amplitude do ciclo anual - 20 UD, o ângulo solar de zênite é o principal fator afetando a forma da variação e a intensidade do espectro UV na superfície terrestre. O fator altitude também foi observado, com a intensidade espectral UV na região de La Paz sempre superior à intensidade espectral UV na região de Cuiabá., por conta da atmosfera mais fina em La Paz, com conseqüente menor atenuação por espalhamento molecular. Também são

relevantes nesta diferença de irradiâncias a menor coluna total de ozônio média sobre La Paz, e a existência de uma forte fonte de aerossóis em Cuiabá e na região do cerrado associada às queimadas.

3) Análise das variações temporais e espaciais da radiação UV-B em banda larga.

A análise da variação sazonal da radiação UV-B, ponderada com o espectro de ação de eritema, apresentou como resultados: forte dependência da radiação com o ângulo solar de zênite, com a latitude geográfica e com a altitude. A comparação da radiação para as estações, mostrou que na região de La Paz, localizada a alta altitude, a radiação é comparável ou mesmo maior que na região de Natal, localizada no equador. O cálculo do Índice UV permitiu a elaboração de um mapa de contornos apresentando os valores médios para diferentes regiões e meses do ano. Verificou-se especialmente que o Índice UV é alto o ano todo para La Paz, indicando grande exposição à radiação.

4) Desenvolver uma metodologia para aplicar o Método de Langley aos dados dos medidores de UV e obter estimativas da espessura óptica atmosférica total e espessura óptica de aerossóis.

Uma metodologia baseada no método de Langley foi desenvolvida e apresentada para o cálculo da espessura óptica atmosférica na região espectral do UV. A aplicação do método de Langley aos dados de radiação direta do instrumento Brewer apresentou resultados para a espessura óptica de aerossóis concordantes com os obtidos na literatura. Para as espessuras ópticas obtidas utilizando-se radiação global do espectrofotômetro Brewer observou-se que o cálculo de espessura óptica de aerossóis é impreciso; mas os valores de espessura óptica total são razoáveis, e aproximados aos obtidos utilizando-se radiação direta. Então os dados de radiação global do

espectrofotômetro Brewer podem ser utilizados para obtenção de espessura óptica total. utilizando este tipo de dados.

A extensão da aplicação do método de Langley aos dados dos radiômetros Biômetros para estimar a espessura óptica total em banda larga apresentou resultados concordantes com as espessuras ópticas obtidas com os dados do espectrofotômetros Brewer entre os comprimentos de onda de 310 e 320 nm. Entretanto a variação sazonal obtida pelos resultados do Biômetro não foi boa. Este fato parece ser causado pela violação de dois critérios do método de Langley: a não utilização de radiação direta e monocromática, e pela utilização de dados de medidas que não foram especialmente pré-programadas para a aplicação do método de Langley. Isto provocou o aumento do ruído nos dados obtidos que dificultam a visualização da variação sazonal. Com a redução do tempo de aquisição de dados, observou-se que o ruído e o desvio padrão são significativamente reduzidos. Os resultados parecem indicar a viabilidade de utilizar estes instrumentos de banda larga para estudos preliminares da turbidez atmosférica. Conclui-se que os Biômetros poderão ser utilizados para obtenção de espessuras ópticas atmosféricas totais, mas seria importante neste caso otimizar a coleta de dados para aplicação do método de Langley.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bais, A. F.; Zerefos, C. S.; Meleti, C.; Ziomas, I. C.; Tourpali, K. Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂ and clouds. **Journal of Geophysical Research**, v.98, n.D3, p. 5199-5204, Mar. 1993.
- Bernhard, G.; Mayer, B.; Seckmeyer, G.; Moise, A. Measurements of spectral solar UV irradiance in tropical Australia. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D7, p. 8719-8730, Apr. 1997.
- Bittar, A.; McKenzie, R. L. Spectral ultraviolet intensity measurements at 45° S: 1980 and 1988. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n.D5, p. 5597-5603, Apr. 1990.
- Blumthaler, M. Solar UV Measurement. In: Tevini, M., ed. **UV-B radiation and ozone depletion**, New York: Lewis Publisher, 1993, p. 71-94.
- Blumthaler, M; Ambach, W.; Salzgeber, M. Effects of cloudiness on global and diffuse irradiance in a high-mountain area. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 50, n.1, p. 23-30, 1994.
- Blumthaler, M.; Gröbner, J.; Huber, M.; Ambach, W. Measuring spectral and spatial variations of UVA and UVB sky radiation. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n.5, p. 547-550, Mar. 1996.
- Bojkov, R. D.; Bishop, L.; Fioletov, V. E. Total ozone trends from quality-controlled ground based data (1964-1994), **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n.D12, p. 25867-25876, Dec. 1995.

- Brasseur, G.; Solomon, S. **Aeronomy of the middle atmosphere**. Dordrecht, Holanda: D. Reidel Publishing, 1986. 452p.
- Casiccia, C. **Observações do buraco de ozônio em Punta Arenas-Chile**. São José dos Campos (INPE-6344-TDI/596). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996.
- Coulson, K. L. **Solar and terrestrial radiation: methods and measurements**. New York: Academic Press, 1975. 322 p.
- Dahlback, A.; Henriksen, T.; Larsen, S. H. H.; Stamnes, K. Biological UV-Doses and the effect of an ozone layer depletion. **Photochemistry and Photobiology**, v. 49, n.5, p. 621-625, Mar. 1989.
- Dahlback, A. **UVDOSE** [Programa de computador], Norwegian Institute for Air Research (NILU), Noruega, 1992.
- Diaz, S. B.; Frederick, J. E.; Lucas, T.; Booth, C. R.; Smolskaia, I. Solar uv irradiance at Tierra del Fuego: comparisons of measurements and calculations over a full annual cycle. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 4, p. 355-358, Feb. 1996.
- Donnelly, R. F. Uniformity in solar UV flux variations important to the stratosphere. **Annales Geophysicae**, v. 6, n.4, p. 417-424, 1988.
- Echer, E.; Kirchhoff, V. W. J. H.; Sahai, Y.; Leme, N. P.; Silva, A. A.; Pavão, H.; Schuch, N. J.; Zaratti, F.; Valderrama, V. A rede de detectores de radiação ultravioleta solar do INPE. [CD-ROM]. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 6., Rio de Janeiro, 15-19 ago. 1999a. **Anais**. Sessão de Poster: The Atmosphere and Lightning.

Echer, E.; Kirchhoff, V. W. J. H.; Silva, A. A. Estimativa da espessura óptica atmosférica no ultravioleta utilizando radiômetro de banda larga. [CD-ROM]. In: Reunião da Sociedade Brasileira Para o Progresso da Ciência, 51., Porto Alegre, 11-16 jul. 1999b. **Anais**. Sessão de Poster, área Geociências.

Estupiñan, J. G.; Raman, S.; Crescenti, G. H.; Streicher, J. J.; Barnard, W. F. Effects of clouds and haze on UV-B radiation. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D11, p. 16807-16816, July. 1996.

Finlayson-Pitts, B. J.; Pitts, J. N. **Atmospheric Chemistry: Fundamentals and Experimental Techniques**. New York: John Willey & Sons, 1986. 615p.

Frederick, J. E.; Lubin, D. The budget of biologically active ultraviolet radiation in the Earth - atmosphere system. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. D4, p. 3825-3832, Apr. 1988.

Frederick, J. E.; Lubin, D. Solar ultraviolet irradiance at Palmer Station, Antarctica. Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and Biological Effects. **Antarctic Research Series**, v. 62, p. 43-52, 1994.

Hamil, P.; Toon, O. B. Polar stratospheric clouds and the ozone hole. **Physics Today**, v. 44, n. 12, p. 34-42, Dec. 1991.

Harrison, L.; Michaliky, J. Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements. **Applied Optics**, v. 33, n. 22 p. 5126-5132, Aug. 1994.

Johnson, F. S. The solar constant. **Journal of Meteorology**, v. 11, n. 6, p. 431-439, Dec. 1954.

- Kerr, J. B.; McElroy, C. T. Evidence for large upward trends of Ultraviolet-B radiation linked to ozone depletion. **Science**, v. 262, n. 52, p. 1032-1034, Nov. 1993.
- King, M. D.; Byrne, D. M. A method for inferring total ozone content from the spectral variation of total optical depth obtained with a solar radiometer. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 33, n.11, p. 2242-2251, Nov. 1976.
- Kirchhoff, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**, São Paulo: EDUSP, 1991. 149p.
- Kirchhoff, V. W. J. H. **Ozônio e radiação UV – B**. São José dos Campos: Transtec Editorial, 1995. 73p.
- Kirchhoff, V. W. J. H.; Casiccia, C. A. R.; Zamorano, F. The ozone hole over Punta Arenas, Chile. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D7, p. 8945-8953, Apr. 1997a.
- Kirchhoff, V. W. J. H.; Sahai, Y.; Casiccia, C.; Zamorano, F.; Valderrama, V. Observations of the 1995 ozone hole over Punta Arenas, Chile. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n.D9, p. 16109-16120, 1997b.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Zamorano, F. and Casiccia, C. UV-B enhancements at Punta Arenas, Chile. **Journal of Photochemistry and Photobiology**, v. 38, p. 174-177, 1997c.
- Kirchhoff, V. W. J. H., Schuch, N. J., Pinheiro, D. K.; Harris, J. M. Evidence for an ozone hole perturbation at 30° South. **Atmospheric Environment**, v. 30, n. 9, p. 1481-1488, 1996.

Kirchhoff, V. W. J. H.; Alves, J. R.; Silva, F. R.; Motta, A. G.; Chagas, J. R.; Valderrama, V.; Zamorano, F.; Casiccia, C. The brazilian network of stratospheric ozone monitors: Observations of the 1992 ozone hole. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 11, n.2, p. 205–214, 1993.

Kivelson, M. G.; Russel, C. T. **Introduction to space physics**. Cambridge University Press, 1997, 580p..

Koller, L. R., **Ultraviolet Radiation**. New York: John Willey & Sons INC, 1965, 370p..

Krzýscin, J. UV controlling factors and trends derived from the ground-based measurements taken at Belsk, Poland, 1976-1994. **Journal of Geophysical Research.**, v. 101, n. D11, p. 16797-16805, July 1996.

Lenoble, J. **Atmospheric Radiative Transfer**. Hampton: A DEEPAK Publishing, 1993, 532 p..

Madronich, S. UV radiation in the natural and perturbed atmosphere. In: Tevini, M. ed., **UV-B Radiation and ozone depletion**. New York: Lewis Publisher, 1993, p. 17-70.

McCartney, E. J. **Optics of the atmosphere: scattering by molecules and particles**, (Willey Series in Pure and Applied Optics), New York; John Willey & Sons, 1976, 408p.

McCullough, E. C.; Porter, W. P. Computing clear day solar radiation spectra for the terrestrial ecological environment. **Ecology**, v.52, n. 6, p. 1008-1015, 1971.

- McElroy, M. B.; Salawitch, R. J.; Wofsy, S. C.; Logan, J. A. Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine. **Nature**, v. 321, n. 6070, p. 759–762, 1986.
- McKenzie, R. L.; Johnston, P. V.; Kotkamp, M.; Bittar, A.; Hamlin, J. D., Solar ultraviolet spectroradiometry in New Zealand: instrumentation and sample results from 1990. **Applied Optics**, v. 31, n. 30, p. 6501-6509, Oct. 1992.
- McKinlay, A. F. and Diffey, B. L.. A reference action spectrum for ultraviolet-induced erythema in human skin. In: Passchler and Bosnjakovic ed. **Human exposure to ultraviolet radiation: Risks and regulations**. Amsterdã (Holanda), Elsevier, 1987.
- Molina, M. J. e Rowland, F. S. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalyzed destruction of ozone. **Nature**, v. 249, n. 5460, p. 810-812, Jun. 1974.
- Molina, L. T.; Molina, M. J. Absolute absorption cross sections of ozone in the 185 to 350 nm wavelength range. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. D13, p. 14501-14508, Dec. 1986.
- Naval Research Laboratory (NRL) - **SUSIM/UARS data page [on-line]** <http://louis14.nrl.navy.mil/susim_uars_data.html>, Aug. 1998
- Parkinson, W., **Ozone and UV-B** [on line] <http://stimpjy.chem_selu.edu/nasa/>, Mar.1998.
- Reber, C. A. The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS). **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 12, p. 1215-1218, Jun. 1993.

- Rikus, L. Prediction of UV-B dosage at the surface. **Australian Meteorological Magazine**, v. 46, n. 3, p. 211-221, Sept. 1997.
- Robinson, N. **Solar radiation**. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1966, 347p.
- Ross, J. L.; Hobbs, P. V.; Holben, B. Direct radiative experiments on smoke from biomass burning in Brazil. In: **SCAR-B Symposium, Fortaleza, Brasil, 1996. SCAR-B Proceedings**. São José dos Campos: Transtec, 1996, p. 177-182.
- Roy, C. R.; Gies, H. P.; Tomlinso, D. W. Effects of ozone depletion on the ultraviolet radiation environment at the australian stations in Antarctica, **Ultraviolet Radiation in Antarctica: Measurements and biological effects, Antarctic Research Series**, v. 62, p. 1-15, 1994.
- Roy, C. R.; Gies, H. P.; Toomey, S. Monitoring UV-B at the earth's surface, **Australian Meteorological Magazine**, v. 46, n.3, 203-210, Sept. 1997.
- Sasaki, M., Takeshita, S., Sugiura, M., Sudo, N., Miyake, Y, Furusawa, Y.; Toshihumi, S. Ground-Based Observation of Biologically Active Solar Ultraviolet-B Irradiance at 35° N Latitude in Japan. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 45, n.6, p. 473-485, 1993.
- Silva, A. A.; Echer, E.; Kirchhoff, V. W. J. H. Medidas da Radiação UV-B Difusa em Banda Larga e Estreita, [CD-ROM]. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 6º, Rio de Janeiro, 15-19 ago. 1999a. **Anais**. Sessão de Poster: The Atmosphere and Lightning.

Silva, A. A.; Kirchhoff, V. W. J. H.; Echer, E. Variação Sazonal da Espessura Óptica Atmosférica para o UV – B Obtida pelo Método de Langley Aplicado às Medidas DS do Espectrofotômetro Brewer. [CD-ROM]. In: Reunião da Sociedade Brasileira Para o Progresso da Ciência, 51^a, Porto Alegre, 11-16 jul. 1999b. **Anais**. Sessão de Poster, área Geociências.

Solomon, S., Garcia, R. R., Rowland, F. S., e Wuibbles, D.J. On the depletion of Antarctic ozone. **Nature**, v. 321, n. 19, p. 755 - 758, June 1986.

Teillet, P. M. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. **Applied Optics**, v. 29, n. 13, p. 1897-1900, May. 1990.

Weatherhead, E. C., Tiao, G. C., Reinsel, G. C., Frederick, J. E., Deluisi, J. J., Choi, Dongseok,; Tam, W. Analysis of long-term behavior of ultraviolet radiation measured by Robertson-Berger meters at 14 sites in the United States. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D7, p. 8737-8754, Apr. 1997.

Whitten, R. C.; and Prasad, S. S. **Ozone in Free Atmosphere**, New York, Van Nostrand Reinhold Company, 1985. 288p.

Woods, T. N. et al. Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: Comparison with the ATLAS 1 and 2 measurements, **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D6, 9541-9569, Apr. 1996.

Zamorano, F. C. B. **Observações da radiação UV-B em Punta Arenas- Chile e efeitos do buraco na camada de ozônio**. São José dos Campos. (INPE-6383-TDI/602) Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1997.

APÊNDICE - A

CALIBRAÇÃO DOS MEDIDORES PORTÁTEIS DE UV

Os Medidores UV portáteis modelo 3d são sensores que simulam a sensibilidade da pele humana à radiação UV – B. Entretanto esta sensibilidade tende a deteriorar-se com o tempo, de maneira que faz-se necessária uma calibração periódica para aferir a estabilidade da resposta instrumental. Para realização de medidas diárias no INPE (Capítulo 6) utiliza-se um medidor calibrado com o padrão da *Solar Light*, aqui denominado de Sensor A. Um outro medidor, o Sensor B, de mesmo modelo, foi utilizado para intercomparações e verificações da resposta do Sensor B em função do Sensor A e sua respectiva estabilidade.

As intercomparações foram realizadas no período de inverno (22/07/1998) e verão (17/03/1999), cobrindo assim toda a amplitude de variação da radiação. As Figuras A.1, A.2, A.3 e A.4 apresentam as intercomparações para o UV – A no dia 22/07/1998, UV – B no dia 22/07/1998, UV – A no dia 17/03/1999 e UV – B no dia 17/03/1999, respectivamente.

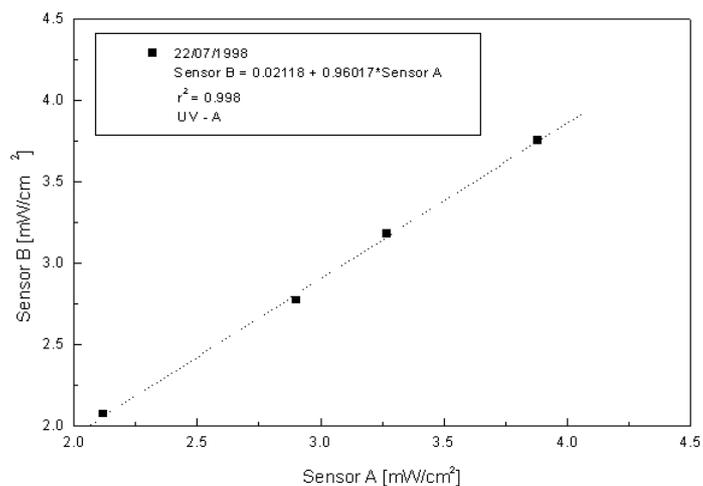


Fig. A. 1 – Intercomparação entre os Sensores A e B para a radiação UV – A realizada na estação de observações no "campus" do INPE de São José dos Campos, no dia 22/07/1998.

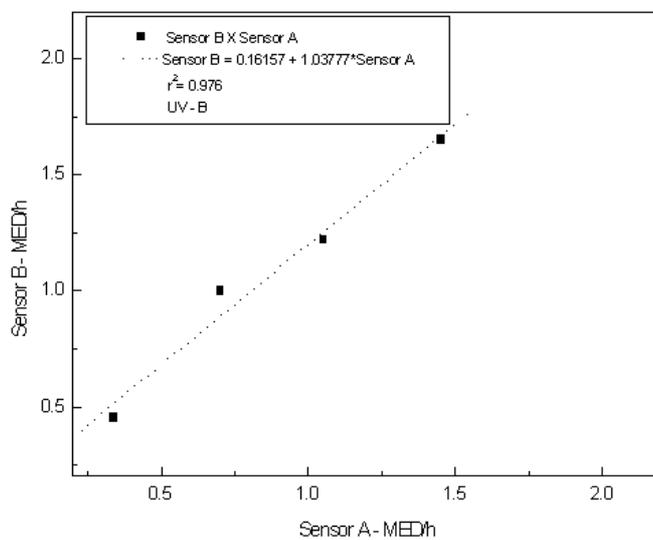


Fig. A. 2 – Intercomparação entre os Sensores A e B para a radiação UV – B realizada na estação de observações no "campus" do INPE de São José dos Campos, no dia 22/07/1998.

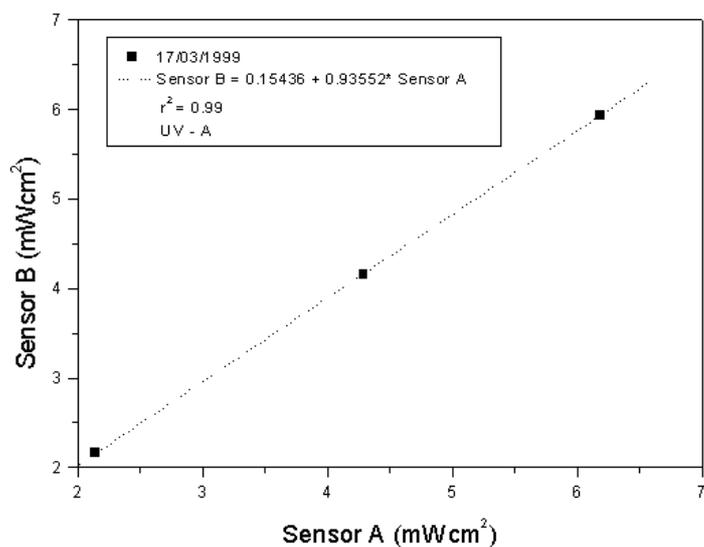


Fig. A. 3 – Intercomparação entre os Sensores A e B para a radiação UV – A realizada na estação de observações no "campus" do INPE, de São José dos Campos no dia 17/03/1999.

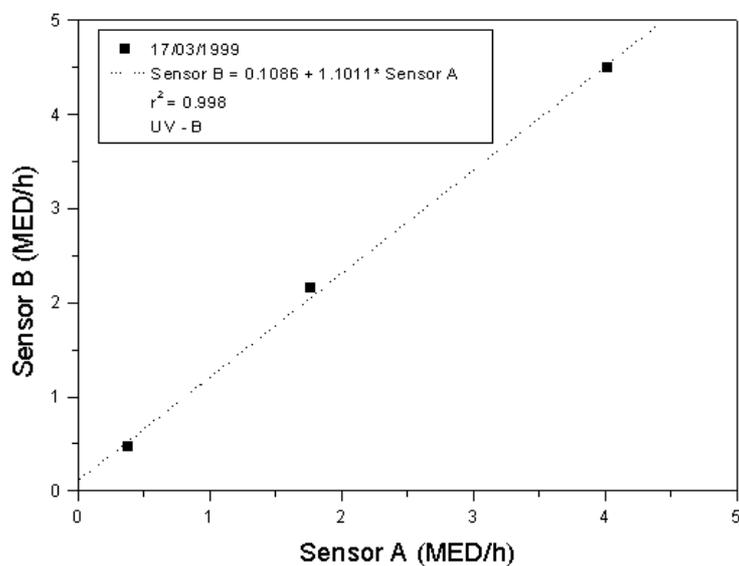


Fig. A. 4 – Intercomparação entre os Sensores A e B para a radiação UV – B realizada na estação de observações no "campus" do INPE, de São José dos Campos no dia 17/03/1999.

O procedimento de intercomparação consistiu em graficar as medidas de um sensor em função das medidas do outro sensor, encontrando uma equação para a reta da regressão linear, relacionando as medidas do Sensor B em função das medidas do Sensor A, a fim de corrigir as leituras do Sensor B. Desta equação de reta foram analisados os coeficientes angulares. No caso, os coeficientes angulares tanto para a radiação UV – A, como para a radiação UV – B, sofreram pequenas variações do inverno para o verão, o que demonstra a estabilidade do Sensor B no período considerado. A Tabela A.1 resume as informações dos coeficientes angulares.

TABELA A.1 – COEFICIENTES ANGULARES DA REGRESSÃO LINEAR ENTRE OS SENSORES A E B PARA AS OBSERVAÇÕES REALIZADAS NA ESTAÇÃO DE OBSERVAÇÕES DE SÃO JOSÉ DOS CAMPOS.

	Coef. Verão	Coef. Inverno	D Coeficiente
UV – A	0,935	0,96	0,025
UV – B	1,1	1,037	0,063

APÊNDICE - B

ARQUIVOS DE DADOS GERADOS PELOS PROGRAMAS PARA O CÁLCULO DE ESPESSURAS ÓPTICAS

Para o cálculo das espessuras ópticas atmosféricas, a partir da irradiância espectral, foram utilizados os arquivos de dados reduzidos do Espectrofotômetro Brewer, "uvbdddyy.####", onde "ddd" é o dia juliano, "yy" o ano e "####" o número do instrumento. Um primeiro programa, *PREPRO.C*, foi elaborado para ler estes arquivos, a partir de um dado comprimento de onda e calcular a massa de ar para cada hora universal. Este programa gera um arquivo intermediário "uvbdddyy". Este arquivo é lido por um segundo programa, *LANGLEY.C*, o qual calcula as espessuras ópticas totais, de ozônio, Rayleigh e aerossol, e os armazena num arquivo no formato "tauddd".

Um exemplo de arquivo de dados gerado pelo programa *PREPRO.C* é apresentado a seguir:

UT	I	ln(I)	mi
	300.000000		
12.050000	0.000053	-9.839012	3.382860
12.780000	0.000442	-7.723974	2.220743
14.240000	0.003931	-5.538861	1.433656
14.700000	0.005620	-5.181424	1.326901
15.140000	0.007471	-4.896726	1.256107
17.480000	0.008489	-4.768984	1.217122
17.940000	0.006939	-4.970598	1.271548
18.380000	0.005212	-5.256792	1.349272
18.840000	0.003529	-5.646741	1.465748
19.250000	0.002173	-6.131647	1.611612

A primeira linha indica o comprimento de onda escolhido, no caso 300 nm, a primeira coluna é a hora universal, a segunda coluna a irradiância, a terceira coluna o ln(irradiância) e a quarta coluna a massa de ar.

Um exemplo de arquivo gerado com o programa *LANGLEY.C* é mostrado a seguir:

300.000000	2.451087	-0.988015	0.768777	2.379234	-0.696924
305.000000	1.718230	-0.994962	0.716333	1.165272	-0.163375
310.000000	1.226269	-0.993676	0.668324	0.568292	-0.010347
315.000000	0.966243	-0.981459	0.624304	0.275428	0.0665100
320.000000	0.879823	-0.973962	0.583880	0.188115	0.1078280
325.000000	0.814945	-0.949987	0.546703	0.097907	0.1703350

Onde a primeira coluna é o comprimento de onda (nm), a segunda coluna a espessura óptica total, a terceira o coeficiente de correlação da reta de regressão de Langley, a quarta coluna a espessura óptica de espalhamento Rayleigh, a quinta coluna a espessura óptica de absorção de ozônio e a sexta coluna a espessura óptica de aerossóis.

Dois programas foram criados para análise e cálculo de espessuras ópticas de Biômetros. O primeiro programa, *PREBIO.C*, lê os arquivos de dados e a partir da hora universal, calcula o ângulo solar de zênite. O arquivo de dados gerado pelo programa *PREBIO.C* calcula a espessura óptica total utilizando o Biômetro, um exemplo é apresentado a seguir. O arquivo é do formato "bdd".dat, onde "dd" define o dia do mês, armazenando na primeira coluna a hora universal, na segunda coluna a dose de radiação, na terceira coluna o $\ln(\text{dose})$ e na quarta coluna a massa de ar.

11.000000	0.168000	-1.783791	2.586974
12.000000	0.615000	-0.486133	1.744518
13.000000	1.322000	0.2791460	1.387092
14.000000	2.129000	0.7556520	1.220108
15.000000	2.659000	0.9779500	1.159388
16.000000	2.882000	1.0584840	1.180916
17.000000	2.524000	0.9258450	1.292849
18.000000	0.036000	-3.324230	1.544136

Com o segundo programa, *TAUBIO.C*, são processados todos os arquivos diários e é gerado um arquivo mensal, sendo calculados por regressão linear a espessura óptica total. Um exemplo do arquivo é listado a seguir.

4	1.680474	-0.957521
5	1.355066	-0.948722
6	1.733673	-0.858209
7	0.977068	-0.707377
8	1.800759	-0.896344
9	1.664990	-0.660870
10	1.539816	-0.934859
11	1.677826	-0.939979
12	1.326164	-0.925508

O arquivo de saída contém na primeira coluna o dia do mês, na segunda coluna a espessura óptica total e na terceira coluna o coeficiente de correlação linear da reta de regressão.