

Relatório Semestral

Aluna: Patrícia Almeida Silva / UNIVAP

Período: Agosto /96 _ Fevereiro/97

Cargo : Bolsista PIBIC

Orientador: H . Takahashi / Inpe (6958)

Título: Estudo de Aeroluminescência na Alta Atmosfera

Objetivo do estudo: Conhecer a atmosfera terrestre e estudar os processos fotoquímicos que envolvem as emissões atmosféricas.

Justificativa : Adquirir conhecimentos básicos sobre a física e a química da alta atmosfera, para em seguida ingressar no estudo dos processos dinâmicos da atmosfera.

Resumo das atividades: Durante o período do primeiro semestre, desenvolvemos um processo de estudos teóricos sobre a alta atmosfera assim como seus fenômenos físico-químicos ,com a finalidade de embasarmos nossos estudos de redução de dados, para atividades posteriores. Entre esses estudos destacamos os seguintes temas:

- Dinâmica da atmosfera;
- Camadas da atmosfera;
- Aeronomia: Aeroluminescência e Auroras;
- Radiação Solar e
- Absorção e Fotodissociação da radiação solar.

Num segundo momento direcionamos nossos estudos para os seguintes itens:

- Conhecimento do instrumento utilizado para observar e medir a aeroluminescência : **O Fotômetro.**
- Conhecimento dos processos utilizados pelo fotômetro para realização da redução de dados.(Vide relatório).
- Aprendizado e manuseio do softwer utilizado para a redução de dados, obtidos a partir das observações dos Fotômetros Multi 2 e Multi 3.
- Realização de uma pré- análise da dados no que diz respeito a sensibilidade e calibração.
- Organização de um banco de dados a partir dos gráficos produzidos pela redução do dados dos Fotômetros Multi 2 e Multi 3.

1- Estudo da Alta Atmosfera

Introdução

Desenvolvemos inicialmente num processo de estudo teórico sobre a alta atmosfera e seus fenômenos físico-químicos, com a finalidade de embasarmos nossos estudos posteriores. Entre eles destacamos os itens abaixo:

- Dinâmica da atmosfera;
- Camadas da atmosfera;
- Aeronomia: Aeroluminescência e Auroras;
- Radiação solar, espectro solar;
- Absorção e Fotodissociação da radiação solar.

1.1 - Atmosfera

A atmosfera é uma camada de ar gasosa que circunda a Terra e envolve o Globo terrestre como se fosse um oceano de ar no fundo do qual vive o homem. Tem aproximadamente 1.000 km de altura mas não é possível determinar exatamente os seus limites, pois encontram-se vestígios de gases atmosféricos a 1.600 km de altitude e às vezes, até mais. O ar é extremamente móvel o que faz com que as condições atmosféricas se modifiquem, de dia para dia e de ano para ano.

A atmosfera é uma mistura de gases inodoros, incolores e invisíveis. Juntamente com esses gases, a atmosfera contém também vapor d'água (na sua forma gasosa) e diferentes tipos de poeira.

O ar tem quatro propriedades importantes que ajudam e defendem o homem: protege a Terra dos excessos de calor e frio; é fonte de oxigênio para o homem; protege-o de radiações perigosas provenientes do Sol; conserva a umidade do nosso planeta.

A quantidade relativa dos diferentes gases, que compõem a atmosfera terrestre e mantêm equilíbrio entre si, é fator decisivo para a existência da vida no globo. Como a composição de nossa atmosfera e o equilíbrio entre os gases que a compõem, diferem do que se encontra ao redor de outros planetas, é difícil que nesses últimos exista vida como a conhecemos na Terra. O equilíbrio dos gases em nossa atmosfera parece ser mantido por meio de um adequado número de animais e plantas, existentes na Terra.

Se a atmosfera parasse de se mover, nenhum vento levaria ar quente vivificante às áreas frígidas, nem ar frio às regiões tropicais, insuportavelmente quentes, como também não haveria meios de deslocar a umidade proveniente dos mares para as regiões secas.

O Sol é a fonte de energia que produz os ventos. Uma parte da energia que incide sobre a Terra, ao passar através do ar, é transformada em energia térmica, mas a maior parte dela atinge a superfície do planeta. Uma pequena parcela de energia radiante é refletida pelas nuvens, pelo solo, pelas rochas e pelas

águas e se perde no espaço (Teoria de perdas). O aquecimento desigual da Terra faz com que o ar se mova de um lugar para outro, sob a forma de ventos.

O solo se aquece mais rapidamente que as superfícies líquidas, e o ar que está sobre a Terra torna-se mais quente que o ar que está sobre a água. O ar mais frio é mais denso e exerce maior pressão que o ar quente dilatado. O ar frio flui para as regiões de ar quente, forçando-o a subir. Este movimento ascendente do ar é chamado convecção. Correntes violentas de convecção, encontrando correntes descendentes de ar frio, produzem tempestades. A rotação da Terra também influi na direção dos ventos.

O ar com já foi dito é uma mistura de vários gases e de várias impurezas. Até uma altura de 25 Km, os componentes podem ser classificados em dois grupos. O primeiro é formado por misturas chamadas ar seco. O ar seco tem uma composição praticamente constante de moléculas de Nitrogênio, e Oxigênio e uma minúscula quantidade de Hidrogênio e gases nobres, como o Hélio, o Neônio, o Argônio, o Criptônio e o Xenônio. O segundo grupo de componentes do ar é formado por proporções variáveis de gases: vapor d'água, dióxido de carbono, Ozônio e outros gases de procedência industrial. Variam também as quantidades de líquidos, como gotas de água, e de sólidos, como cristal de gelo, que, em conjunto, constituem as nuvens. Pode haver também partículas sólidas procedentes das combustões produtoras de fumaças, areia trazida dos desertos pelo vento e pequenos cristais desprendidos do ar. Este segundo grupo de componentes citado acima não interferem tanto no comportamento atmosférico, com exceção do vapor d'água e do ozônio que absorve radiação infravermelho e interferem na temperatura atmosférica.

A origem da atmosfera faz parte naturalmente da origem da Terra. Calcula-se que esse fato aconteceu há mais ou menos 4 ou 5 bilhões de anos, sob condições que tornaram a Terra extremamente quente. O ar como o homem o conhece, não existia em volta do nosso planeta, ao invés dele, havia uma espessa camada de gases quentes provavelmente altamente venenosos. A grande velocidade das moléculas gasosas, causada pela alta temperatura, fez com que muitas delas escapassem do campo gravitacional terrestre para o espaço exterior.

Com o resfriamento da Terra, ocorreram mudanças em sua crosta e em sua atmosfera. Vapor d'água, nitrogênio e dióxido de carbono, que estavam dissolvidos nas rochas líquidas começaram a ocupar a atmosfera. Nos tempos atuais, as erupções vulcânicas nos dão alguma idéia da composição da atmosfera nesse estágio de seu desenvolvimento. Era, ainda, altamente tóxica.

Finalmente a chuva atingiu a Terra, formando rios, lagos e oceanos. Grandes quantidades de dióxido de carbono da atmosfera tornaram-se parte da crosta terrestre ou dissolveram-se nos oceanos. Os componentes que tornariam possível o desenvolvimento de vida em épocas futuras, estavam já evidentes na atmosfera, de acordo com certos cientistas como Oparin e Urey. Começaram então, a surgir brechas entre as densas nuvens escuras que circundavam o planeta permitindo que a luz solar atingisse pela primeira vez a superfície do globo. Seguiu-se um período de tempestades violentas e de grandes movimentos na crosta terrestre. Durante essa época, as substâncias orgânicas começaram sua fase. Então apareceu o oxigênio. Como ele entrou em cena no momento apropriado, é um assunto de várias teorias; só é certo que a presença do oxigênio na atmosfera é que tornou possível a evolução de formas mais altas de vida, e o homem, a partir de células simples, primitivas.

COMPONENTES CONSTANTES NA ATMOSFERA

Componentes	Símbolo	%
Nitrogênio	N ₂	78.084
Oxigênio	O ₂	20.946
Argônio	A	0.934
Anidrido carbônico	Co ₂	0.033
Neônio	Ne	0.00001818
Hélio	He	0.00000524
Metano	CH ₄	0.000002
Criptônio	Kr	0.00000114
Hidrogênio	H ₂	0.0000005
Óxido nitroso	N ₂ O	0.0000005
Xenônio	Xe	0.000000087

COMPONENTES VARIÁVEIS DA ATMOSFERA

Componentes	Símbolos
Vapor d'água	H ₂ O
Ozônio	O ₃
Peróxido de hidrogênio	H ₂ O ₂
Amoníaco	NH ₃
Hidrogênio sulfurado	H ₂ S
Anidrido sulforoso	SO ₂
Anidrido sulfúrico	SO ₃
Monóxido de carbono	CO
Radônio	Rn
Partículas de pó em suspensão ,sal e outros.	

1.2 Camadas da atmosfera

A atmosfera terrestre pode ser dividida em camadas, ou, zonas, cada uma com suas características próprias. A camada onde nos movemos habitualmente é chamada **troposfera**. Acima da troposfera, está uma camada delgada, a **tropopausa**, que separa a troposfera da estratosfera. Além da estratosfera existem mais duas camadas: **ionosfera** e a **exosfera**.

A altura da troposfera varia com a altitude, e, também de estação para estação. Nos pólos, alcança uma altura média de 8Km; no equador, 18Km e, em latitudes intermediárias, mais ou menos 11Km. Geralmente, quanto mais quente a superfície da Terra, mais alta é a troposfera. Isto é devido ao aquecimento do ar, que torna-se menos denso. As variações de altura da troposfera, devida às estações do ano, são causadas pelo aquecimento desigual da atmosfera. É na troposfera que se formam todas as condições meteorológicas. É uma região de nuvens e de variações das condições meteorológicas. O nome troposfera deriva da palavra grega **tropikos**, que significa mudança, variação ou movimento; porque esta camada é continuamente revolvida por grandes correntes. É na troposfera que se forma todas as condições meteorológicas. À medida que se sobe, na troposfera, observa-se que a temperatura e a pressão decrescem. No ar calmo, o decréscimo de temperatura é de aproximadamente 6°C para cada 1.000 metros de altitude. Esse decréscimo constante é chamado razão média ou normal de queda. A pressão padrão, ao nível do mar, é de 76cm de mercúrio. A 11.000 de altitude a pressão é de 18 cm. A estratosfera estende-se até 60 ou 70 Km acima da Terra. Como seu nome indica, é uma camada de movimento horizontal do ar. Aqui os ventos são sempre fortes e constantes. Não há poeira nem vapor d'água e, em consequência, o céu está sempre claro. Por essa razão, muitas linhas aéreas comerciais voam nessa zona.

Na parte inferior da estratosfera, a temperatura é muito baixa, sendo em média de -55°C nas latitudes médias. Observações recentes mostram que a temperatura, à medida que se sobe nessa camada, começa a aumentar, atingindo 10°C por volta dos 50 ou 60 Km de altitude, quando começa a cair, novamente, até atingir -30°C, no limite máximo da estratosfera, nível que é conhecido pelo nome de **estratopausa**.

Acima da estratosfera existe uma região que contém um grande número de moléculas de ar carregadas eletricamente, ou seja, ionizada — é a **ionosfera** — na qual os íons reúnem-se em camadas, todas diferentes entre si, de alguma forma, quanto às respectivas características. A ionosfera é a principal camada responsável pela absorção da radiação ultravioleta proveniente do Sol. Em alguns níveis da ionosfera os íons refletem certos tipos de ondas de rádio, permitindo comunicações radiônicas a grandes distâncias. É nela que se produzem as **auroras polares**, um caso típico de **aeroluminescência**, pois os íons são excitados eletricamente por certo tipo de radiação emitida pelo Sol, razão pela qual liberam energia luminosa. O fenômeno da aurora está ligado ao ciclo das manchas solares.

Na parte mais extrema da ionosfera o ar se dispersa no espaço, progressivamente, e assim, nessa região, a força gravitacional age muito fracamente sobre as partículas de ar, sendo que muitas delas escapam para o espaço externo. A última camada é chamada de **exosfera**, proveniente da palavra grega *exos*, que quer dizer, de fora.

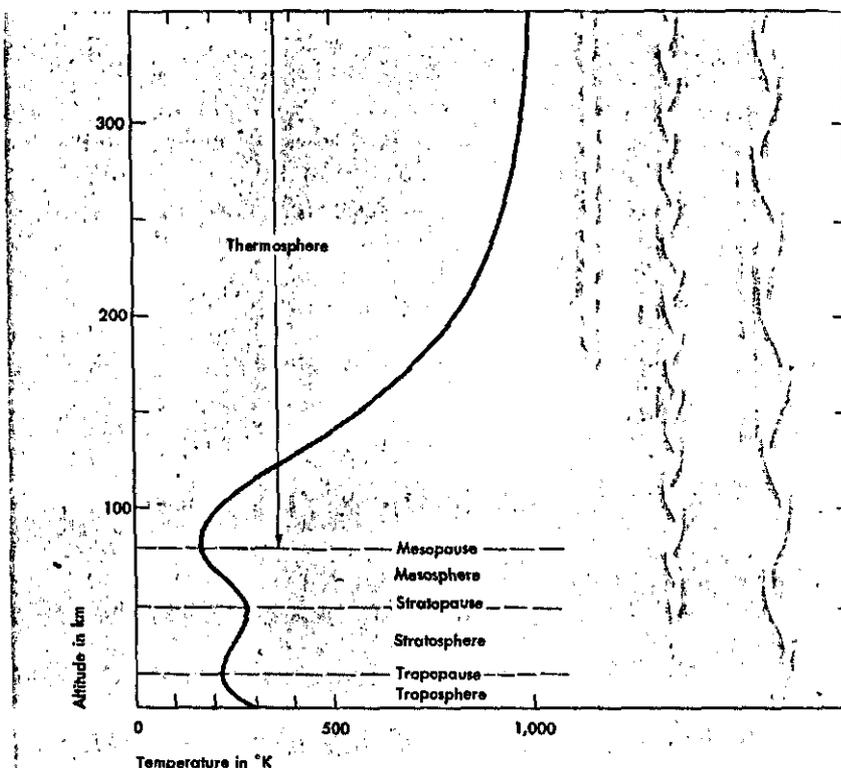
1.3 Temperaturas Atmosféricas

O efeito de aquecimento da radiação solar pode ser visto na figura abaixo, que mostra como a temperatura varia com a altitude em altitude médias na atmosfera da Terra. Há três pontos de máximo no perfil da temperatura; o primeiro é na superfície, onde a temperatura é de cerca de 290°K ; o segundo está num nível chamado **estratopausa**, numa altura de 50Km , onde a temperatura é cerca de 280°K ; e o terceiro ocorre em uma altura acima de 200Km , na camada da atmosfera chamada **termosfera**, onde as temperaturas podem elevar-se até 1.000°K ou mais à direita da figura há uma indicação onde ocorre absorção de radiação solar de vários comprimentos de onda.

A alta temperatura da termosfera é causada pelo aquecimento solar, depositado em grandes alturas como resultado da absorção da radiação ultravioleta extrema. Esse processo de absorção é chamado **fotoionização**.

A segunda camada quente na atmosfera da Terra, numa altura de cerca de 50Km , é o resultado pela absorção, pelo ozônio, da radiação solar ultravioleta com comprimentos de onda entre 2.000A e 3.000A . Este é o processo que dissocia o ozônio.

A terceira camada quente, que se localiza na parte inferior da atmosfera, resulta da absorção, a maior parte pela superfície, da radiação solar em comprimento de onda infravermelho e de luz visível. É a camada a qual devemos dar mais atenção, pois é a camada onde vivemos, a troposfera.



1.4 Aeronomia

Aeronomia é o estudo da química e da física que analisa a alta atmosfera. Parece ser uma definição completa mas alguns discordam, e restringem a aeronomia a um estudo destinto do calor, e/ou quimiluminescência, e/ou fotólise e/ou difusão. Há o processo específico da ionosfera, especialmente o processo envolvendo a interação com as ondas de rádio. Podemos expandir o termo aeronomia e estudar a atmosfera de outros planetas.

Muitas das classificações arbitrárias do processo da alta atmosfera é resíduo do desenvolvimento histórico. A energia elétrica foi importante na propagação das ondas de rádio, no magnetismo, na elétrica terrestre, na dissociação química e difusão das moléculas atmosféricas e átomos; meteorologia e dinâmica. Entretanto todos esses processos são interdependentes. Na pesquisa da alta atmosfera, como em outras descobertas, a energia elétrica, a meteorologia, química e física fazem parte de um grande processo comum e estão ligadas entre si e devem ser julgadas por como elas ajudam para o desenvolvimento da área como um todo.

Atualmente, na ordem para o desenvolvimento de experimentos significativos e para interpretar os resultados, não deve somente ser a aeronomia uma área específica, deve sim estender-se a toda alta atmosfera e seus fenômenos. Exceto para alguns, não é possível entender todo o campo da aeronomia como um todo.

A unificação entre os temas da aeronomia é a interação entre radiação e substâncias. A radiação é o principal fonte do Sol (mas incluindo os comportamentos das galáxias). É dela que falaremos a seguir.

1.4.1- Aeroluminescência ou Airglow

" Você já notou ,que o céu noturno,na direção do horizonte é mais clara do que a sombra das montanhas quando estamos" no campo ou longe das luzes das cidades?Isso ocorre porque o céu noturno não é totalmente escuro ,mesmo sem a presença da claridade da Lua.Algumas pessoas acham que essa luminosidade vem das estrelas ou da Via Láctea.

Pesquisadores colocaram seus espectômetros fora dos laboratórios e observaram o céu noturno e descobriram que a atmosfera superior é uma fonte permanente de emissões de fótons que são liberados por átomos excitados acima de seu nível normal de energia.A produção desta luminescência é devida processos físico-químicos naquela região.

O fenômeno óptico da atmosfera terrestre, **aeroluminescência**, conhecido com **airglow** é em geral muito fraco para ser visto à olho nú e identifica-se como a emissão dessas luzes pelos átomos e moléculas excitadas, que localizam-se a uma altitude de 80 a 300Km e cobre todo o globo.

Para detectarmos a aeroluminescência e medir sua intensidade utilizamos o instrumento óptico chamado **fotômetro** .Através das observações da luminescência podem-se determinar as densidades de alguns componentes, temperatura e efeitos dinâmicos da atmosfera naquela região.Durante o dia a luminescência atmosférica é mais difícil de ser observada e medida,devido a presença de uma quantidade maior de luz solar.

A aeroluminescência foi descoberta em 1901 por Newcomb, que erroneamente mostrou-a como sendo uma luz vinda das estrelas mais fracas. Mais tarde em 1993.Dufay mostrou que a explanação de Newcomb poderia estar incorreta e que a fonte das "luzes no céu á noite" deveria ser luzes zodiacais e aeroluminescência da atmosfera.Entre muitos trabalhos que predataram Dufay, temos o de Van Rhenyin,McLennane Babcock; o quarto Lord Rayleight, que também estudou sobre espectros da aurora chamou o fenômeno de "**aurora fora dos polos**". A teoria do mecanismo da aeroluminescência que está aceita atualmente é a sitada acima e foi proposta em 1931 pelo professor Sidny Chapman.

Principais emissões da aeroluminescência

A aeroluminescência tem seu espectro espalhado de ultra-violeta até infra-vermelho longe, incluindo mais de 30 espectros diferentes.entre eles, os principais e mais estudados são:

Emissor	Altura(Km)	Espectro	Partículas
Hidroxíla -OH	85 - 90	infra-vermelho	Ozônio e Hidrogênio
Sódio - NaD	86 - 92	amarelo(589nm)	Sódio e Ozônio
Oxigênio - O ₂	90 - 98	infra-vermelho	Átomo de oxigênio
Oxigênio - O	95 - 100	verde(557,7nm)	Átomo de oxigênio
Oxigênio - O	250-300	vermelho(630nm)	Íon de oxigênio

Importância da aeronomia

O estudo da aeronomia pode ser dividido em três partes: identificação das emissões, mecanismo de excitação e aplicação destas emissões nos estudos de observação de temperatura e ventos na alta atmosfera. Ela funciona com um sensoriamento remoto da atmosfera. A aeronomia fornece dados para os estudos de dinâmica na ionosfera e termosfera através das emissões de oxigênio, conhecido com OI 630nm situada entre 250 a 300Km.

É também a aeroluminescência responsável pelos estudos da alta atmosfera e obtentora de novas imagens do céu.

1.4.2- Auroras

Os mistérios do céu tem fascinado o homem desde que ele teve seu primeiro contato com o cosmo, através do instrumento óptico mais acessível ao homem- o olho humano. Uma das maravilhas que o homem observou, foi o fenômeno chamado **aurora** - a luminescência mais espetacular, visível a olho nu.

Esse tipo de luminescência atmosférica predomina nas grandes latitudes. Durante as grandes tempestades magnéticas as auroras são vistas também em latitudes mais baixas.

A forma de excitação entre as auroras e as aeroluminescências são diferentes. A aurora é gerada e oriunda pelos íons de alta energia acelerada no campo magnético da Terra, ao passo que a aeroluminescência é gerada através da energia química-iônica liberada nas reações químicas, cuja origem da energia é a absorção de energia solar na atmosfera.

Existe vários escritos sobre a observação desse fenômeno. Aristóteles 4 a.c discutiu sobre as auroras em seu trabalho *Metereologia*. e chamou-a de *chamatas* (chamas ou rachaduras no céu).

Um matemático francês P. Gassendi, descreveu um excepcional fenômeno ocorrido no sul da França em 12 de setembro de 1621 e chamou-a de **Aurora Boreal**. Um século mais tarde em 16 de março de 1716 o astrônomo Halley observou uma grande aurora em Londres. Ele formulou a teoria que envolveu partículas magnéticas fluindo ao longo de linhas magnéticas de força e excitação luminosa da atmosfera, sua teoria incluiu linhas de campos ao redor de esferas. Considerando os dados chegou a resultados brilhantes. O primeiro trabalho desenvolvido inteiramente para auroras foi escrito por um membro da academia Francesa de Ciências, J.J. Mairan, em 1733. Ele desenvolveu a noção popular que aurora era simplesmente a reflexão de luzes do Sol na neve ou gelo.

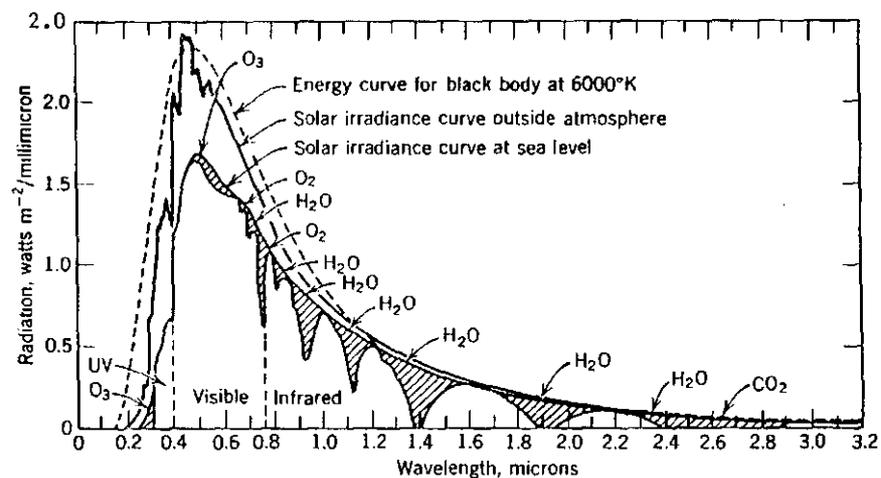
A história da pesquisa da aurora é dedicada a notáveis cientistas. A associação de distúrbios magnéticos ligados a aurora foi descoberto em 1741 por Celsius e Hioter. Benjamin Franklin propôs uma teoria sobre aurora. em 1779. O químico atômico Dalton foi entre muitos que analisou as auroras mas a notória linha amarelo-verde de emissão foi descoberta por Angstrm, embora tenha sido identificado anos mais tarde.

.1.5 Radiações

O Sol irradia nas porções visível e próximo do visível do espectro como um corpo negro com uma temperatura de superfície de 6.000 °K e a energia é recebida no topo da atmosfera da Terra numa razão de $1,39 \times 10^8$ ergs cm seg . Menos de 10 ergs cm seg ou $< 10^{-7}$ do total de radiação) é absorvido na atmosfera superior.

A porção do espectro solar de maior interesse está abaixo de 2900 Å . Ela contém as regiões ultravioleta distante , ultravioleta extrema (UVE) e raio-X ; freqüentemente as regiões UVE e raio -X são unidas e chamadas de região XUV .

A radiação solar que nos é familiar é a emitida da superfície do Sol chamada **fotosfera** ; este é o corpo negro de 6.000 °K . O espectro de absorção superposto à radiação do corpo negro é produzido por uma camada refrigerante (4.200°K) de gás entre a fotosfera e uma região de transição mais quente (6.000 a 3.000 °K) que tem uma espessura de aproximadamente 12.000 Km e é chamada **cromosfera** .A radiação XUV pela atmosfera solar, também chamada de corona que é extremamente quente ($>1.000.000^\circ\text{K}$) e externa.Se o disco solar for examinado através de um filtro que transmite apenas energia EVE ou raio -X (o que pode ser feito apenas fora da atmosfera) , retalhos brilhantes são vistos no disco. Estes retalhos ou áreas de emissão XUV , variam em tamanho , formato , número e localização com o tempo; elas crescem em número e tamanho com o aumento das manchas solares.Se o disco solar for examinado em luz branca(o que pode ser feito da superfície da Terra) , vê-se que as manchas solares são encontradas nos retalhos XUV ; e se o disco for examinado na luz da linha do hidrogênio H α de Balmer (que também pode ser feito da superfície da Terra) , áreas brilhantes podem ser vistas , as quais correspondem , a grosso modo , às áreas XUV.



1.5.1 - Fotodissociação

Fotodissociação é um processo onde ocorre a dissociação das moléculas e átomos causados pela absorção de ftons.

Uma das mais importantes reações ocorrem com os átomos de oxigênio, nitrogênio, com moléculas de ozônio, óxido nítrico, o hidrogênio e o vapor d'água.

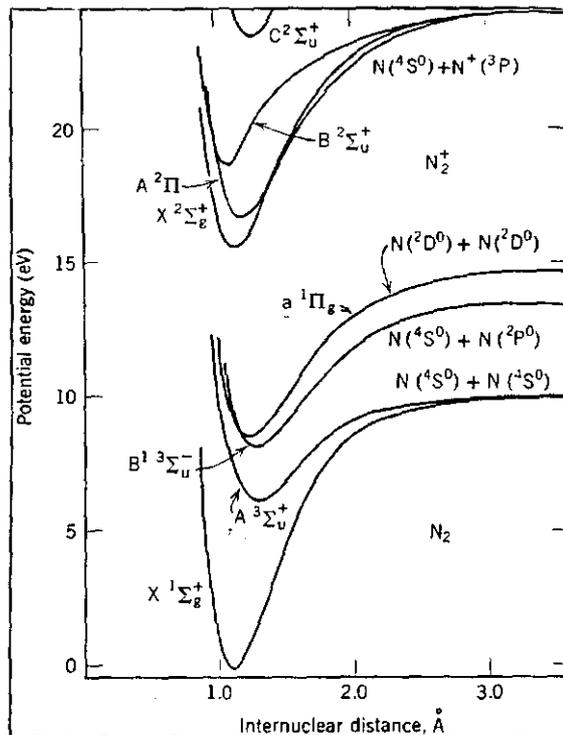
Fotodissociação do oxigênio: A fotodissociação da molécula de oxigênio ocorre principalmente no comprimento de onda entre 1.000 Å e 2.000 Å e a razão da fotodissociação está no máximo a uma altitude perto de 100Km. Podemos descrever o processo de fotodissociação como um reação química entre uma molécula de oxigênio e um fton de radiação ultravioleta, produzindo dois átomos de oxigênio.



Esse processo mostra que o átomo de oxigênio é produzido mais rapidamente perto dos 100Km. Nós já temos portanto, algum conhecimento do porque o oxigênio atômico ser abundante na alta atmosfera, mas não nas baixas altitudes como mostra a figura ...

Deve haver mais reações com o oxigênio atômico. Se somente o processo fosse a fotodissociação da molécula de oxigênio, nós poderíamos achar que todo oxigênio da atmosfera poderia ser convertido da forma molecular para atômica. O que não sabemos é o processo de recombinação do oxigênio atômico para forma de oxigênio molecular.

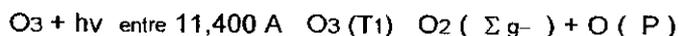
Fotodissociação do Nitrogênio: O nitrogênio é um fraco absorvedor de radiação no comprimento de onda que abrange 900Å. A fotodissociação atravessa seções não conhecidas, mas parece que a reação importante do fóton para produção do nitrogênio atômico é a pré-dissociação seguindo a absorção na banda Lyman-Birge-Hopfield. Esta banda é fraca. A absorção máxima está aproximadamente em 10 cm a 1226 Å, e a pré-dissociação que produz o nitrogênio atômico deve ocorrer com uma eficiência menor que 100%. Na linha de emissão solar $L\alpha$ e $L\beta$, o corte transversal está a 6×10^{-22} cm e 1.1×10^{-22} para 4×10^{-22} cm, respectivamente. Reações de íons neutros e íons elétricos são mais importantes que reações fotolíticas como fontes de nitrogênio atômico na atmosfera terrestre.



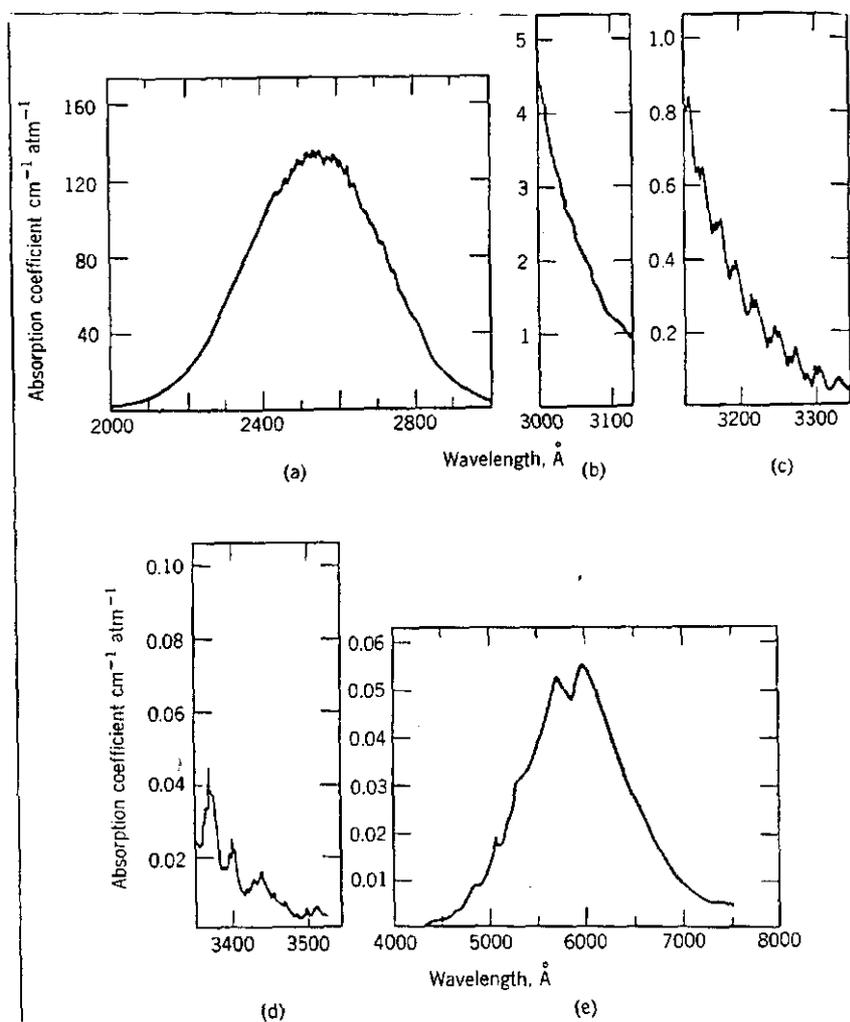
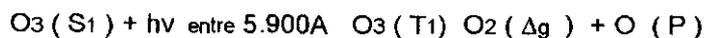
Fotodissociação do Ozônio: O ozônio é produzido $O(P) + O + M \rightarrow O_3 + m$, $k = 8 \times 10^8 \exp(-890/RT)$ cm sec, na qual é controlada pela fotólise da molécula de oxigênio; o ozônio por sua vez é um forte absorvente de radiação ultravioleta. O coeficiente de absorção está presente na figura abaixo. Na banda de difusão ultravioleta Hartley (2.100- 3.200 Å), a absorção da radiação conduz para as dissociações abaixo:

- $O_3(S_0) + h\nu \rightarrow O_3(S_1)$ entre 3100Å $O_2(\Delta_g) + O(D)$
 ou entre 2.600Å $O_2(\Sigma_g^+) + O(D)$
 ou entre 1690Å $O_2(\Delta_g) + O(S)$
 ou entre 1790Å $O_2(\Sigma_g^+) + O(S)$

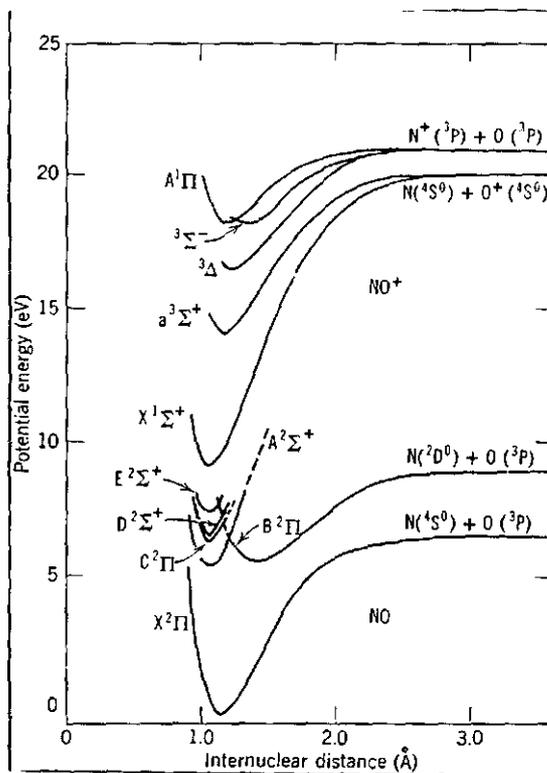
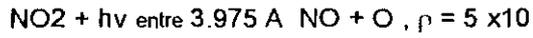
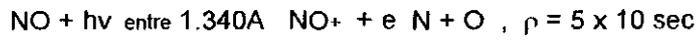
Grandes absorções pelo ozônio também ocorrem no vácuo ultravioleta, entre 1600Å. Fraca mas bem definida, ocorre a absorção na banda Huggins entre 3.200 e 3.600 Å, e fraca na banda de Chappius do espectro visível (4400- 7400 Å). Na banda do visível, o estado triplo do ozônio é provavelmente excitado conduzindo para a formação de dois seguintes estados:



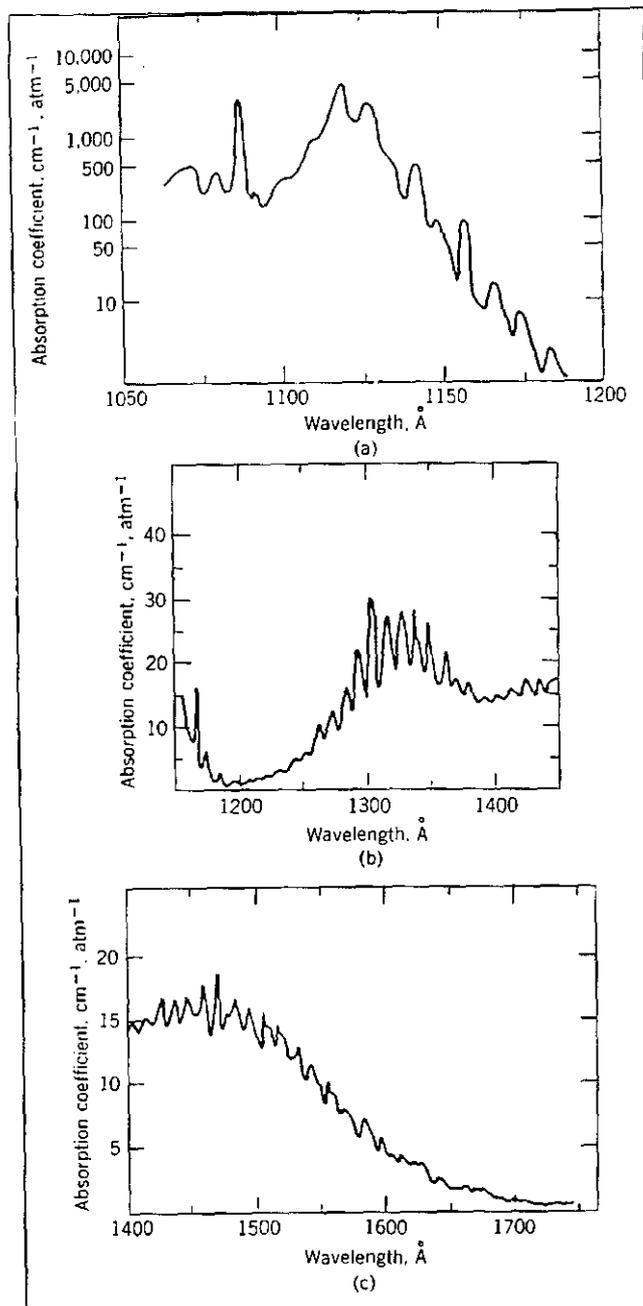
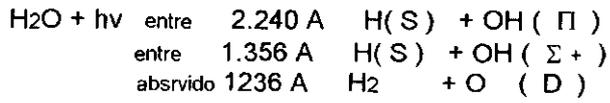
Esta reação é energeticamente possível, mas é proibido por Wigner na regra dos spins.



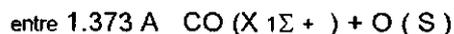
Fotodissociação do óxido nítrico: A fotodissociação do óxido nítrico não é importante para química ionosférica. Entretanto descreveremos algumas de suas reações:



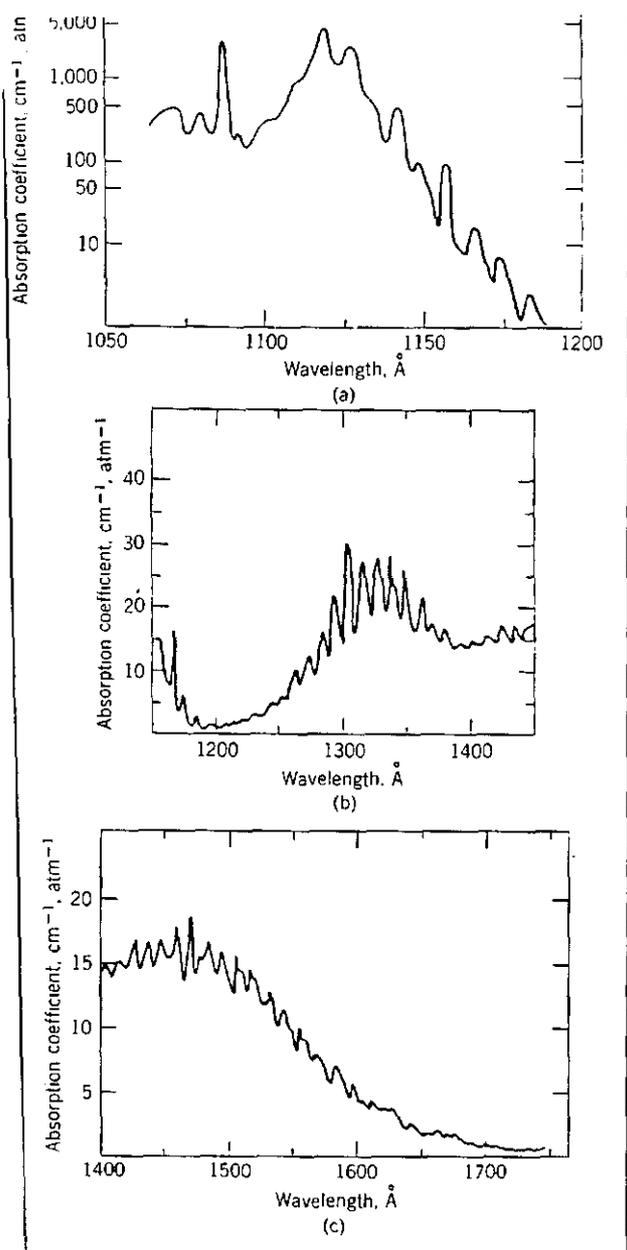
Fotodissociação do vapor d'água: O vapor d'água parece estar presente na atmosfera de Marte e Vênus, assim com na atmosfera da Terra. A fotodissociação do vapor d'água resulta nas seguintes reações:



Fotodissociação do dióxido de carbono: A fotodissociação do dióxido de carbono é importante para a química da ionosfera de Marte e Vênus. De alguma maneira o dióxido de carbono de Marte e Vênus equivale ao oxigênio terrestre. A fotodissociação ocorre nas três menores regiões do espectro ultravioleta. Nas ondas de comprimento entre 1.650 Å, são possíveis as seguintes reações de dissociação:



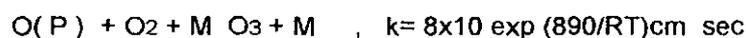
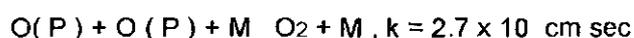
Podemos notar que devido a baixa resolução da absorção nas mediadas dos cortes transversais (na figura abaixo) não é possível separar a absorção da linhas de radiação (na qual poderia causar excitação e fluorescência) e a absorção da radiação contínua (que poderia causar a dissociação).



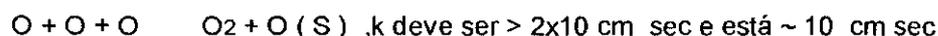
1.5.2.-Absorção da radiação solar

Por conveniência as reações poderão estar agrupadas de acordo com as principais reações. Quando a temperatura dependente é dada, T está em graus Kelvin e R é um gás constante $R = 1.986 \text{ cal (mole } ^\circ\text{K)}$

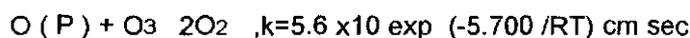
Oxigênio ,Ozônio: O oxigênio atômico recombina para a forma de oxigênio molecular e combina com oxigênio molecular para forma de ozônio.estas são as reações:



O caso específico da segunda reação, é portanto responsável pelo "escurecer "da linha verde (5.577A) nas baixas altitudes e é conhecida como Reação Chapman.



O ozônio e o oxigênio não podem interagir.

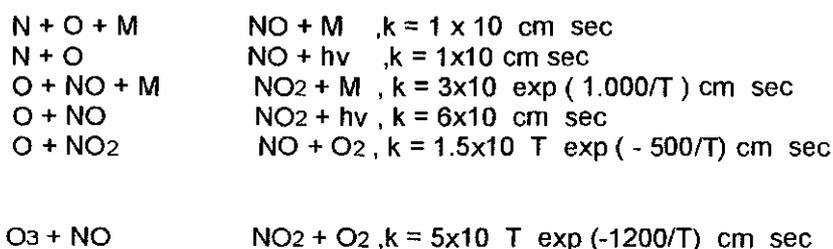


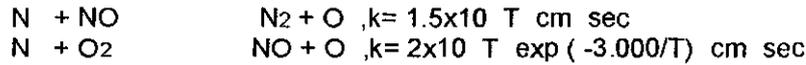
A existência do oxigênio atômico no estado O (D) é uma importante consideração na atmosfera do planeta porque O (D) pode entrar nas reações que o estado atômico não pode. A concentração de O (D) encontrada na atmosfera não depende somente das reações químicas subseqüentes mas também das reações de excitação.

Nitrogênio ,Oxigênio: O nitrogênio atômico pode desaparecer pela recombinação

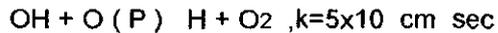
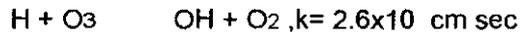


O nitrogênio faz o papel mais importante na atmosfera da Terra , na reação com o oxigênio para formar o óxido nítrico.Vejamos algumas destas reações:

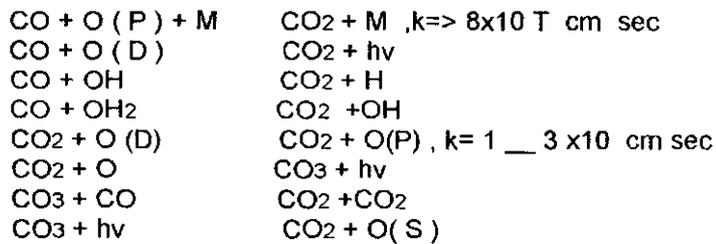




Hidrogênio, Oxigênio: A produção de vapor d'água na fotólise pode reagir com o oxigênio e o ozônio. Assim, a reação hidrogênio-oxigênio deve ser considerada na atmosfera contendo vapor d'água. A importância de cada processo para o equilíbrio químico do ozônio na alta atmosfera foi demonstrado por Hunt, que considerou 17 possíveis reações. Vejamos duas reações como exemplo:



Carbono, Oxigênio: Não é certo o conhecimento das recombinações que envolvem a fotólise na produção do CO₂. Esta incerteza envolve a impossibilidade de ocorrer a reação e as mediadas nas reações que envolvem O(D) (embora esta seja conhecida). Uma lista é dada, levando-se em conta que as razões não são dadas.



2- Processamento e pré-análise de Dados.

Introdução

Num segundo momento direcionamos nossos estudos para os seguintes itens:

- * Conhecimento do instrumento utilizado para observar e medir as aeroluminescências : **O Fotômetro;**
- * Conhecimento dos processos utilizados pelo fotômetro para realização da redução de dados;
- * Aprendizado e manuseio do softwer utilizado para a redução de dados obtidos a partir das observações do Fotômetro Multi 2 e Multi 3.
- * Organização dos dados obtidos pelos fotômetros Multi 2 e Multi 3 .

2.1 -Fotômetro

Conforme observamos nos temas abordados anteriormente, a luminescência atmosférica é em sua maioria muito fraca para ser observada a olho nú. Se faz necessário a utilização de um instrumento óptico mais sensível a essas emissões. Para isso, utilizamos o **Fotômetro**.

O fotômetro é um instrumento capaz de medir a intensidade de radiação de um fluxo de fótons. Nesse trabalho foram analisadas as emissões do OI 557,7 nm e OI 630nm [oxigênio atômico] , NaD [Sódio mesosférico] , OH [Hidroxila] e O₂ [oxigênio molecular]. Ele possui um sistema com filtros de interferência inclinável em relação ao seu eixo óptico que possibilita a obtenção de uma varredura em comprimentos de onda ,o que permite conhecer também a contaminação devido aos “ruídos “ de fundos estelares ,a radiação desejada assim como a temperatura rotacional associada a essas emissões.

O fotômetro utilizado para o presente estudo , se encontra em Cachoeira Paulista (45,0 O ,22,7 S) , e possui a denominação de “Fotômetro Multi -2 “

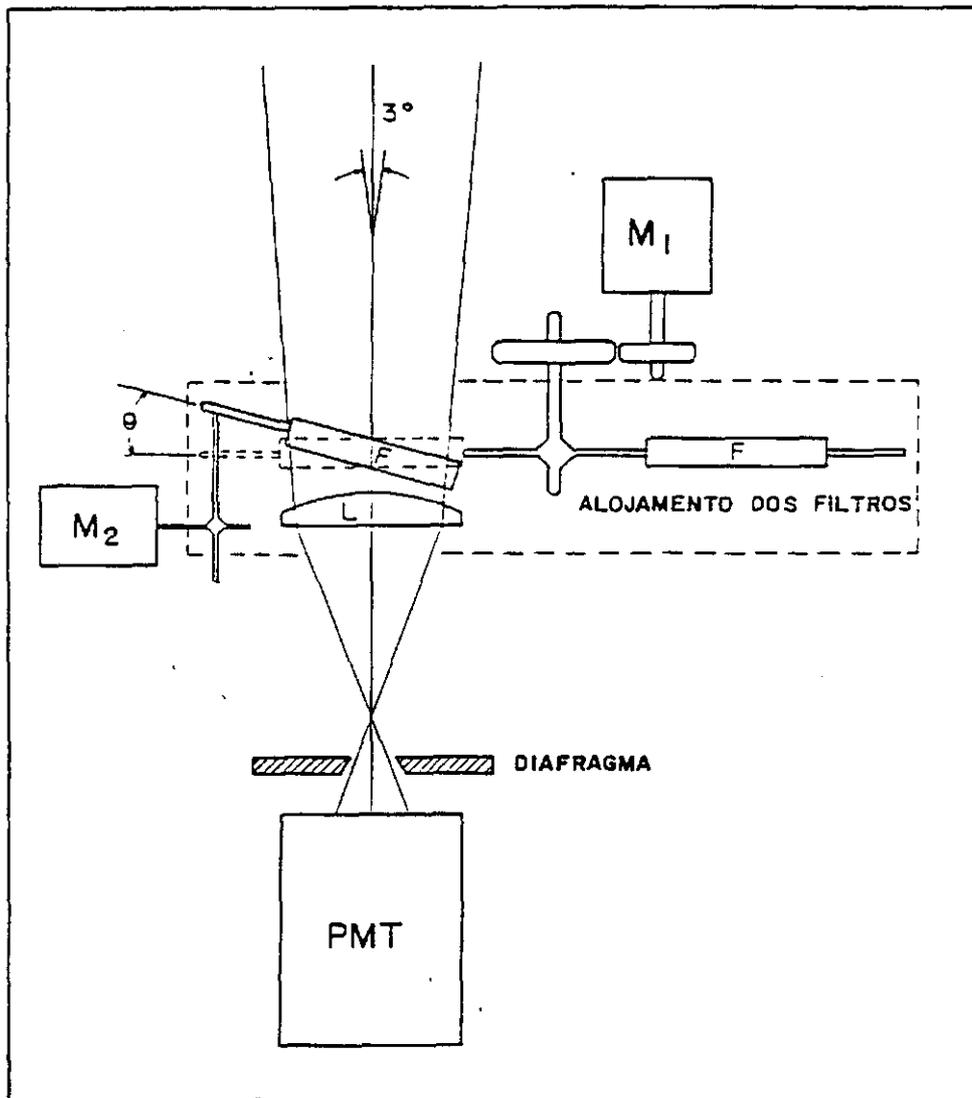


Fig. 2 - Diagrama da parte óptica do MULT12.

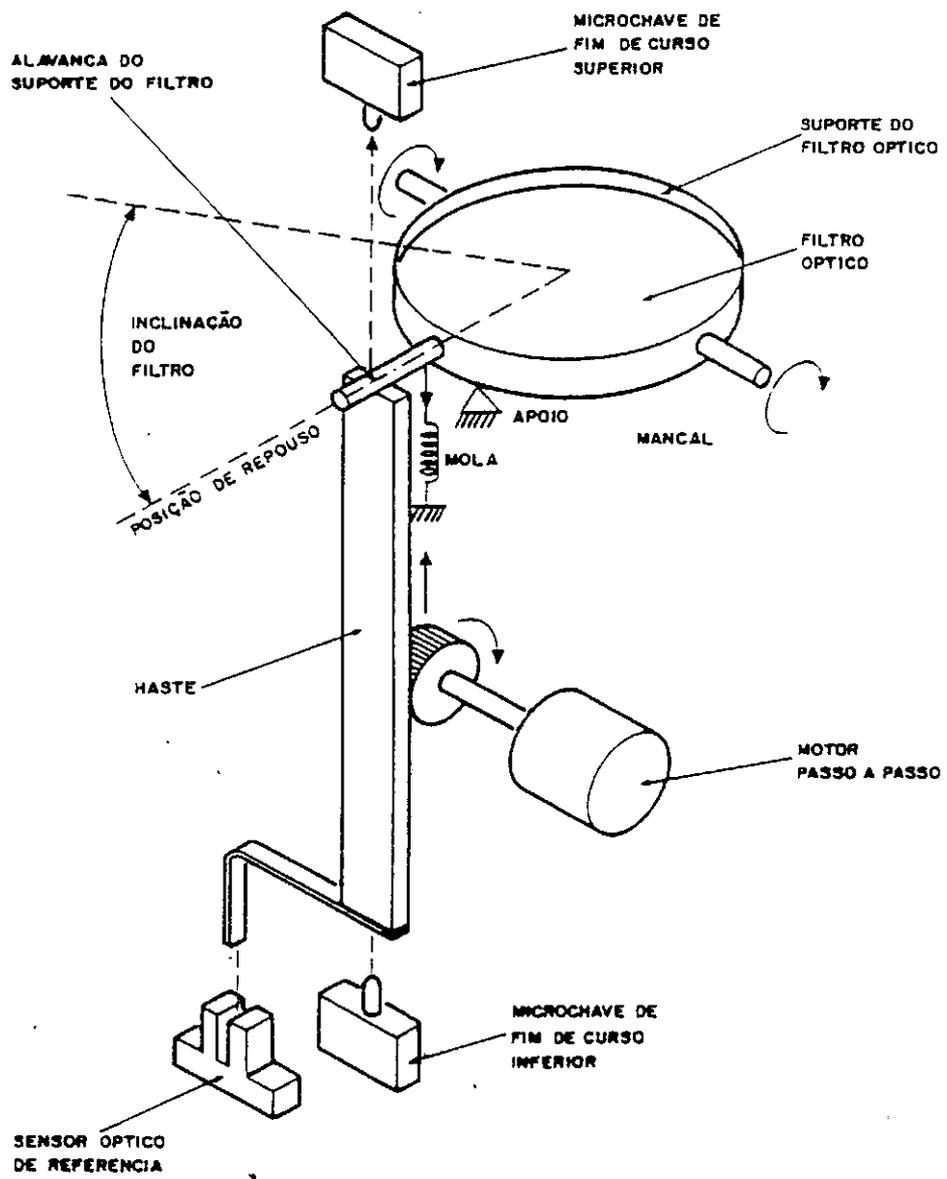
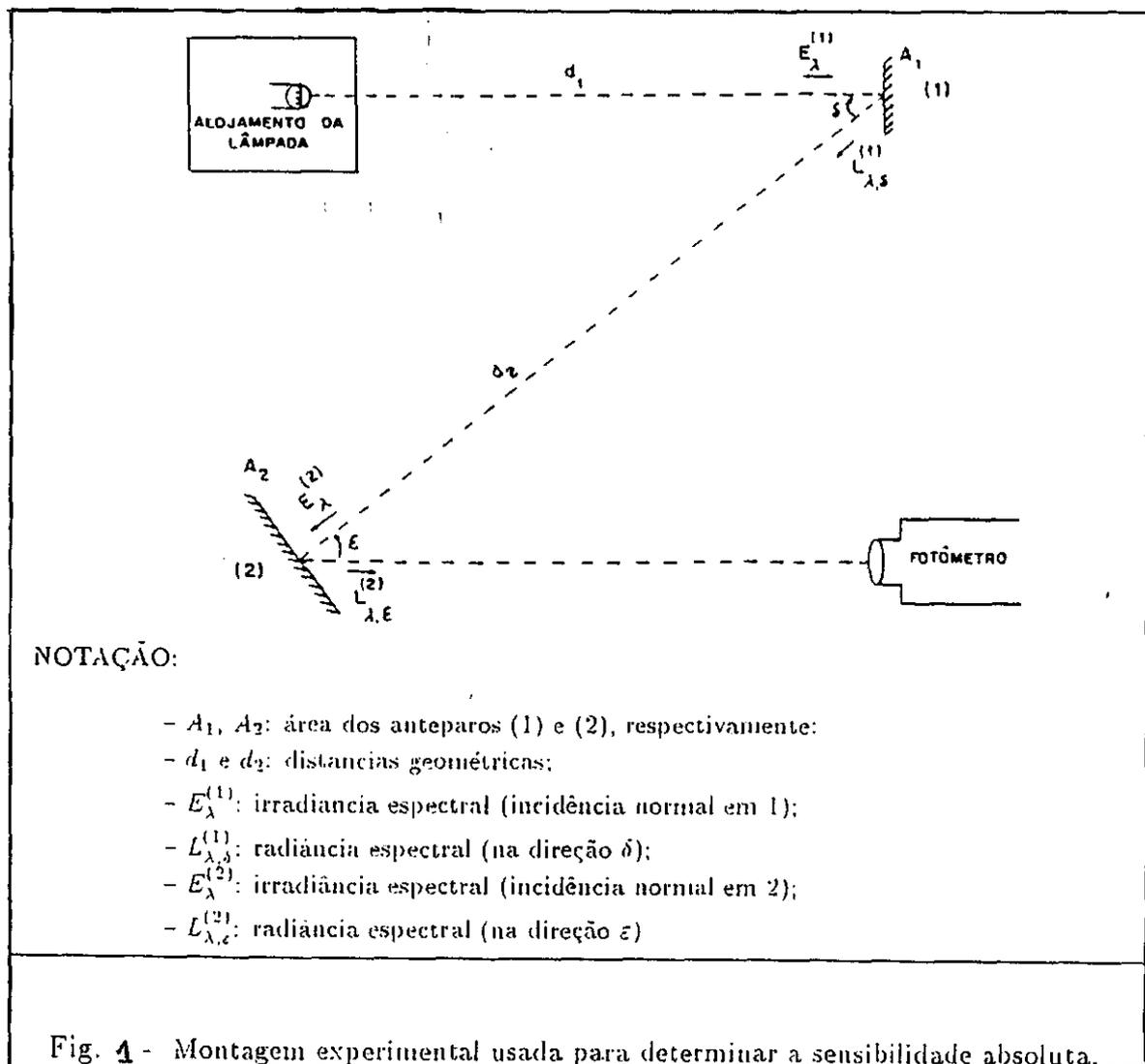


Fig. 3 - Diagrama simplificado do mecanismo de elevação de cada filtro.

2.2 - Calibração e Sensibilidade do Fotômetro.

Sendo o fotômetro um instrumento de alta sensibilidade, se faz necessário a sua calibração, para que possamos estimar com maior precisão a intensidade da emissão de uma aeroluminescência. No Multi-2, devemos conhecer a transmissão e a sensibilidade absoluta de cada filtro. A sensibilidade absoluta do filtro pode ser conseguida através da comparação entre uma lâmpada calibrada ES 8.315 e um monocromador.



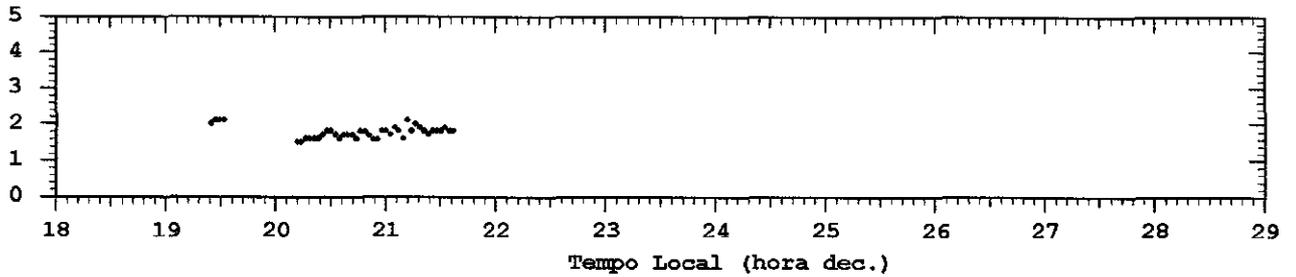
2.3 - Redução de Dados.

A redução de dados é realizada através de um softwer (que utiliza a linguagem Visual Basic em ambiente for windows) ,no qual se processam todas as operações necessárias para a obtenção da sensibilidade de laboratório (Eppley ,Kriptônio e L2), gráficos de contagens , gráficos de radiância (R) ,temperatura rotacional (K) e fundo espectral (vide Fotômetro Multi 2 Experiência de Calibração ,Inpe 1992).Esse processo é realizado através da entrada de um arquivo de dados em linguagem Asc II que transforma as contagens das fotomultiplicadoras em séries temporais de intensidade e de temperatura das emissões de aeroluminescência.

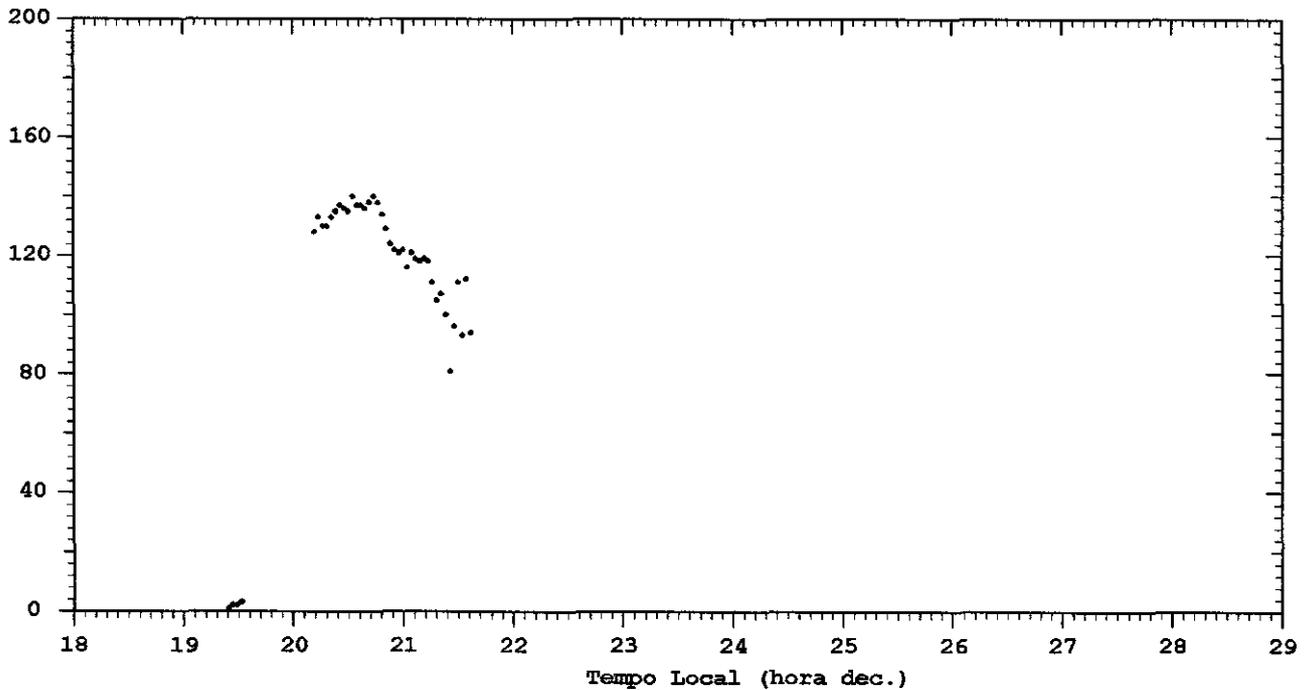
No período de Agosto/96 à Fevereiro /97 foi realizada a pré -análise de dados - no que diz respeito a sensibilidade e calibração , de 112 noites.Sendo que dessas, em 12 noites o fotômetro se encontrava em Alcântara. Assim como a pré-análise dos dados do Multi 3 fixado em Fortaleza (semelhante ao multi- 2) , num total de 162 noites ,onde 12 o fotômetro encontrava-se em Cahoeira Paulista.

Realizou-se juntamente , a organização de um banco de dados referentes as noites acima citadas

Background Espectral (R/Å)



Radiância (R)



Filtro de Interferência F1 - Informações da calibração

```

---- Canal principal do Sinal de airglow ----
Largura efetiva do filtro óptico ( Å ) = 11.95
Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 3.74
Resposta do fotômetro c/ L2 ( Hz ) = 2695
Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 60.30027
---- Canal principal do sinal de fundo (BG) ----
Largura efetiva do filtro óptico ( Å ) = 14.26
Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 3.588
Resposta do fotômetro c/ L2 ( Hz ) = 1683
Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 32.89366

```

Filtro de Interferência F1 - Informações da observação

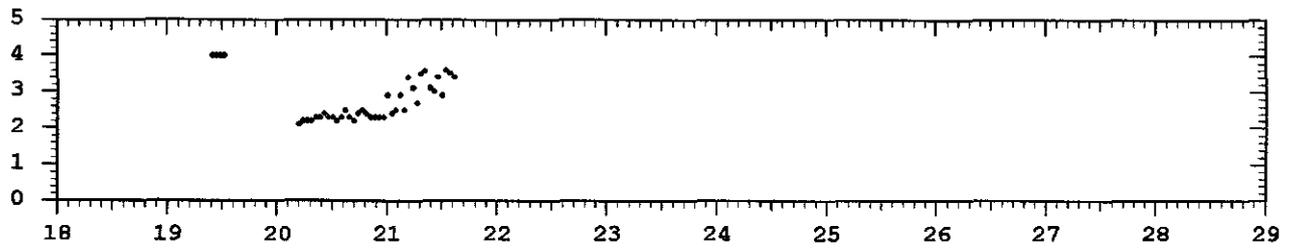
```

Média Noturna da emissão airglow (R) = 110.5714
Desvio Padrão da média noturna (R) = 38.4753
Variância Fracional da intensidade = .1181987
Coef. Correlação-Cruzada Sinal - BG = -.7032747

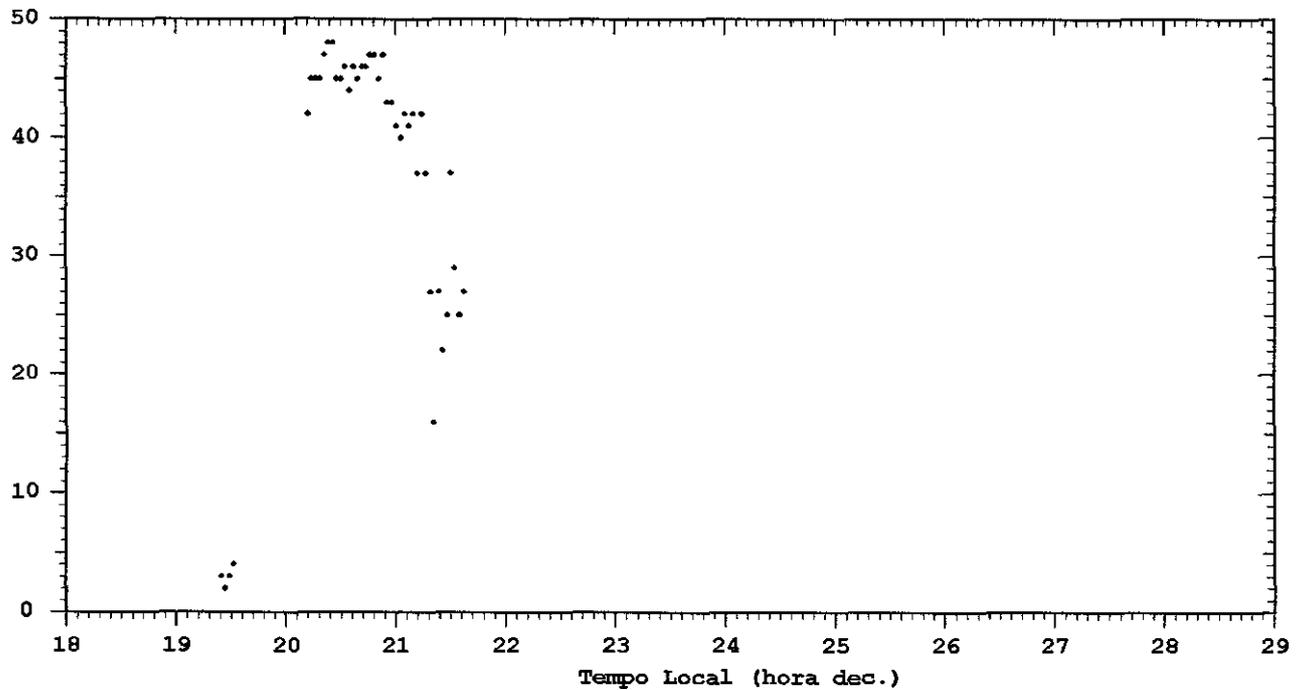
```

MULTI-2 (Cachoeira Paulista) Emissão: Na (D1,D2) --- data: 950626

Background Espectral (R/Å)



Radiância (R)



Filtro de Interferência F2 - Informações da calibração

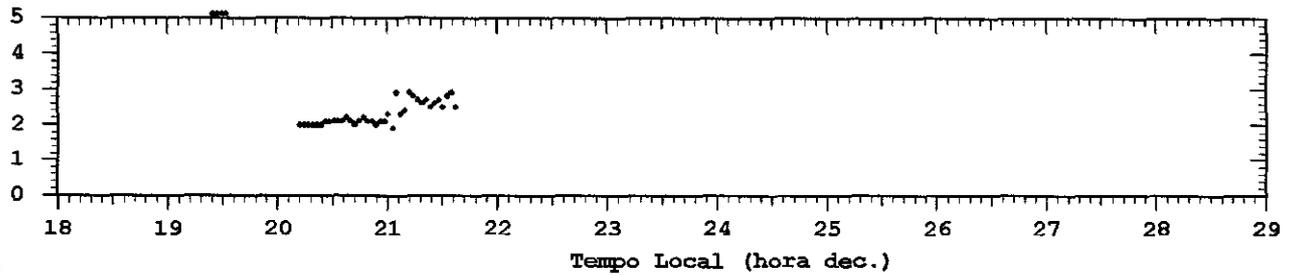
---- Canal principal do Sinal de airglow ----
 Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 12.105
 Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 6.431
 Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 3806
 Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 48.89061
 ---- Canal principal do sinal de fundo (BG) ----
 Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 16.565
 Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 5.816
 Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 1158
 Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 12.01968

Filtro de Interferência F2 - Informações da observação

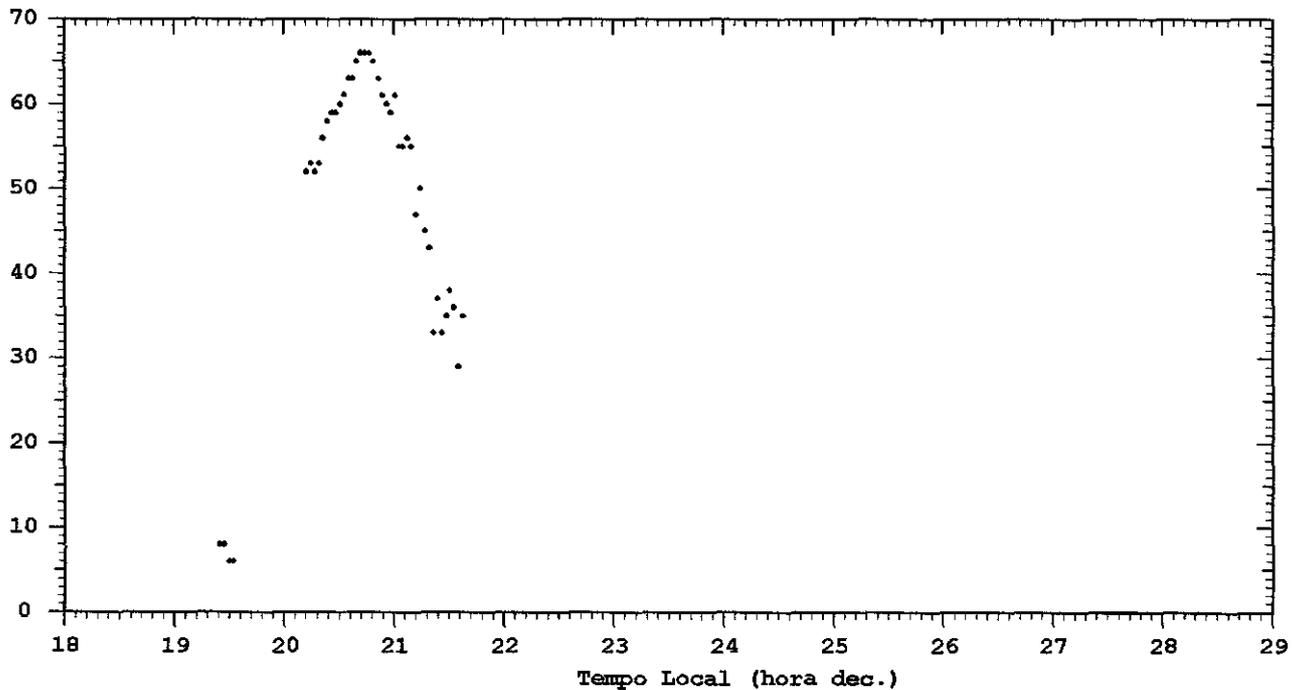
Média Noturna da emissão airglow (R) = 36.28571
 Desvio Padrão da média noturna (R) = 13.61364
 Variância Fracional da intensidade = .1374078
 Coef. Correlação-Cruzada Sinal - BG = -.7615827

MULTI-2 (Cachoeira Paulista) Emissão: OI 630.0 nm --- data: 950626

Background Espectral (R/Å)



Radiância (R)



Filtro de Interferência F3 - Informações da calibração

---- Canal principal do Sinal de airglow ----

Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 10.81

Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 11.353

Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 7718

Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 62.8881

---- Canal principal do sinal de fundo (BG) ----

Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 11.47

Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 10.932

Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 6464

Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 51.55114

Filtro de Interferência F3 - Informações da observação

Média Noturna da emissão airglow (R) = 48.35714

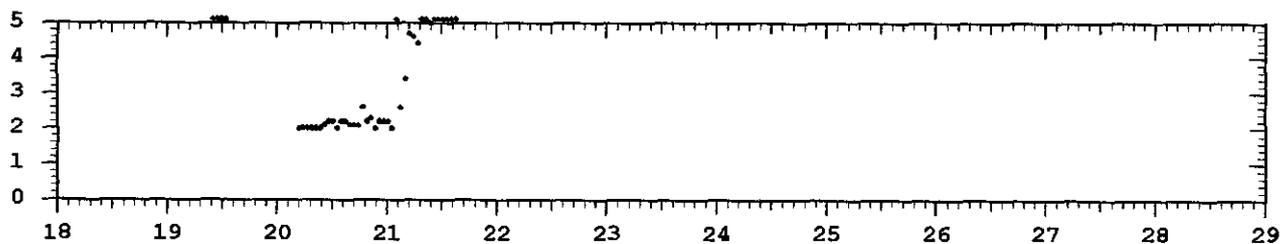
Desvio Padrão da média noturna (R) = 17.19021

Variância Fracional da intensidade = .1233604

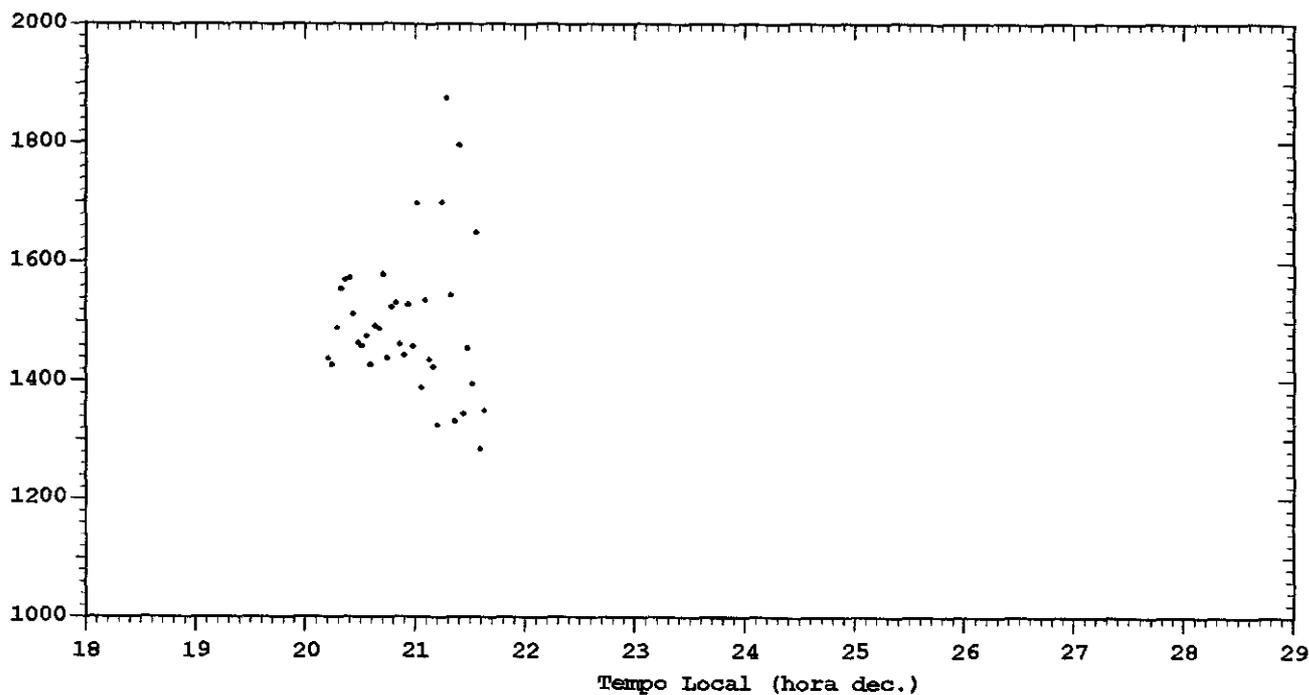
Coef. Correlação-Cruzada Sinal - BG = .6798964

MULTI-2 (Cachoeira Paulista) Emissão: OH (6-2) --- data: 950626

Background Espectral (R/Å)



Radiância (R)



Filtro de Interferência F4 - Informações da calibração

---- Canal principal do Sinal de airglow ----

Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 11.605

Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 72.637

Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 35362

Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 41.95018

---- Canal principal do sinal de fundo (BG) ----

Largura efetiva do filtro óptico (Å) = 11.535

Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 72.802

Resposta do fotômetro c/ L2 (Hz) = 37094

Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 44.17156

Filtro de Interferência F4 - Informações da observação

Média Noturna da emissão airglow (R) = 1496.184

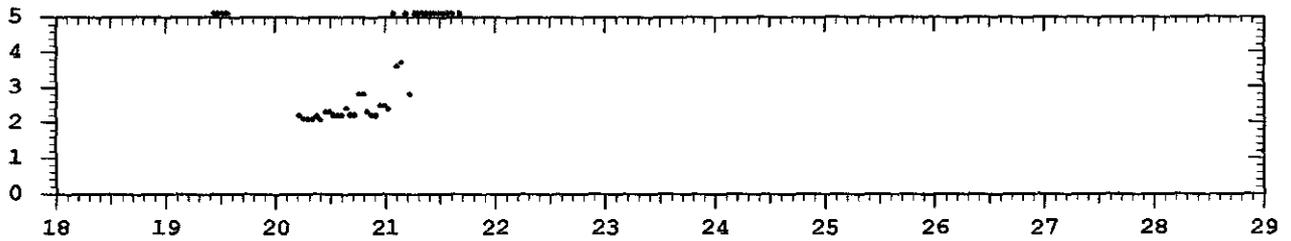
Desvio Padrão da média noturna (R) = 124.2698

Variância Fracional da intensidade = 6.717052E-03

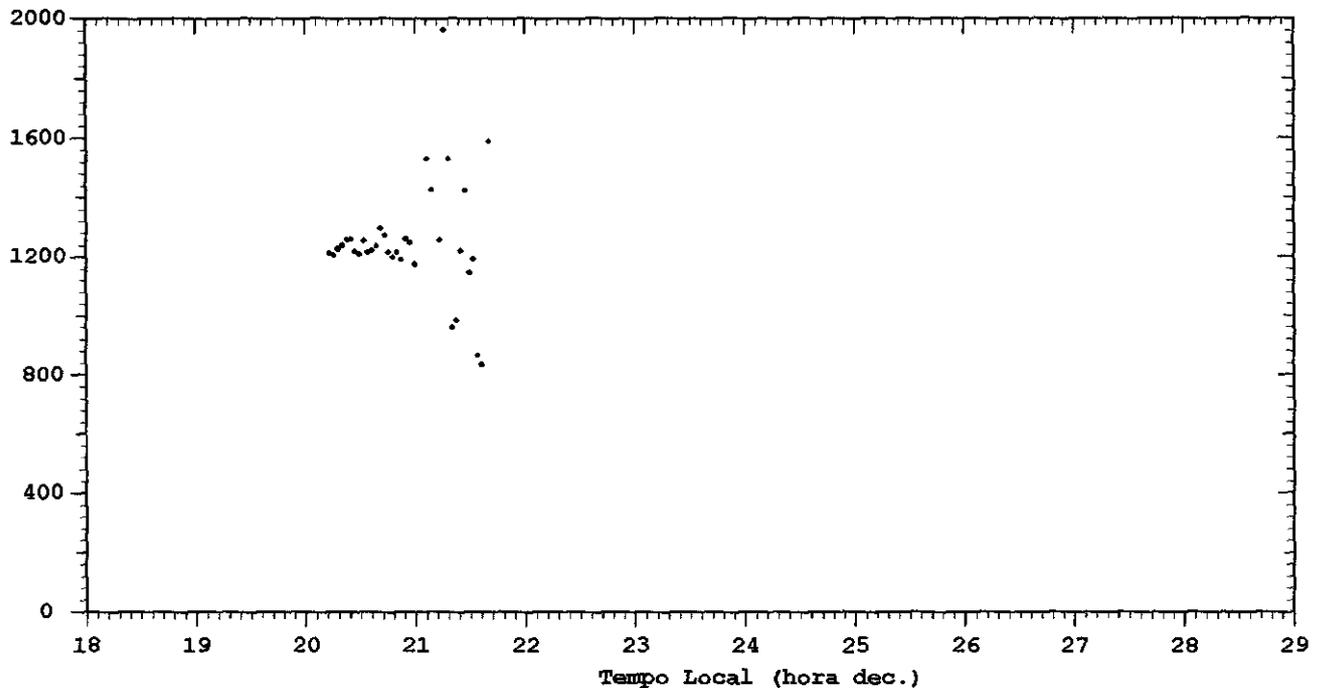
Coef. Correlação-Cruzada Sinal - BG = .9991258

MULTI-2 (Cachoeira Paulista) Emissão: O2 A(0-1) --- data: 950626

Background Espectral (R/Å)



Radiância (R)



Filtro de Interferência F5 - Informações da calibração

```

---- Canal principal do sinal de airglow ----
Largura efetiva do filtro óptico ( Å ) = 12.796
Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 78.15
Resposta do fotômetro c/ L2 ( Hz ) = 26291
Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 26.29081
---- Canal principal do sinal de fundo (BG) ----
Largura efetiva do filtro óptico ( Å ) = 11.286
Radiância Espectral de L2 (R / Å) = 81.98
Resposta do fotômetro c/ L2 ( Hz ) = 32624
Sensibilidade média via L2 (1/ R s) = 35.26056

```

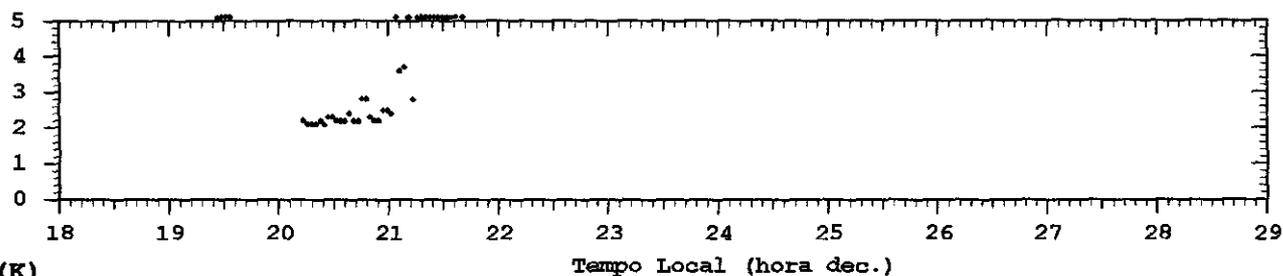
Filtro de Interferência F5 - Informações da observação

```

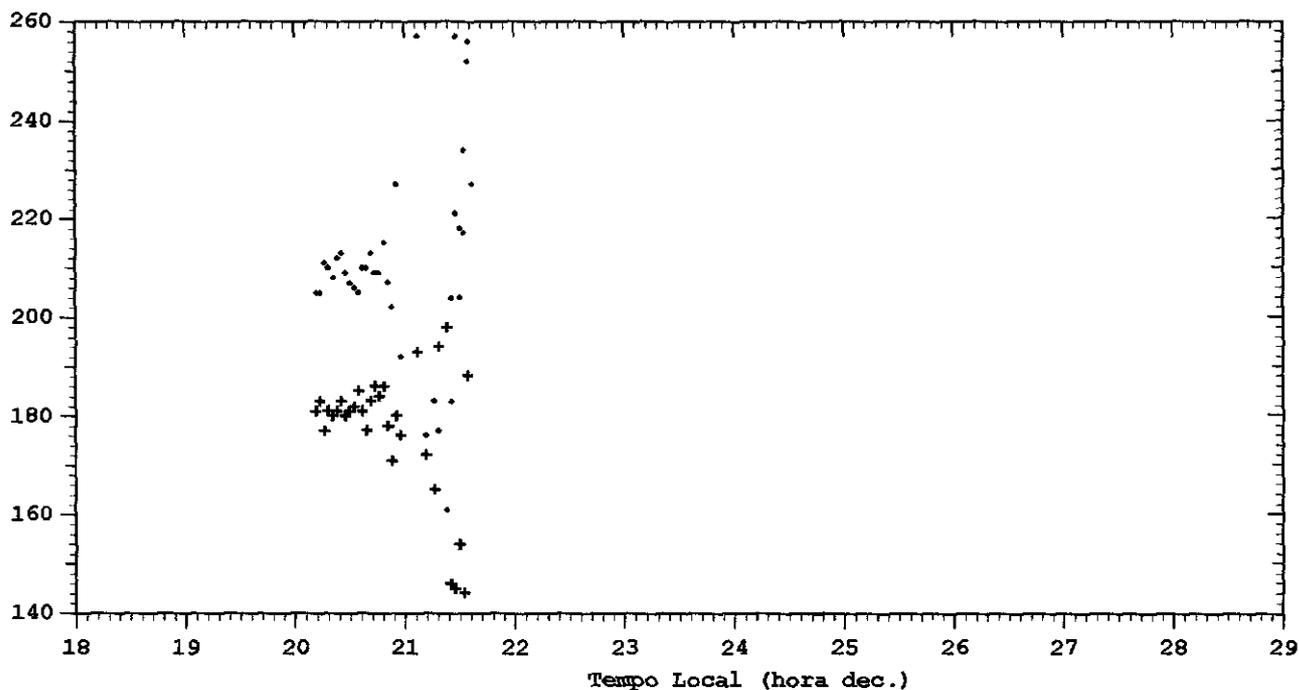
Média Noturna da emissão airglow (R) = 1251.086
Desvio Padrão da média noturna (R) = 199.5685
Variância Fracional da intensidade = .0247184
Coef. Correlação-Cruzada Sinal - BG = .9986945

```

Background Espectral (R/Å)



Temperatura (K)



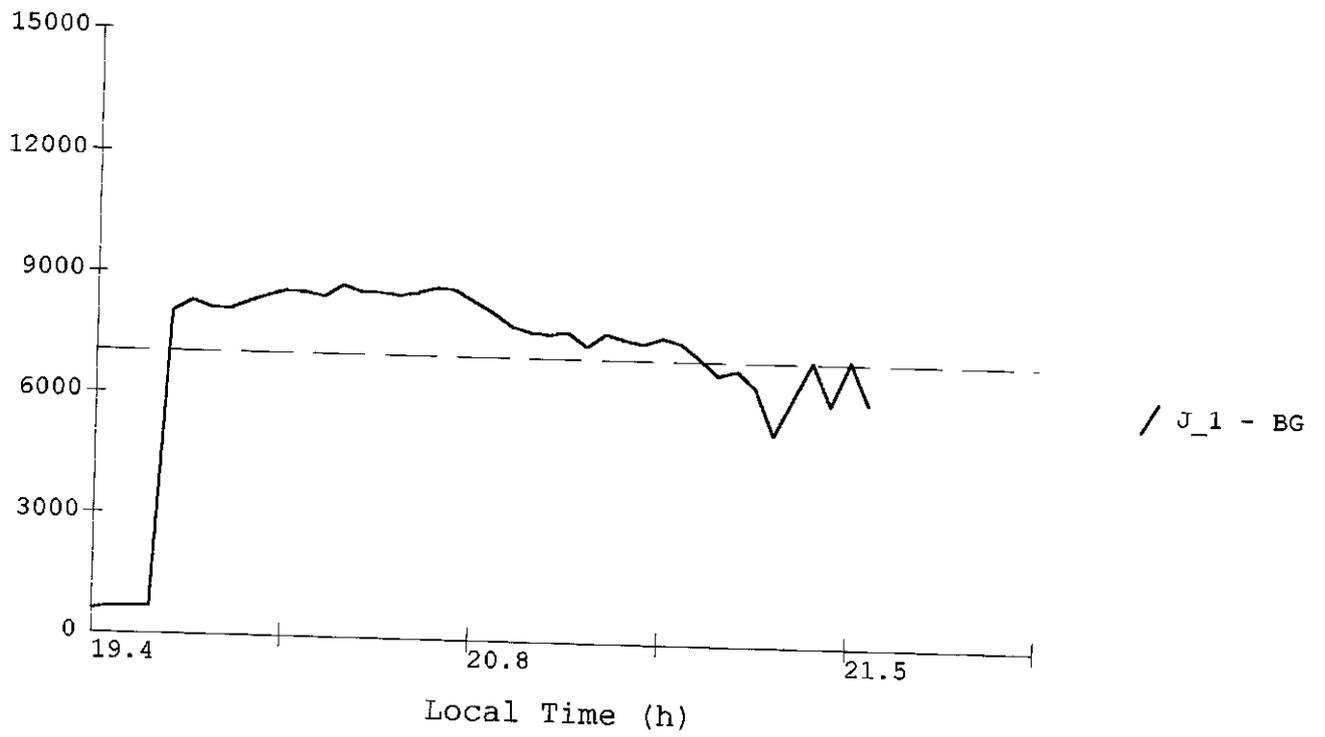
Temperatura rotacional via OH (6-2) - modelo POS2 / POS4 (Mies) - Informações da observação
 Média Noturna da temperatura rotacional (K) = 211.1351
 Desvio Padrão da média da temperatura (K) = 21.32186
 Variância Fracional da temperatura = 9.922667E-03

Temperatura rotacional via O₂ (0-1) banda Atmosférica - Informações da observação
 Média Noturna da temperatura rotacional (K) = 177.2581
 Desvio Padrão da média da temperatura (K) = 13.45344
 Variância Fracional da temperatura = 5.574693E-03

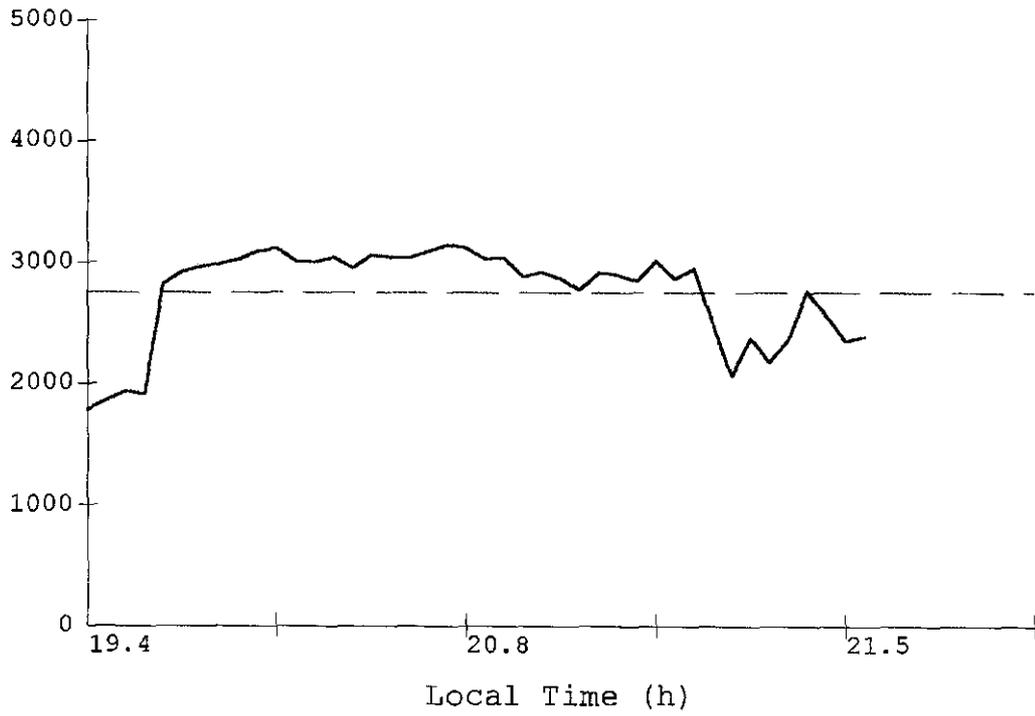
LEGENDA

- Temperatura OH (6-2)
- + Temperatura O₂ (0-1)

Multi 2 - Airglow signal OI 557.7 nm (cont./s) 950626

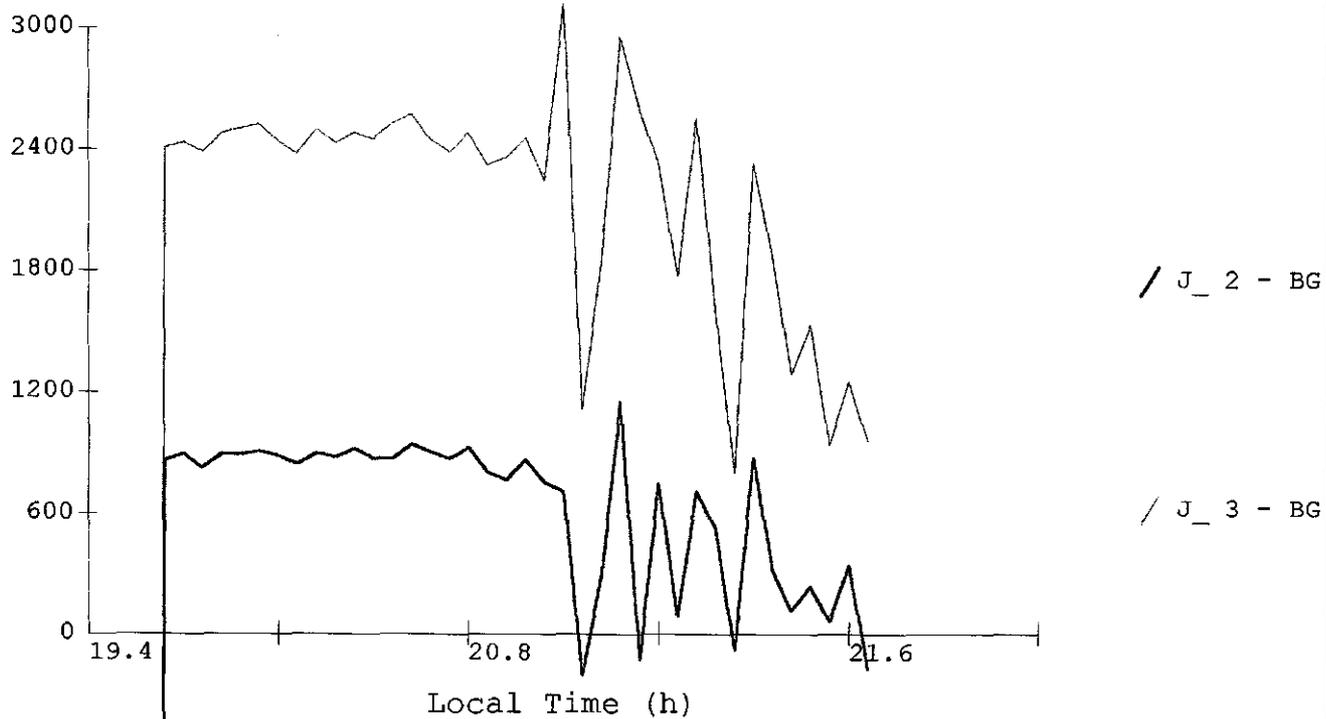


Multi 2 - Airglow signal NaD (cont./s) 950626

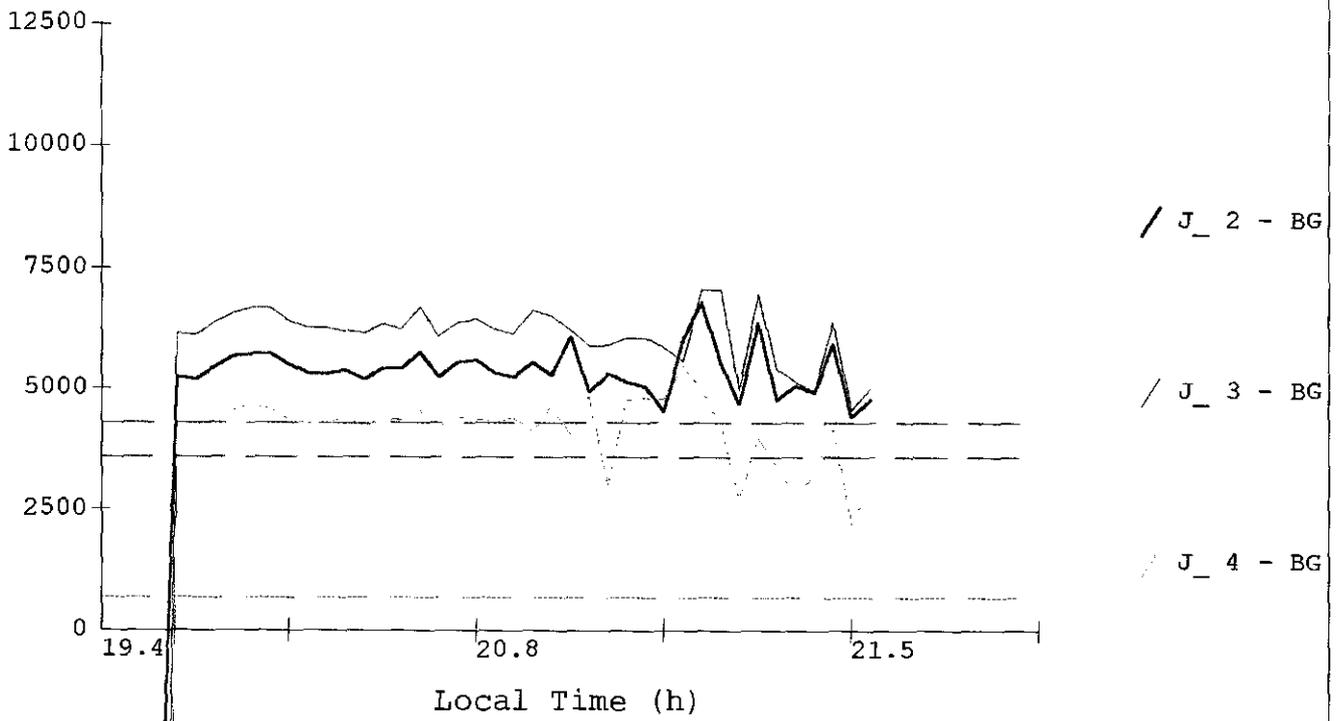


/ J_1 - BG

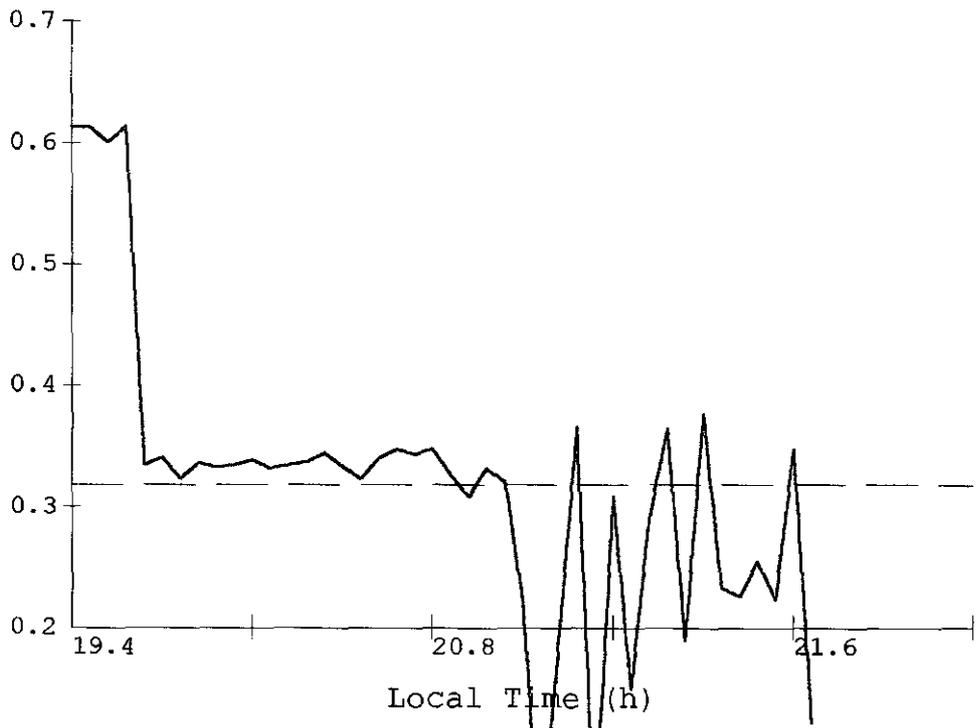
Multi 2 - Airglow signal O₂ (0-1) (cont./s) 950626



Multi 2 - Airglow signal OH (6-2) (cont./s) 950626

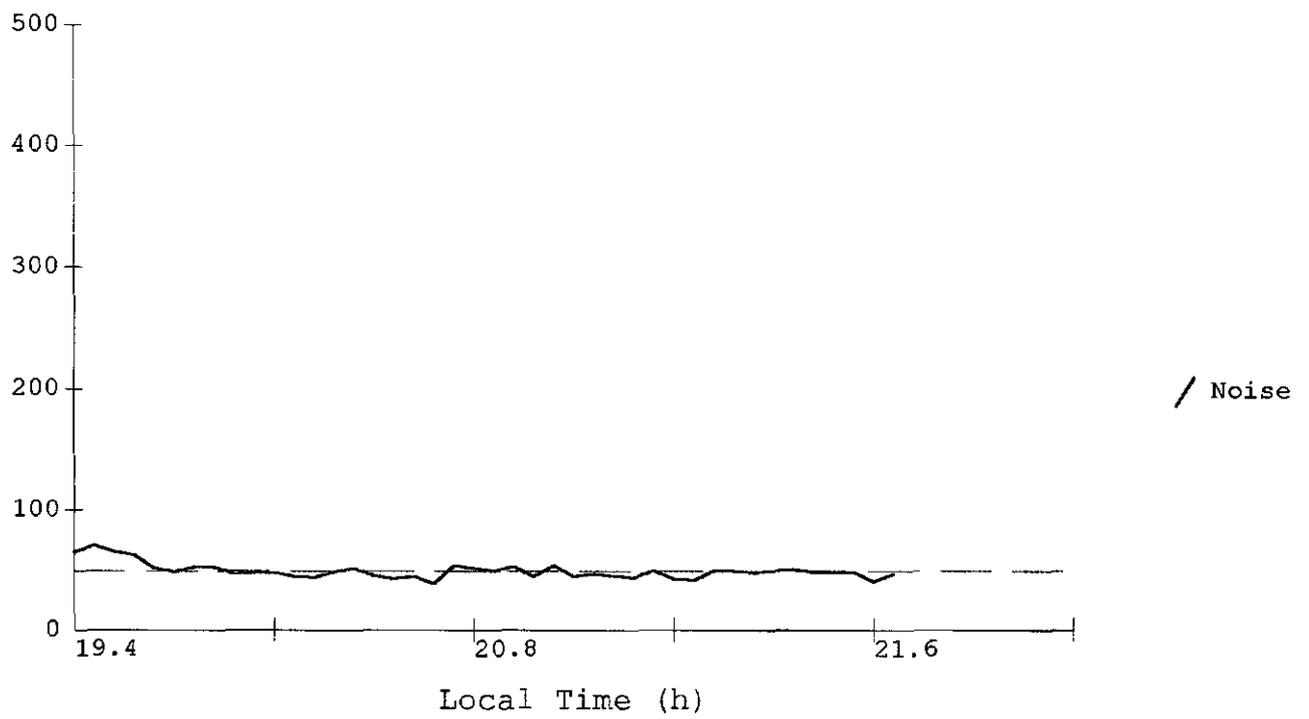


Multi 2 - Ratio between two spectral positions O₂ (0-1) airglow 950626



/ POS 2 / POS 3

Multi 2 - Dark current Photomultiplier (cont./s) 950626



Referências Bibliográficas

CHAMBERLAIN ,Joseph.W - Physics of the aurora and Airglow ,New York,Academic Press,1961.

FAGUNDES, Paulo Roberto - Estudo da dinâmica da termosfera em baixas latitudes. Inpe 1993.

KIRCHHOFF, Volker.W.J.H - Curso de Aeronomia Básica.Inpe 1978.

RICHARD ,C.G.Walker - Atmosphere ,Foudation of earth science series, 1972.

R.C. Whitten and I.G. Poppof - Fundamental of Aeronomy,Space science text series,1971.

STELLA ,Maris Ludovico Melo - Processo fotoquímico das emissões de luminescência,Inpe 1992.

STELLA , Maris Ludovico Melo - Aeroluminescência da região equatorial/ via experimento foquete, Inpe ,1994.