

## Medida; de Variações de Parâmetros da Atmosfera Neutra a Partir de Medidas de Espalhamento Incoerente e de Luminescência Noturna

J. H. A. SQBRAL

*Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), São José dos Campos, SP*

Recebido em 28 de Julho de 1977

Significant variation of neutral composition in the F-region is shown by means of comparisons between experimental and predicted values of 0 1 6300  $\delta$  nightglow. Diffusive equilibrium is assumed for the altitude range under investigation. Such variations were more readily observed during major perturbations of the ionosphere and neutral atmosphere. These perturbations are in turn supposed to be generated by the global pressure pattern of the Earth nocturnal sector, viz., by large low latitude pressure gradients stemming from thermospheric winds crossing polar Terminator with speed vectors oriented towards the equator in the midnight zone. The input data for the 0 1 6300  $\delta$  airglow simulation are basically high accuracy (5%) electron density data plus an appropriate model of the neutral atmosphere. All data were collected at Arecibo, Puerto Rico (geographic coordinates 18,35'N $^{\circ}$ , 66,75'W).

A comparação entre resultados teóricos e práticos de emissão integrada da luminescência da linha 6300  $\delta$  mostra, supondo-se perfis de componentes neutros da atmosfera em equilíbrio de difusão, significativas variações de composição de constituintes neutros da atmosfera. Tais variações foram detectadas durante a ocorrência de grandes perturbações da atmosfera tanto neutra como ionizada. Crê-se que a origem de tais perturbações esteja no gradiente de pressão na metade noturna do globo terrestre em virtude do constante fluxo atmosférico, em altura ionosférica, transpolar indo do setor diurno para o setor noturno. Os dados de entrada para o cálculo da emissão vermelha foram basicamente dados de densidade eletrônica de alta precisão obtida pelo radar de A-

recibo e um modelo de atmosfera. O fotômetro, que media a luminescência vermelha, estava na vizinhança do radar. Deve-se ressaltar que a utilização simultânea do radar de espalhamento incoerente de alta precisão e de um fotômetro de medir 6300 Å formam um par ideal para se efetuar o cálculo do perfil de emissão.

## 1. INTRODUÇÃO

Medidas de alta precisão de perfis de densidade eletrônica, obtidas por meio de radar de espalhamento incoerente em Arecibo, Porto Rico, permitiram em conjunto com um modelo teórico da atmosfera neutra, o cálculo da luminescência no comprimento de onda de 6300 Å (daqui em diante esta luminescência será denotada simplesmente por L6300). A comparação de tal cálculo com observações fotométricas verticais da mesma linha, mostra uma discrepância entre os dois valores, no período logo após a meia noite, em que a ionosfera desce abruptamente de altura (desce da ordem de 80 a 100 km). Esse abaixamento é típico da ionosfera em Arecibo, e é cognominado de *midnight collapse*, colapso de meia noite.

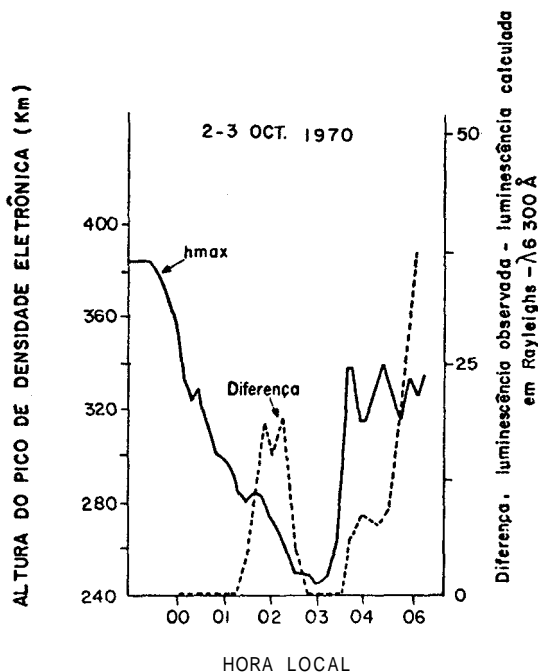
Antes e depois do brusco abaixamento da ionosfera, os valores calculados e observados de L6300 tiveram uma coincidência quase perfeita. Por outro lado, a discrepância, entre valores calculados e observados de L6300, ocorre somente para abaixamentos muito fortes. Por exemplo, em quatro noites de observação tal discrepância não apareceu, mesmo durante o colapso de logo após a meia noite. A duração da discrepância, quando ocorre, é de aproximadamente uma hora. Durante este período de uma hora a discrepância cresce gradualmente, atinge um máximo, decresce gradualmente e finalmente desaparece.

Foram feitas um total de sete noites de observação. Dessas experiências, cerca de três mostraram a discrepância. As outras quatro observações não mostraram discrepâncias dentro da precisão das nossas medidas. O tema aqui discutido foi abordado anteriormente em detalhe (Sobral)<sup>1</sup>. Entretanto, a contribuição deste trabalho está na discussão sobre a discrepância acima referida como um fenômeno localizado na re-

gião F e não, como no último trabalho referenciado, como estando relacionado com variações da temperatura exosférica. Por isso, os resultados do último trabalho são aqui discutidos e comparados com os resultados deste trabalho.

## 2. RESULTADOS EXPERIMENTAIS

A Figura 1 mostra os resultados experimentais típicos correspondentes aos grandes abaixamentos da ionosfera. A escala vertical do lado direito exprime a diferença entre os valores observados e calculados (ou previstos) de  $L6300$ , respectivamente, e a escala vertical do lado esquerdo exprime a altura do pico da densidade eletrônica,  $h_{max}$ .



A obtenção de dados fotométricos e de densidade eletrônica, por meio de radar de espalhamento incoerente, está separadamente descrita (Sobral) <sup>2</sup>.

### 3. TEORIA

Para investigarmos a diferença entre os valores calculados e observados, vamos primeiramente analisar os passos do cálculo de L6300.

$$I = 10^{-1} \int_{h_1}^{h_2} \gamma_1 A \left[ \frac{A_{6300}}{A + QN_{N_2}} \right] N_{O_2} N_e F dh \text{ Rayleighs, } h \text{ em Km.}$$

Pode-se mostrar (Sobral)<sup>2</sup> que a intensidade  $I$ , de L6300, obedece a seguinte forma proporcional:

$$I \propto \int_{h_1}^{h_2} (N_{O_2} N_e / N_{N_2}) dh \quad (1)$$

onde  $N_x$  representa a concentração da espécie  $x$  e  $h_1$  e  $h_2$  formam um par qualquer de alturas que engloba os limites superior e inferior do perfil de emissão de L6300.

Vamos supor que o modelo estático da atmosfera se aplique em nossos cálculos, baseado nas seguintes hipóteses:

O aumento da temperatura, de um fator  $\theta$ , isto é, o aumento da temperatura de  $T$  para  $\theta T$ , implica nas seguintes expressões de densidades (Rishbeth)<sup>3</sup> de oxigênio e nitrogênio moleculares:

i) Dada uma coluna de ar e uma célula de espessura  $\delta h$  dentro desta coluna, os movimentos horizontais do ar não causam ganho ou perda de ar dentro da célula.

ii) As acelerações verticais são pequenas, comparadas com  $g$ . Esta hipótese é facilmente verificada, pois o abaixamento da ionosfera em Arecibo nunca ocorre com uma aceleração superior a  $0,07 \text{ m/s}^2$ , segundo os dados de  $h_{\text{max}}$  de alta precisão fornecidos pelo radar.

$$n_{O_2}(h)_{\theta T} = (n_{O_2})_0 \theta^{-1} \exp \left[ -h (\theta H_{O_2})^{-1} \right] \quad (2)$$

$$n_{N_2}(h)_{\theta T} = (n_{N_2})_0 \theta^{-1} \exp \left[ -h (\theta H_{N_2})^{-1} \right] \quad (3)$$

onde  $h$ ,  $n_x$  e  $H$  representam, respectivamente, a altura em relação ao solo, a densidade e escala de altura (*scale height*) do elemento  $x$  e o índice "0" refere-se ao nível do solo, ou seja,  $h = 0$ .

A escala de altura  $\bar{e}$  é definida por  $H_x = \frac{KT}{Mg}$  onde  $K$  é a constante de Boltzmann,  $g$  é a aceleração da gravidade e  $T$  e  $M$  a temperatura e a massa molecular do elemento  $x$ , respectivamente.

Se fizermos  $\theta=1$  nas Equações 2 e 3, obteremos:

$$n_{O_2}(h)_T = (n_{O_2})_0 \exp(-h H_{O_2}^{-1}) \quad (4)$$

$$n_{N_2}(h)_T = (n_{N_2})_0 \exp(-h H_{N_2}^{-1}) \quad (5)$$

Dividindo as relações 2, 3, 4 e 5 entre si, obtém-se:

$$\frac{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_{\theta T}}{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_T} = \left\{ \frac{\left[ \frac{n_{O_2}}{n_{N_2}} \right]_{\theta T}}{\left[ \frac{n_{O_2}}{n_{N_2}} \right]_T} \frac{\left[ \frac{n_{N_2}}{n_{N_2}} \right]_T}{\left[ \frac{n_{N_2}}{n_{N_2}} \right]_{\theta T}} \right\}_0 \exp \left[ -h (H_{O_2}^{-1} - H_{N_2}^{-1}) (\theta^{-1} - 1) \right] \quad (6)$$

Logo,

$$\frac{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_{\theta T}}{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_T} = \left\{ \frac{\left[ \frac{n_{O_2}}{n_{N_2}} \right]_{\theta T}}{\left[ \frac{n_{O_2}}{n_{N_2}} \right]_T} \right\}_0 \exp \left[ -h (H_{O_2}^{-1} - H_{N_2}^{-1}) (\theta^{-1} - 1) \right] \quad (7)$$

A fração do lado esquerdo do sinal de igualdade das expressões 6 e 7 representa a razão de concentrações (ou densidades) depois

e antes, respectivamente, do aumento de temperatura de T para  $\theta T$ . O aumento desta razão claramente implica, através da equação 1, num aumento de I, ou seja, da intensidade de L6300. É importante lembrar que, como  $N_e$  e I, relacionados na equação 1, são obtidos experimentalmente, o único fator que pode causar uma discrepância entre I medido e I calculado é a razão  $N_{O_2}/N_{N_2}$ . Os valores calculados portanto são função do modelo atmosférico levando-se em conta que os demais valores adotados sejam corretos.

#### 4. RESULTADOS TEÓRICO-EXPERIMENTAIS

Utilizando o modelo atmosférico de Jacchia<sup>4</sup>, observamos que, nas três noites em que se verificaram as grandes diferenças entre os valores observados e calculados de L6300, seria suficiente utilizar perfis com maiores temperaturas exosféricas, do que a temperatura exosférica utilizada nos cálculos (para que os valores observados e calculados coincidissem). Assim, baseados no perfil de atmosfera neutra, cuja temperatura exosférica levou ao igualamento dos valores observados e calculados de L6300, podemos obter diretamente do perfil de temperatura respectivo, a variação de temperatura pertinente à região. Para o caso da Figura 1, essa diferença entre o novo e antigo valor de T, na região F e no ponto de máxima discrepância, foi de 42°K. Este tipo de interpretação foi detalhadamente descrito por Sobral<sup>2</sup>.

Vamos agora calcular, usando a Equação 7, o aumento de temperatura na região F, necessário para justificar as diferenças entre os valores experimentais e teóricos de L6300. Na experiência da Figura 1 essa diferença atingiu cerca de 18 Rayleighs, quando o valor calculado era de aproximadamente de 140 Rayleighs. Portanto, para justificar este aumento de 18 Rayleighs, em relação ao valor de L6300 fornecido pela atmosfera modelo (que supunha a temperatura invariante durante a noite), seria suficiente que a razão  $N_{O_2}/N_{N_2}$ , na Equação 1 aumentasse de 1,13 ( $\sim 158 R/140 R$ ) vezes.

Quando a emissão atingiu sua diferença máxima, o máximo do perfil calculado de L6300 encontrava-se a cerca de 260 Km de altura. Nes-

sa mesma altura, o perfil de atmosfera neutra, indexado pela temperatura exosférica de  $900^{\circ}\text{K}$ , indicava uma temperatura de  $860^{\circ}\text{K}$ . Essa temperatura exosférica foi adotada pelo fato de ter feito coincidir os resultados teóricos e experimentais durante o período noturno, exceto, é claro, durante o período em que se observou a discrepância aqui em discussão.

Supondo-se então que a temperatura da atmosfera neutra na altura de 260 Km tenha aumentado de T para  $\theta T$ , de modo a justificar o aumento detetado de 13% na emissão de L6300, podemos reescrever a Equação 7 como:

$$\frac{\left[ \frac{n_{\text{O}_2}(h)}{n_{\text{N}_2}(h)} \right]_{\theta T, 260 \text{ Km}}}{\left[ \frac{n_{\text{O}_2}(h)}{n_{\text{N}_2}(h)} \right]_{T, 260 \text{ Km}}} = 1,13 \quad (8)$$

Sabendo-se que a concentração de constituintes no nível do solo ( $h=0$ ) altera-se de  $n_0$  para  $n_0/\theta$ , podemos afirmar que, nesse nível, é válido o seguinte:

$$\frac{(n_{\text{O}_2})_0^{\theta T}}{(n_{\text{O}_2})_0^T} = \theta^{-1} \quad (9)$$

$$\frac{(n_{\text{N}_2})_0^{\theta T}}{(n_{\text{N}_2})_0^T} = \theta^{-1} \quad (10)$$

Levando-se em conta as igualdades 9 e 10 e a expressão 7 obtemos:

$$1,13 = \frac{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_{\theta T}}{\left[ \frac{n_{O_2}(h)}{n_{N_2}(h)} \right]_T} = \exp \left[ -h \left( \frac{H_{O_2}^{-1}}{H_{N_2}^{-1}} - 1 \right) (\theta^{-1} - 1) \right] \quad (11)$$

Adotando-se  $h = 260$  Km e a temperatura de  $860^\circ\text{K}$ , conforme estabelecido anteriormente, poderemos calcular as escalas de altura da seguinte maneira:

$$H_{O_2} = 0,93 \frac{T}{M} = 0,93 \frac{860}{32} \approx 25 \text{ Km} \quad (12)$$

$$H_{N_2} = 0,93 \frac{T}{M} = 0,93 \frac{860}{32} \approx 28,6 \text{ Km} \quad (13)$$

Desse modo, já poderemos obter o valor de  $\theta$  que procuramos através da expressão 14:

$$1,13 = \exp \left[ -260 (0,005) (\theta - 1) \right] \quad (14)$$

do qual obtemos: 8

Em resumo, a teoria hidrostática aplicada à termosfera de temperatura uniforme, nos diz que a temperatura passou de  $860^\circ\text{K}$  para  $939^\circ\text{K}$ , ou seja, uma variação líquida de temperatura na região F (a 260 Km de altura) de cerca de  $79^\circ\text{K}$ , durante o brusco abaixamento da ionosfera no período logo após a meia noite, na noite 2-3 de outubro de 1970.

## 5. DISCUSSÃO

A figura 1 mostra uma diferença considerável entre os valores calculados e observados de  $L6300$  no período em que  $h_{\max}$  desce abruptamente. O fato de essa diferença cair abruptamente cerca de meia hora



antes de  $h_{\text{max}}$  subir, deve-se à diminuição de  $O_2^+$  pela seguinte reação de recombinação dissociativa com elétrons do meio ambiente:  $O_2^+ + e \rightarrow O + O + 6,96 \text{ eV}$ . Para maiores detalhes da influência desta reação na produção de L6300, vide Sobral<sup>2</sup>.

O segundo aumento da diferença entre os dois perfis de L6300 da Figura 1, deve-se à excitação dos átomos de oxigênio locais ao estado meta estável  $O(1D)$ , por fotoelétrons altamente termalizados, vindos do ponto magnético conjugado através das linhas de força do campo magnético terrestre. Este fenômeno, em Arecibo, torna-se mais evidente durante o inverno do hemisfério norte, quando os raios solares atingem o ponto conjugado de Arecibo antes de atingirem Arecibo.

O resultado aqui obtido para o aumento de temperatura da atmosfera neutra, de cerca de  $79^\circ\text{K}$ , está mais próximo dos valores observados por meio do radar de espalhamento incoerente, durante os *midnight collapses* que são da ordem de 80 a  $100^\circ\text{K}$  (Behnke, informação pessoal). Estas medidas com radar de espalhamento incoerente foram obtidas por meio de técnicas totalmente diferentes das apresentadas aqui. Tais medidas foram tomadas pelo processo convencional de comparação dos espectros de retorno dos pulsos de radiofrequência causados pelo seu espalhamento na ionosfera.

O resultado equivalente anteriormente obtido, de  $42^\circ\text{K}$  (Sobral)<sup>1</sup>, está um tanto aquém da faixa de observações de Behnke acimencionada. Tal resultado foi obtido através do ajuste da temperatura exosférica do modelo atmosférico utilizado.

Swartz e Nisbet<sup>5</sup> mostraram que as temperaturas e densidades de altas atmosfera não atingem o máximo simultaneamente, no caso da variação global de temperatura da atmosfera terrestre decorrente do aquecimento solar. Entretanto, a idéia de se utilizar a temperatura exosférica para ajustar a temperatura da região F é válida, no sentido de se utilizar um perfil de temperatura correspondente a uma distribuição vertical de constituintes em equilíbrio hidrostático.

A energia depositada na ionosfera durante o período de logo após a meia noite, quando ocorre seu abaixamento brusco, decorre do sis-

tema global de pressão que causa os ventos termosféricos noturnos. Os ventos, vindos aproximadamente de sul para norte, empurram a ionosfera de cima para baixo, ao longo das linhas altamente inclinadas ( $50^{\circ}$  de inclinação) do campo geomagnético local.

Intuitivamente, era de se esperar, que uma perturbação da ordem de grandeza da que aconteceu na ionosfera na noite 2-3 de outubro de 1970 acarretasse aumento da temperatura da atmosfera neutra. Tal aumento de temperatura seria decorrente da randomização da velocidade de descida do plasma ionosférico, ao longo das linhas de força do campo geomagnético. Tal aumento de temperatura do plasma seria, por sua vez, transmitido à atmosfera neutra através de sua componente iônica. A quantidade de movimento linear transmitida pelos elétrons à atmosfera neutra obviamente seria desprezível comparada com a dos íons, dada a sua muito menor seção transversal.

Seria altamente desejável contarmos com temperaturas de íons obtidas por radar nas três noites em que observamos as discrepâncias entre valores calculados e observados de L6300, para uma comparação dos resultados em nível mais detalhado.

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi conjuntamente patrocinado pela Universidade de Cornell, USA e o Instituto de Pesquisas Espaciais, Brasil.

O autor agradece as valiosas discussões do Dr. V.W.J.H. Kirchhoff.

## REFERÊNCIAS

1. Sobral, J.H.A. - *Differences between observed and calculated OI 6300 Å airglow over Arecibo*. Proceedings of the COSPAR International Symposium on Solar Terrestrial Physics, vol. 3, 310 (1974).
2. Sobral, J.H.A. - *Perfis de luminescência ( $\lambda = 6300 \text{ \AA}$ ) noturna a partir de medidas primárias com radar de espalhamento incoerente e fotômetro*. Em publicação, a ser apresentado na Reunião Anual da SBPC, 1977.

3. Rishbeth H. e O.K. Garriott - *Introduction to ionospheric physics*, Academic Press, New York, London, 1969.
4. Jacchia, L.G. - *Revised static model of the thermosphere and exosphere with empirical temperature profiles*, Smithsonian Astrophysical Observatory, special report 332, 1971.
5. Swartz, W.E. e J. Nisbet - **Diurnal** variation of the neutral temperature profile at Arecibo from incoherent scatter measurements and its relevance to the 1400-hour density maximum, J. Geophys. Res., **vol.** 76, 185 (1970).