



**OBSERVAÇÕES DE FRENTES
MESOSFÉRICAS EM CACHOEIRA
PAULISTA (CP) (23°S, 45°W)**

EFUA ANTHONY OGOBOR (20162009)

Universidade Federal de Campina Grande.
Centro de Ciência e Tecnologia,
Unidade Acadêmica Física,
Pós Graduação.

ORIENTADOR: PROF. DR. IGO PAULINO

CO-ORIENTADOR: PROF. DRA. VÂNIA FATIMA ANDRIOLI NOVAES
SILVA

CAMPINA GRANDE – PARAIBA

O35o Ogobor, Efua Anthony.
Observações de frentes mesosféricas em Cachoeira Paulista (CP)
(23°S, 45°W) / Efua Anthony Ogobor. – Campina Grande, 2018.
64 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de ciências e Tecnologia, 2018.

"Orientação: Prof. Dr. Igo Paulino, Profa. Dra. Vânia Fátima Andrioli Novaes Silva".

Referências.

1. Atmosfera – Frentes Mesosféricas – Cachoeira Paulista.
2. Aeroluminescência. 3. Ondas de Gravidade. 4. Física da Atmosfera. I. Paulino, Igo. II. Silva, Vânia Fátima Andrioli Novaes. II. Título.

CDU 551.510.413.3(815.6)(043)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECÁRIA SEVERINA SUELI DA SILVA OLIVEIRA CRB-15/225



**Universidade Federal de
Campina Grande**

OBSERVAÇÕES DE FRENTES MESOSFÉRICAS EM CACHOEIRA PAULISTA (CP) (23°S , 45°W)

Efua Anthony Ogobor

Dissertação de Mestrado em Física do
programa de Pós-Graduação em Física da
UFCG, orientada pelos professores Dr. Igo
Paulino e Dra. Vânia Fatima

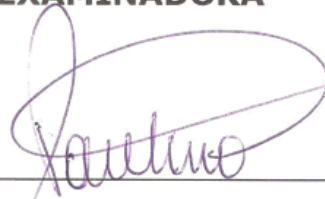
UFCG
Campina Grande
2018

EFUA ANTHONY OGOBOR

**OBSERVAÇÕES DE FRENTES MESOSFÉRICAS EM CACHOEIRA PAULISTA
(23°S; 45°W)**

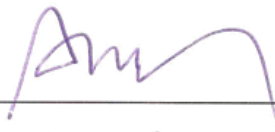
Dissertação aprovada em 10/09/2018

BANCA EXAMINADORA



(Presidente)

Prof. Dr. Igo Paulino da Silva
Unidade Acadêmica de Física – UFCG



(Membro interno)

Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros
Unidade Acadêmica de Física – UFCG



(Membro externo)

Prof. Dr. Cristiano Max Wrasse
Divisão de Aeronomia – INPE

Declaração

Eu declaro que esta dissertação é o resultado de minha própria investigação independente, exceto quando indiquei meus gratos colegas a outras fontes.

Assinado:

Data:

Agradecimentos

Eu gostaria de agradecer cada um que participou da minha vida acadêmica. Primeiro de todos, o Deus Todo-Poderoso, que através das Suas infinitas misericórdias, me ajudou ao longo deste trabalho e fez dele um enorme sucesso. Como o velho ditado nos diz: Se você sabe, você sabe. Muito obrigado a meus orientadores, Professores Igo Paulino e Vânia Andrioli. Sou grato à equipe INPE responsável pelo Lidar e o radar Meteoro por ter me fornecido os dados de temperatura e vento. Sou agradecido ao Brasil, à CAPES, à UFCG e aos meus professores. Não posso esquecer de agradecer ao incansável Prof. Babatunde Rabiú quem me ajudou nessa grande oportunidade.

Finalmente, meus sinceros obrigados aos meus pais, Prosper, Engr. Eronmhon, Dr. Ayantunji, Vera, Kemi, Prof. Buriti, Prof. Amauri, Bismark, Clement, Jerry, Frank e Solomon. Para todos, aqueles que eu lembrei e os que esqueci e que talvez não lembrei de mencionar seu nome, isso é para você... “OBRIGADO”.

Resumo

Nas seguintes noites: (1) dia 14-15 setembro de 2007, (2) dia 5 outubro de 2007, (3) dia 10 outubro de 2007, (4) dia 5 março de 2008, (5) dia 31 março de 2008 e (6) dia 3 setembro de 2008; seis respectivas frentes de onda de propagação proeminentes que separaram o céu em regiões claras, foram observados em Cachoeira Paulista (23°S, 45°W) usando um imageador de aeroluminescência (ASI, do Inglês, “all sky imager”). As imagens da emissão camada da aeroluminescência do OH, Na, O₂ (0,1) e OI 557.7 nm foram coletadas durante essas noites de observações. No mesmo local, o radar Meteorológico foi usado para avaliar o vento horizontal. Um instrumento Lidar instalado em São José dos Campos (23°S, 46°W) também foi usado simultaneamente com o ASI para registrar dados de temperatura da mesosfera e baixa termosfera. A partir das medidas do ASI, do radar de meteorológico e do instrumento lidar, foi classificar as frentes de onda observadas dos eventos citados acima. Esta é a primeira observação de uma frente mesosférica no Brasil usando o Lidar, radar meteorológico e ASI. A análise do número de onda vertical revelou a natureza da formação de ductos térmicos e/ou Doppler. As frentes mesosféricas observadas se apresentaram como eventos oscilatórios e não-oscilatórios e o padrão de complementaridade nas camadas de emissão da aeroluminescência também foram estudadas.

Palavras-chave: Atmosfera, aeroluminescência, ondas de gravidade, Frentes mesosféricas.

Abstract

On the following nights: (1) 14-15 September 2007 (2) 5 October 2007 (3) 10 October 2007 (4) 5 March 2008 (5) 31 March 2008 and (6) 3 September 2008; Six respective propagating prominent wave fronts which separated the sky into bright and dark regions in most cases, were observed over Cachoeira Paulista (23°S, 45°W) using an all-sky airglow imager (ASI). Images of OH, Na, O₂ (0,1) and OI557.7 nm airglow emissions were collected during the nights of observation. At the same place, Meteor radar was used to estimate the horizontal wind. A lidar instrument deployed at São José dos Campos (23°S, 46°W) was also used simultaneously to record temperature data of atmospheric background (mesosphere and lower thermosphere). From the adequate information gotten from the ASI, meteor radar and the lidar instrument, we could to classify the observed wave fronts into four mesospheric bore events and one wall event. This is the first simultaneous observation of a mesospheric front in Brazil using the All-sky imager, Meteor radar and Na lidar instrument. The analysis using the square of vertical wavenumber profile revealed the duct regions and the primary cause of them (Doppler or Thermal). The bore fronts observed were undular and non-undular with dark fronts in some airglow emission layers and bright fronts in others. The bore events observed were in agreement with the complimentary effect and atmospheric duct position effect on the emission layers proposed in the literature.

Keywords: Atmosphere, Airglow, Gravity Waves, Mesospheric fronts

Lista de símbolos

h_1	– profundidade de pororoca
h_0/h	– profundidade de pororoca
β	– amplitude normalizada
c	– velocidade de propagação da fase de onda
a	– amplitude
h	- comprimento de onda horizontal
x	– coordenada horizontal
u	– velocidade horizontal do fluido
t	– tempo
η	– elevação da superfície livre
g	– aceleração devido à gravidade
C_1	– características de linha reta
C_2	– características da linha curva
N	– fotoperíodo
φ	– latitude
δ	- ângulo de declinação do sol
$M \times N$	- dimensão da imagem de análise
k_x	– número de onda horizontal
k_y	– número de onda vertical
$\pm sd$	– desvio padrão
Φ	– ângulo azimutal zenital
τ	– período de onda
N^2	- Frequência de Brünt-Väisälä
θ	– temperatura potencial
p	– pressão
z	– altura
R	– constante de gás
ρ	– densidade
T	– temperatura
C_p	– capacidade de calor específica
X_{MW}	– peso molecular médio
X_{MW0}	– constante
X_{MW1}	– constante
s	– constante
\mathbf{a}	– constante
γ	– constante
γ_0	– constante
γ_1	– constante

\bar{u}	– vento na direção da onda
\vec{k}	– fase de onda
\vec{U}	– direção do vento
β	– ângulo entre a direção da fase de onda e a direção do vento
m^2	– número de onda vertical ao quadrado
\bar{u}''	- segunda derivação do vento na direção da onda
k_h	- número de onda horizontal
BF	– frente brilhante
DF	– frente escura
p_0	-Pressão estática
-	- valor médio

Lista de Figuras

Figura 1. 1 Um diagrama mostrando as camadas da atmosfera terrestre com seus respectivos gradientes de temperatura, altitude e outras atividades (Crédito de imagem: NASA).....	2
Figura 1. 2 Uma imagem de "Bore Mesospheric", que foi capturado do Monte Balang, Sichuan, China em 24 de novembro de 2016 por Xiao Shuai, que relatado a olho nu. (Source: http://en.es-static.us/upl/2016/11/mesospheric-bore-Xiao-Shuai-China-11-24-2016-sq-e).....	3
Figura 1. 3 Uma formação da nuvem da corriola entre Burketown e Normanton, Austrália. (Source: https://en.wikipedia.org/wiki/Morning_Glory_cloud#/media/File:MorningGloryCloudBurketownFromPlane.jpg)	4
Figura 2. 1 imagens airglow OH e OI5577 tiradas de Haleakala, 10 de outubro de 1993, mostrando o conjunto de eventos frontais do pororoca mesosférico (Fonte: Taylor et al., 1995)..	7
Figura 2. 2 Uma ilustração de uma frente de onda de auto-inclinação devido a efeitos de propagação não linear. (Fonte: Faber (1995)).....	9
Figura 2. 3 Uma ilustração mostrando as características de C_1 e C_2 em um caso de onda simples com C_1 (linha reta) e C_2 (linha curva). (Fonte: Dewan e Picard (2001)).....	12
Figura 2. 4 Uma ilustração das características C_1 para um fluido que é acionado sob a influência de um pistão acelerador homogêneo. (Fonte: Dewan e Picard (2001)).....	13
Figura 2. 5 Ilustração do modo varicoso e sinuoso da oscilação termoclinal, com a linha laranja representando o plano médio que serve como fundo rígido no canal atmosférico.	15
Figura 3. 1 Sistema óptico do All-Sky Imager. Fonte: Wrasse (2004).....	18
Figura 3. 2 Estrutura de uma Charge Coupled Device-sensor (CCD).....	20

Figura 3. 3 Um diagrama de blocos do imageador de todo o céu usado pelo grupo de pesquisa de Luminescência no INPE. Fonte: Wrasse (2004).....	22
Figura 3. 4 Uma imagem da temperatura Na LIDAR. Fonte: Fernandes (2009)	23
Figura 3. 5 Layout ótico de Lidar no INPE. Fonte: Clemesha (2010).....	25
Figura 3. 6 Um diagrama esquemático mostrando o layout do radar de meteoro (Crédito: Espaço de Adelaide e Grupo de Física Atmosférica).....	26
Figura 3. 7 Uma ilustração da observação dos processos de imagem airglow da emissão OH coletados na noite de 5 de outubro de 2007 em Cachoeira Paulista. (a) Uma imagem da emissão com coordenadas alinhadas (b) Uma imagem sem estrelas (c) Mostra uma imagem filtrada.....	29
Figura 3. 8 Mostra um espectro de energia 2D. (Evento 2).....	30
Figura 3. 9 Uma ilustração do vento na direção da onda (u).....	34
Figura 4. 1 Imagens das frentes de onda nas emissões de "airglow" (a) Frente brilhante na emissão de oh (b) Frente escura na emissão de O ₂ (c) Frente escura na emissão de O ₅ e sua respectiva direção de propagação.	38
Figura 4. 2 Espectro de potência média da emissão OH para dez imagens selecionadas de 00:16 - 00: 36 LT, propagando-se para a direção SE.....	39
Figura 4. 3 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.....	41
Figura 4. 4 Um diagrama esquemático do duto oscilante e seu respectivo efeito complementar nas regiões de emissão de vórtice de observação observadas em diferentes altitudes.	43
Figura 4. 5 Imagens das frentes de onda em emissões airglow (a) Frente escura em emissão OH	

(b) Frente escura em emissão de O_2 (c) Frente escura em emissão de O_5 e sua respectiva direção de propagação.	44
Figura 4. 6 Espectro de potência média da emissão OH para vinte imagens selecionadas de 20:50 - 21: 33 LT, propagando-se para a direção SE.....	45
Figura 4. 7 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.....	46
Figura 4. 8 Imagem de uma frente de onda escura observada na emissão de OH e sua direção de propagação.	47
Figura 4. 9 Espectro de potência média da emissão OH para 16 imagens selecionadas de 22:06 - 22:46 LT, propagando-se para a direção SW.....	48
Figura 4. 10 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.....	49
Figura 4. 11 Imagens das frentes de onda nas emissões de aeroluminescência (a) Frente brilhante em emissão OH (b) Frente escura em emissão de O_2 (c) Frente negra em emissão de O_5 e respectiva direção de propagação.	50
Figura 4. 12 Espectro de potência média da emissão OH para vinte imagens selecionadas de 21:43 - 22: 57 LT, propagando-se para a direção SE.	51
Figura 4. 13 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.....	52
Figura 4. 14 Imagens das frentes de onda nas emissões de aeroluminescência (a) Frente brilhante	

em emissão OH (b) Frente escura em emissão de O ₂ (c) Frente negra em emissão de O ₅ e respectiva direção de propagação.	53
Figura 4. 15 Espectro de potência média da emissão OH para seis imagens selecionadas de 23:16 - 23:30 LT, propagando-se para a direção NE.	54
Figura 4. 16 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.	55

Lista de tabelas

Tabela 3.1 Características dos filtros e altura média das camadas de aeroluminescência.....	19
Tabela 3. 2 Espectro de emissão média da informação em OH informações.....	31
Tabela 3. 3 (fonte: Vadas (2007); Paulino et al. (2012))	33
Tabela 4. 1 Informações de eventos da análise espectral e da imagem ASI.....	37

Sumário

.....	i
Declaração	iv
Agradecimentos	v
Resumo	vi
Abstract	vii
Lista de símbolos	viii
Lista de Figuras	x
Lista de tabelas	xiv
Sumário	xv
Capítulo 1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Objetivos.....	4
1.3 Organização do projeto.....	4
Capítulo 2 REVISÃO DA LITERATURA	6
2.1 Descoberta de mesosféricas.....	6
2.2 Pororocas Observadas	7
2.3 Teoria da Geração de pororocas	9
2.4 Oscilação de pororocas	14
2.5 Considerações finais.....	15
Capítulo 3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA	17
3.1 Instrumentação	17
3.1.1 Imagiador All-Sky (ASI)	17
3.1.2 Componentes do ASI	17
3.1.3 princípio da Operação	18
3.1.4 O Detector CCD (Charge Coupled Device)	19
3.1.5 Radar de laser - Lidar.....	22
3.1.6 Tipos de dispersão e aplicação	23
3.1.7 Componentes de um radar de laser	24
3.1.8 Princípio de funcionamento	24
3.1.9 Radar Meteorológico.....	26
3.1.10 Princípio de Operação.....	27
3.2 Metodologia	27
3.2.1 Introdução	27
3.2.2 Observação e Pré-processamento de imagens	28
3.2.3 Análise de Espectros.....	29
3.2.4 Dados de temperatura e vento	31
3.2.5 Análise da condição de estabilidade na região mesosférica.....	31
3.2.6 Vento na direção da onda (u)	34

3.2.7	Número de onda vertical (m^2)	35
Capítulo 4	RESULTS AND DISCUSSION	36
4.1	Introdução	36
4.2	Evento 1 (14 – 15 de Setembro de 2007)	38
4.3	Evento 2 (5 de Outubro 2007).....	43
4.4	Evento 4 (5 de Março de 2008).....	47
4.5	Evento 5 (31 de Março de 2008).....	50
4.6	Evento 6 (3 de Setembro de 2008)	53
Capítulo 5	CONCLUSÕES.....	56
5.1	Conclusão do presente trabalho	56
Bibliografia	58

1.1 Introdução

A atmosfera é uma camada de gases que envolve um planeta ou qualquer outro objeto astronômico no espaço sideral. O foco deste trabalho é na atmosfera terrestre, que será referida como a atmosfera. A atmosfera é composta de gases chamados de ar, que é sustentado pela gravidade da Terra. A gravidade puxa a atmosfera para baixo em direção ao centro da Terra, fazendo com que a seja maior na camada inferior da atmosfera. O ar pode ser também chamado de fluido, na mecânica dos fluidos. Com isso, uma atmosfera pode ser um fluido estratificado estável, com um aumento na densidade do líquido com profundidade. Esse recurso em particular permite a propagação de um movimento de onda na atmosfera da Terra, fazendo com que a atmosfera contenha ondas de gravidade. Ondas de gravidade não podem ser vistas, mas apenas seu efeito na atmosfera Nappo (2002).

Segundo Salby (2012), a atmosfera da Terra se estende a vários quilômetros da superfície da Terra até a borda do espaço sideral. A atmosfera é dividida em camadas com base no perfil de temperatura vertical, como mostrado na Figura 1.1. Partindo da superfície da Terra, temos: a troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera e exosfera.

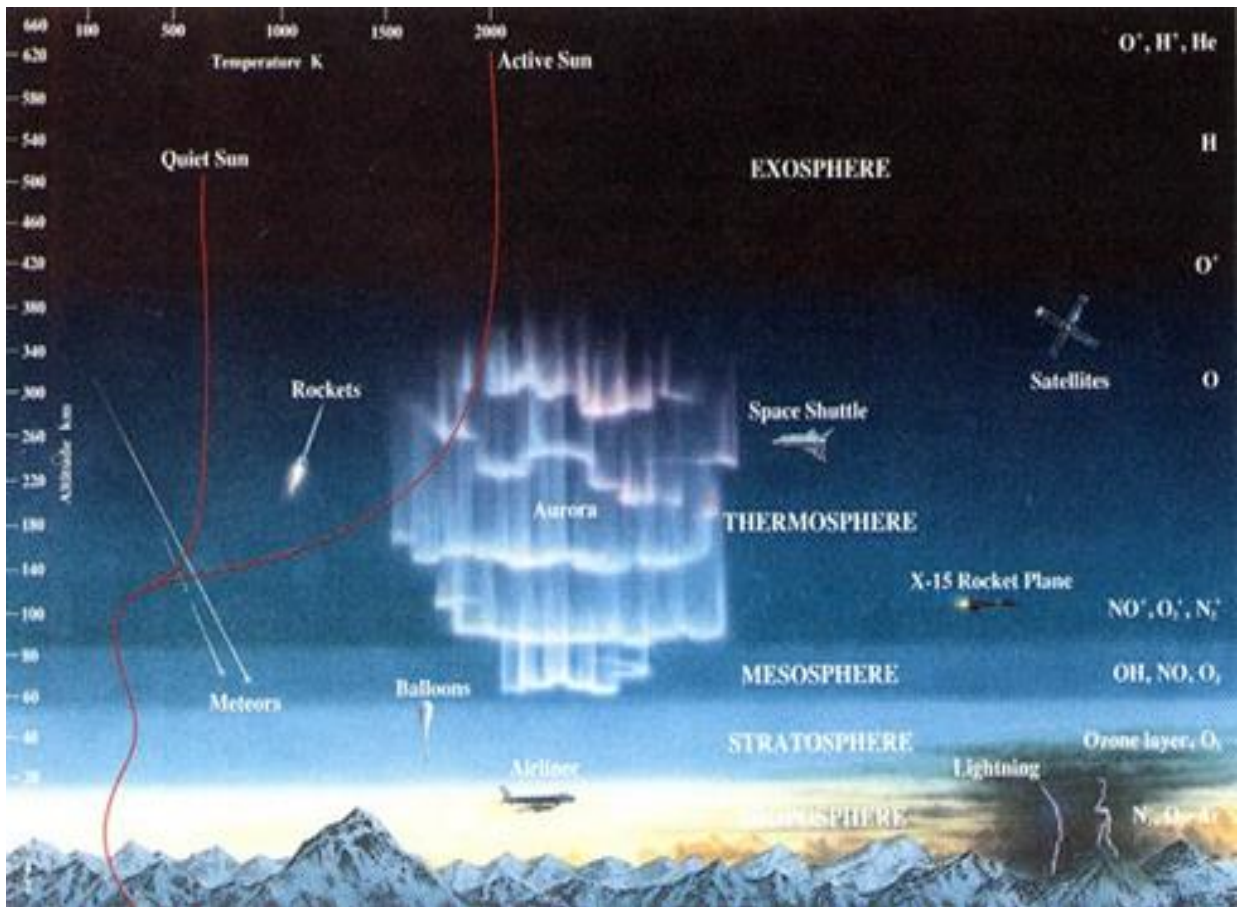


Figura 1. 1 Um diagrama mostrando as camadas da atmosfera terrestre com seus respectivos gradientes de temperatura, altitude e outras atividades (Crédito de imagem: NASA)

Este trabalho de pesquisa é focado principalmente em um dos fenômenos observados na região da mesosfera e baixa termosfera (MLT) da atmosfera chamados Frente Mesosférica. Os gradientes atmosféricos são gerados devido a perturbações de ondas de gravidade na atmosfera da Terra, que podem ser vistas através de formações de nuvens únicas. Ocorrem principalmente na estratosfera e na região MLT da atmosfera. Um pororoca também pode ser definido de acordo com Pravas R. Mhapatra et al. (1991) como uma perturbação de propagação que cria um incremento tipo degrau na espessura da camada guia de ondas de ar estável. A partir desta definição, podemos dizer que uma perturbação mesosférica se enquadra na categoria de ondas de gravidade. Como as ondas de gravidade ocorrem como resultado de um fluido ter sido deslocado de sua posição de equilíbrio, tentando recuperar sua estabilidade, criando um movimento ondulatório para a frente e para trás.

O pororoca mesosférica é uma frente de onda clara, brilhante ou escura, que se propaga através do campo de visão na região de fusão aérea da atmosfera, com os trens de onda atrás deles. A Figura 1.2 mostra um exemplo de uma pororoca mesosférica que foi capturado do Monte Balang,

Sichuan, China. O mesosférico bore foi observado pela primeira vez por Taylor et al. (1995). As observações pororocas meosféricas são semelhantes ao fenômeno da pororoca em rio amazônicos. Pororoca é um evento definido por violentas e grandes ondas que são formadas a partir da colisão das águas do mar com as águas do rio. Essa semelhança ajudou na modelagem das pororocas mesosférico a partir da teoria “tidal bore”, ou pororoca, de Lord Rayleigh, que foi modificada por Dewan e Picard (1998) para se adequar ao caso das pororoca mesosféricas.



Figura 1. 2 Uma imagem de "Bore Mesospheric", que foi capturado do Monte Balang, Sichuan, China em 24 de novembro de 2016 por Xiao Shuai, que relatado a olho nu. (Source:<http://en.es-static.us/upl/2016/11/mesospheric-bore-Xiao-Shuai-China-11-24-2016-sq-e>)

No caso das pororocas estratosféricas, eles podem ser vistos como bandas de nuvens no céu, elas geralmente são geradas quando duas massas de diferentes temperaturas do ar colidem e quebram o equilíbrio. Por exemplo, o diâmetro estratosférico ocorre quando um limite de nível baixo, como um limite frontal ou de saída frio, se aproxima de uma camada de ar frio e estável. Esse tipo de pororoca foi observado por Smith, (1998) chamado “morning glory”, como mostra a Figura 1.3.



Figura 1. 3 Uma formação da nuvem da corriola entre Burketown e Normanton, Austrália.
(Source:https://en.wikipedia.org/wiki/Morning_Glory_cloud#/media/File:MorningGloryCloudBurketownFromPlane.jpg)

1.2 Objetivos

- O objetivo principal deste estudo é observar a atmosfera básica quando a porroca se propaga em Cachoeira Paulista (23°S, 45°O) durante um período de dois anos, usando simultaneamente ASI para observar a aeroluminescência, radar Meteorológico para medir o vento e um instrumento Lidar para medir a temperatura.
- Causa do ducto observado (Doppler, térmico ou Doppler-térmico).
- Efeito complementar entre camadas de emissão.

1.3 Organização do projeto

As seguintes tarefas serão realizadas na seguinte:

- Capítulo 2 - Este capítulo é principalmente sobre revisões de literatura e uma breve teoria sobre porroca mesosférica

- Capítulo 3 - Instrumentação e Metodologia: este capítulo apresenta os vários instrumentos utilizados e a metodologia em que foram realizados.
- Capítulo 4 - Resultados e Discussão: este capítulo apresenta todos os resultados obtidos a partir da observação do pororoca em Cachoeira Paulista (23°S, 45°O) no Brasil.
- Capítulo 5 - Conclusões: este capítulo contém um resumo do trabalho e suas contribuições para a compreensão do fenômeno do pororoca mesosférica, bem como algumas recomendações para pesquisas futuras.

Capítulo 2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Descoberta de mesosféricas

A campanha de Observações da aeroluminescência Havaiana (ALOHA-93) observou pela primeira vez pororocas mesosféricas (Taylor et al.,1995), e foi referido como "um espectacular evento de ondas de gravidade". As observações foram feita usando um imageador All-sky de emissão múltipla e um interferômetro nas bandas Meinel para OH. O evento que era uma grande frente de onda foi visto no céu no imager OH dividindo o céu em partes escuras e brilhantes com ondas atrás da frente da onda movendo-se na mesma velocidade da frente. A frente de onda observada na camada de emissão de OH estava se movendo com uma velocidade de aproximadamente 76 m/s.

O evento foi observado a partir de Haleakala usando um imager de quatro cores, um interferômetro terrestre também foi usado simultaneamente com o imageador para observar a temperatura. O evento foi descrito da mesma forma que foi observado nas camadas de emissão de OH, Na, O₂ e OI com respectivas alturas nominais de (85 km, 90 km, 94 km e 96 km) dos quais, um efeito complementar foi observado dentro das duas camadas inferiores de emissão e as duas camadas de emissão superiores, no sentido de que, as duas camadas inferiores de luminescência mostravam brilho que se estendia atrás da frente, enquanto a região superior mostrava um efeito oposto (a escuridão se estendia atrás da frente). Em outras palavras, as imagens de emissão airglow inferior eram como imagens negativas das imagens de emissão airglow superior. Os comprimentos de onda horizontais foram 19.3 ± 0.7 km, e os períodos de onda observados foram de 4.2 ± 0.2 min.

O período das ondas observadas foi semelhante ao da flutuabilidade, o que sugere que as ondas eram compostas principalmente por partículas de propagação vertical, como a onda de superfície (Dewan e Picard, 1998). Imagens da pororoca observada por Taylor et al. (1995) do OH e OI 5577 podem ser vistos abaixo na Figura 2.1.

A pororoca vem em duas diversidades, Tricker (1965) propôs que poderia ser ondular ou turbulento. Diz-se que um pororoca é ondulado quando $h_1 - h_0$ (onde h_1 é a profundidade do pororoca e h_0 é a profundidade do fluido) é muito pequeno, criando ondas que dissipam a energia. Uma pororoca turbulenta é o oposta deste caso, pois nenhuma onda é criada. O diâmetro interno ocorre quando a amplitude normalizada da pororoca é $\beta = (h_1 - h_0) / h_0 \leq 0,3$

(Lighthill, 1979). Muitas observações do evento de pororocas mesosféricas em diferentes locais e diferentes localizações latitudinais no globo foram relatadas desde o “evento espetacular de onda de gravidade” (por exemplo, Taylor et al., 1995; Medeiros et al., 2001, 2005, 2016)., 2018, Smith et al., 2003, 2005, 2006, Brown et al., 2004, She et al., 2004, Fehine et al., 2005, 2009, Shiokawa et al., 2006, Narayanan et al., 2009 , 2012; Yue et al., 2010; Li et al., 2013).

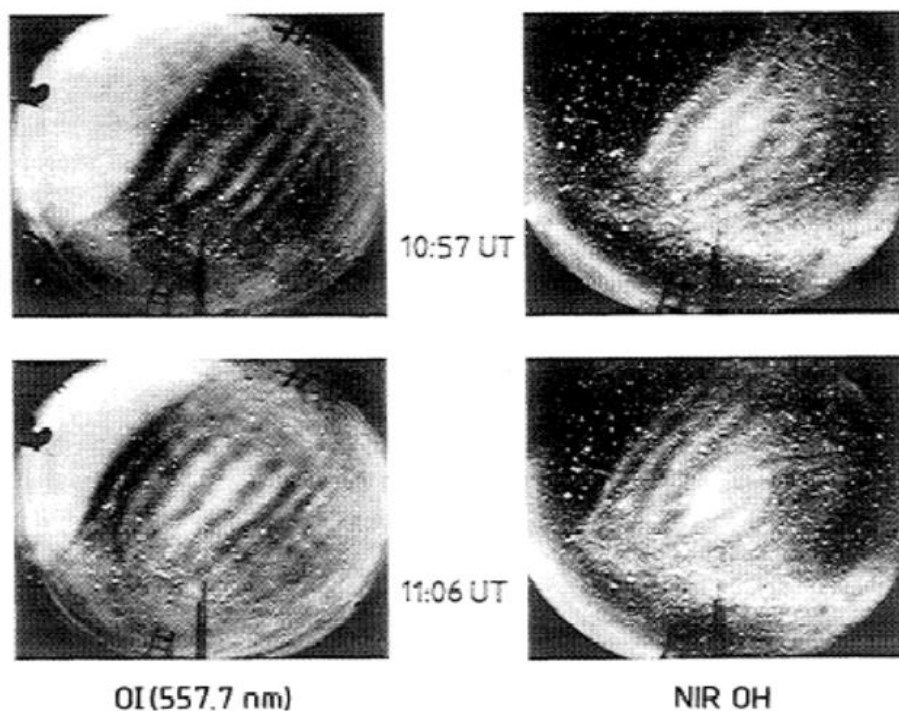


Figura 2. 1 imagens airglow OH e OI5577 tiradas de Haleakala, 10 de outubro de 1993, mostrando o conjunto de eventos frontais do pororoca mesosférico (Fonte: Taylor et al., 1995).

2.2 Pororocas Observadas

Pororocas mesosféricas têm sido observados há algum tempo por vários cientistas em diferentes localizações geográficas no Globo, como o Hawaii “Spectacular gravity wave”, de Taylor et al., (1995). no Brasil (Medeiros et al., 2001 Fehine, 2007). nos EUA (Smith et al., 2003) e outros. Essas observações ajudaram a melhorar a compreensão do fenômeno e sua dinâmica na atmosfera média. Dewan e Picard (1998) propuseram uma hipótese que explicava a posição do duto nas camadas airglow mencionada anteriormente na seção 2.1 e serve como um fator determinante para as frentes claras e escuras observadas nas camadas de aeroluminescência. Esta

hipótese tem sido muito eficaz na maioria das observações feitas, exceto em poucas ocasiões, como Medeiros et al., (2005). Taylor et al. (1995) observaram e explicaram os eventos baseados no modelo de Dewan e Picard (1998). Eles usaram a analogia da teoria de pororocas no rio devido à sua similaridade com o evento mesosférico. A teoria matemática da pororoca foi usada e modificada para se adequar e criar um modelo quantitativo simples para o diâmetro interno.

Uma análise quantitativa foi realizada para avaliar alguns parâmetros físicos como velocidade da pororoca, altura, taxa de dissipação de energia, etc. Este trabalho se referenciou no trabalho de Dewan e Picard (2001), em que os autores sugeririam a causa da geração do pororoca como interação de nível crítico entre uma grande onda de gravidade e um fluxo médio de vento.

Smith et al. (2005) relataram uma geração observada de pororoca mesosférica a partir da quebra de onda de gravidade mesosférica maiores. Foi relatado que ondas de gravidade grandes encontraram uma região de ducto na qual ela se rompe. Smith et al. (2003, 2005) observaram que as principais frentes de onda das emissões apresentaram maior amplitude e velocidade de fase do que as de trailing, o que implica um aumento entre os picos de onda. Essa observação foi oposta ao modelo de Dewan e Picard (1998), que assumiu que a separação entre cristas sucessivas era constante. Smith et al. (2005) também observaram que o tempo de existência ou tempo de vida de uma pororoca é dependente da distância da região de localização relativa, que suporta a propagação do distúrbio do pororoca, ou seja, maior que a distância, maior a vida útil do pororoca.

Seyler (2005) fez uma simulação sobre a geração de eventos mesosféricos que mostrou que um distúrbio da onda de gravidade de comprimento de onda longo na região mesosférica poderia gerar uma pororoca mesosférica quando ela entra em uma região de inversão térmica devido ao efeito não linear da região térmica. Na onda de gravidade original, tornando-a mais íngreme até se tornar uma pororoca. Seyler também propôs que a presença de uma grande e forte onda de gravidade, juntamente com um ducto forte, produziria uma pororoca mesosférica, na qual o ducto poderia ser formado por uma grande inversão de temperatura ou um grande cisalhamento do vento. A simulação também mostrou um incremento na distância dos picos sucessivos dos trens de onda da frente para trás. Yue et al., (2010) relataram uma pororoca mesosférica observada que foi criada por uma onda de gravidade de dutos grandes através do aumento da inclinação da onda original no ducto que suportou a simulação de Seyler (2005). O trabalho deles também sugeriu uma frente fria como responsável pela criação da grande onda de gravidade.

2.3 Teoria da Geração de pororocas

A teoria da geração de pororocas é baseada na teoria de fluidos rasos não-lineares, apresentada pela primeira vez por Stoker em 1948. A geração de pororocas foi explicada como resultado do aumento de si mesmo devido ao fato da velocidade da onda de superfície aumentar com aumento na altura da onda, da qual pode ser visto que a velocidade da onda é proporcional à raiz quadrada da profundidade da água no caso de águas rasas.

A maceração não linear é a principal responsável pela geração de furos em fluidos, exceto por uma situação em que o fluido em questão é infinitamente profundo em comparação com a escala da perturbação horizontal. O diagrama na Figura 2.2 (a) é uma ilustração de um movimento de onda de inclinação que ocorre como resultado da crista de onda se movimentando a uma taxa mais rápida em comparação com a onda, com esse tipo de movimento a frente de onda chega a um ponto onde torna-se vertical e em seguida, quebra resultando no que é chamado de um furo de espuma ou um disjuntor. “ c ” na figura representa a velocidade da propagação de onda que aumenta com um aumento na amplitude da perturbação. A partir do diagrama da Figura 2.2 (b), pode-se ver que a borda frontal e a borda traseira se inclinam e achatam respectivamente, conforme mostrado pelas linhas tracejadas. Em outras palavras, devido à velocidade mais alta, a parte alta da forma de onda inicial irá se propagar para a frente do pacote de ondas mais rápido do que a frente do pacote de ondas está se movendo.

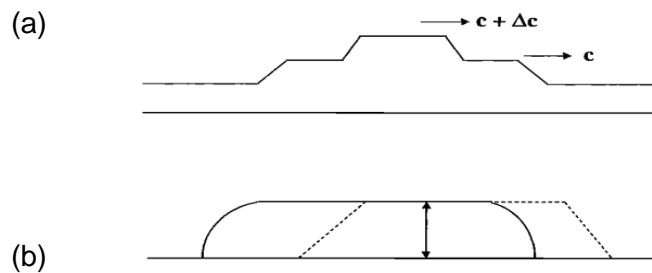


Figura 2. 2 Uma ilustração de uma frente de onda de auto-inclinação devido a efeitos de propagação não linear. (Fonte: Faber (1995)).

No entanto, é possível a propagação de ondas devido à dispersão e, nesse caso, temos uma formação de forma de onda ou frente estável, da qual isso acontece no caso de ondas solitárias. Ursell mostrou que a aproximação não linear de fluido raso de Stoker (1957) só se aplica quando

$(a \lambda^2/h^3) \gg 1$, onde “ a ” é a amplitude da onda, “ λ ” é o comprimento de onda horizontal e “ h ” é a profundidade do canal. Quando os solitons ocorrem, este parâmetro é em torno de 15, Lighthill (1979). O tratamento matemático de Stoker dos métodos de aumento de inclinação de onda e de formação de poços pode ser visto em vários livros como Crapper (1984) e Johnson (1997). A teoria das ondas rasas começa nas duas principais equações abaixo, Equação (2.1) e (2.2) que representam impulso e continuidade, respectivamente.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad 2.1$$

$$\frac{\partial}{\partial x} [u(\eta + h)] = \frac{-\partial \eta}{\partial t} \quad 2.2$$

Em que $u = u(x, t)$, é a velocidade horizontal, t e x representam a respectiva hora e coordenada horizontal dentro do canal. $\eta = \eta(x, t)$, representa a elevação da superfície livre, no caso de uma superfície não perturbada, ($\eta = 0$). $h = h(x)$, é a profundidade não perturbada do fluido e g é a aceleração devido à gravidade, u é independente da coordenada vertical, neste caso, a pressão está sendo considerada como hidrostática.

A equação (2.3), dada por Stoker (1957), é a propagação da velocidade de onda no canal em consideração, que é representado por c .

$$c = \sqrt{g(\eta + h)} \quad 2.3$$

Expressando a Equação (2.1) e (2.2) em termos de c em vez de η . Diferenciando (2.3) rendimentos:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{g}{2c} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad 2.4$$

Representando gh como H em temos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + 2c \frac{\partial c}{\partial x} - \frac{\partial H}{\partial x} = 0 \quad 2.5$$

$$2 \frac{\partial c}{\partial t} + 2u \frac{\partial c}{\partial x} + c \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad 2.6$$

Usando o método de características e assumindo que a profundidade do canal é constante onde, ($dH/dx = 0$). Somando (2.5) e (2.6) temos:

$$\frac{\partial}{\partial t} + (u + c) \frac{\partial}{\partial x} (u + 2c) = 0 \quad 2.7$$

E subtraindo (2.6) de (2.5) temos:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + (u - c) \frac{\partial}{\partial x} \right) (u - 2c) = 0 \quad 2.8$$

A equação (2.7) dá uma interpretação física que mostra a quantidade $(u + 2c)$ como estando em um estado constante em um quadro de referência em movimento com velocidade $(u + c)$ em relação ao fluido. A velocidade do quadro de referência é dada abaixo pela Equação (2.9).

$$\frac{dx}{dt} = u + c \quad 2.9$$

Esta equação define uma curva de t como uma função de x . Essa curva será chamada C_1 . Da mesma forma da Equação (2.8) a quantidade $(u - 2c)$ permanece constante em um quadro de referência movendo-se com velocidade

$$\frac{dx}{dt} = u - c \quad 2.10$$

A curva gerada a partir disso é chamada C_2

$$(u + 2c) = \text{constante ao longo } C_1 \quad 2.11$$

$$(u - 2c) = \text{constante ao longo } C_2 \quad 2.12$$

Ambas as curvas C_1 e C_2 são chamadas de equações características que correspondem à Equação (2.5) e (2.6). Várias constantes aleatórias na Equação (2.11) e (2.10) criarão partes diferentes de C_1 e C_2 grupo de curvas. Um exemplo de tais características pode ser visto na Figura 2.3, que mostra um gráfico de t contra x .

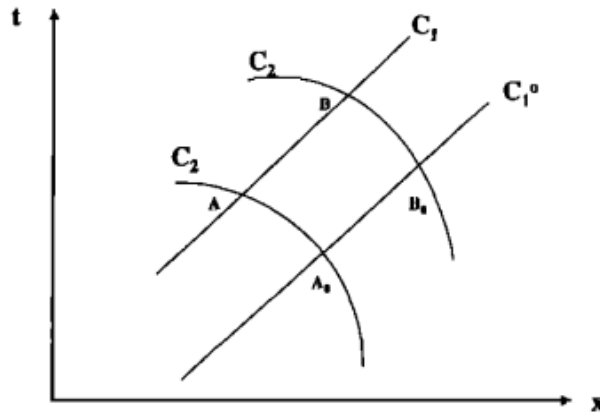


Figura 2. 3 Uma ilustração mostrando as características de C_1 e C_2 em um caso de onda simples com C_1 (linha reta) e C_2 (linha curva). (Fonte: Dewan e Picard (2001)).

As equações (2.9) e (2.8) foram usadas para estabelecer as seguintes propriedades:

No caso de uma “ondas simples”, C_1 são todas linhas retas. O problema da onda simples é definido da seguinte forma: h , uma profundidade constante não perturbada; o fluido se expande da origem de x ao infinito na direção positiva; o fluido está em repouso ou com uma velocidade constante onde $t = 0$; e a elevação da superfície livre é zero em $t = 0$;

Todas as curvas C_2 características se cruzam em um determinado C_1 característica no mesmo ângulo;

O valor de u e c são constantes em qualquer ponto de C_1 característica;

Ao longo das características C_1 , temos:

$$\frac{dx}{dt} = \left(\frac{3}{2}u(\tau) - u_0 \right) + C_0 \quad 2.13$$

Em que u_0 e C_0 são os valores iniciais dados (nesse caso, $u_0 = 0$) e $u(\tau)$ é o valor de u no momento τ quando o C_1 as características cruzam uma curva de contorno (como no caso de uma curva forçada de "pistão" mostrada abaixo na Figura 2.4). A Figura 2.4 mostra o canal de fluido de profundidade constante, que está em repouso em $x = 0$, e um pistão é visto acelerando o fluido para a direita. As características C_1 pois o fluido é acionado sob a influência de um pistão acelerador homogêneo. As características originadas no pistão em função do tempo possuem declives que se aplanam à medida que a velocidade do pistão aumenta. À medida que as características se desenvolvem com o tempo, elas eventualmente se cruzam formando um envelope que cria a frente da onda vertical, ou pororoca.

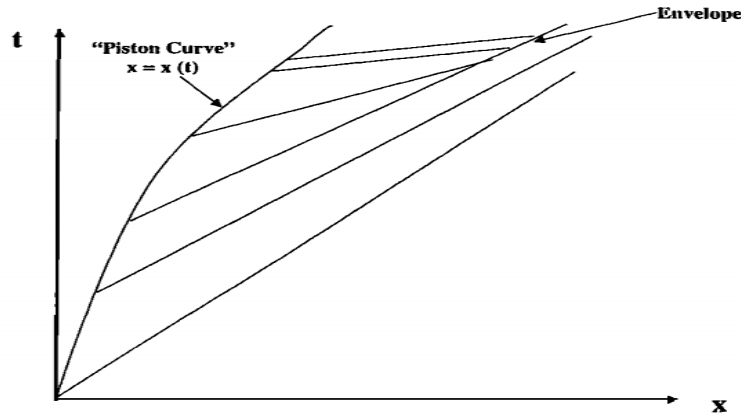


Figura 2. 4 Uma ilustração das características C_1 para um fluido que é acionado sob a influência de um pistão acelerador homogêneo. (Fonte: Dewan e Picard (2001)).

O principal objetivo é mostrar o seguinte: (i) que qualquer surto de fluido gerado em um canal $\eta > 0$ sob as hipóteses (I a IV) mencionadas acima irá aumentar e, eventualmente, formar uma pororoca e (II) o local onde isso ocorre pode ser calculado pelo método de características. Mais informações sobre a característica podem ser vistas nesses livros: Crapper (1984) e Johnson (1997). Da Equação (2.13), a linha reta C_1 as características obedecem

$$\frac{dx}{dt} = \left(\frac{3}{2}u(\tau)\right) + C_0 \quad 2.14$$

$$u(\tau) = \left.\frac{dx(t)}{dt}\right|_{t=\tau} \quad 2.15$$

Em que $u(\tau)$ é a velocidade do pistão no momento $t = \tau$ ao longo da curva do pistão $x = x(t)$ como mostrado na Equação (2.15)

A equação (2.13) torna-se (2.14) quando $u_0 = 0$, o ponto principal observado a partir dele, como mostrado por Stoker (1957), é que as características da Figura 2.4 acabaram se cruzando. Isso pode ser explicado fisicamente, já que o primeiro ponto de interseção representa o local e o tempo em que a protuberância de fluido criada pelo pistão acelerador se inclinou para um estado em que sua borda de ataque se torna vertical. A teoria começa a falhar além deste ponto devido a alguns efeitos não-lineares que foram excluídos. Também foi observado que o primeiro ponto de intersecção das características representa o local de origem do pororoca.

2.4 Oscilação de pororocas

Perfurações internas que ocorrem na atmosfera (troposfera e mesosfera) podem ser explicadas em termos de canais que ocorrem no rio. O efeito térmico (inversão de temperatura) passa a ser uma das características responsáveis pela existência de uma região de alta estabilidade na atmosfera que cria o ducto (Smith et al., 2005). Outro tipo de formação de canal é o doppler, que ocorre quando o gradiente de vento é a principal causa do ducto (Medeiros et al., 2018). Além disso, os dutos também podem ocorrer como uma combinação de efeitos térmicos e Doppler e são coletivamente chamados de ductos duais (Dewan e Picard, 2001). O oceano, por exemplo, tem uma região superior de forte estabilidade, chamada termoclina, que também pode suportar ondas internas. Também no caso atmosférico, pode-se ter uma região de alta estabilidade com regiões de baixa e estabilidade neutra acima e abaixo dela. Considerando a discussão da oscilação termoclina de Lighthill (1979), a termoclina pode oscilar em dois modos principais. O primeiro é chamado de sinuoso, onde toda a região da termoclina sobe e desce, a parte superior e a base parecem mover-se juntas, em fase. Portanto, toda a camada é deslocada sinusoidalmente. O segundo modo é chamado de varicosas. Neste modo, as superfícies superior e inferior são vistas a oscilar 180° fora de fase, de tal modo que quando a parte superior sobe, a parte inferior desce e vice-versa. As oscilações fazem com que a região termoclina aumente e se restrinja alternadamente, criando um plano médio na altura média do canal. A figura 2.5 mostra uma ilustração do modo varicoso e do modo senoidal. O modo varicoso é o que será considerado de agora em diante para o caso atmosférico.

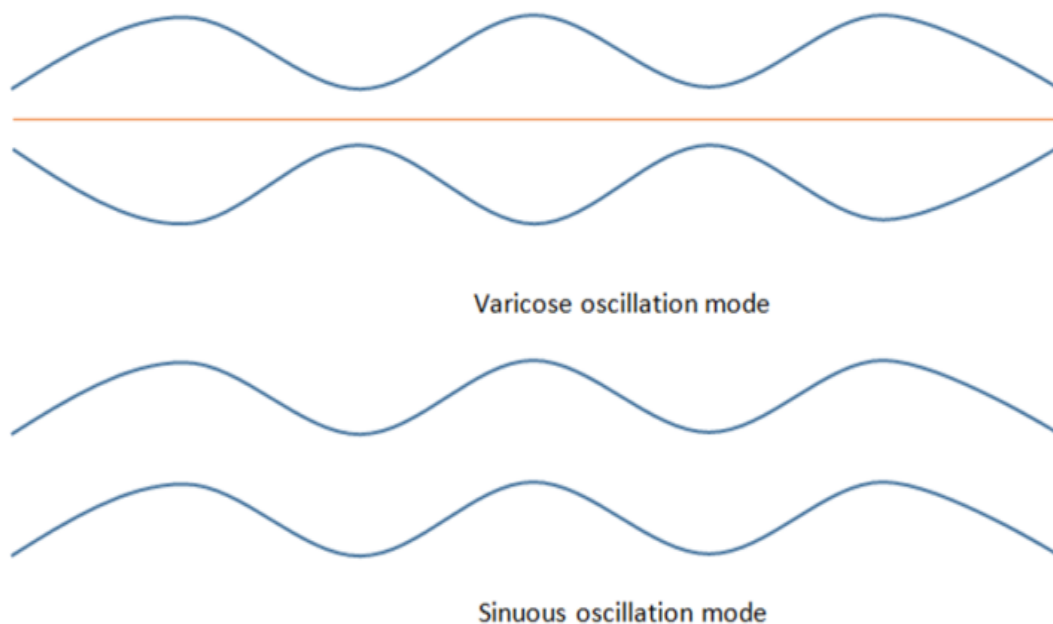


Figura 2. 5 Ilustração do modo varicoso e sinuoso da oscilação termoclinal, com a linha laranja representando o plano médio que serve como fundo rígido no canal atmosférico.

A onda é vista subir e descer simetricamente em torno do plano médio do canal, o que implica que não há movimento vertical no plano médio e serve como fundo rígido no canal atmosférico.

2.5 Considerações finais

O imageador all-sky foi usado para visualizar pororocas mesosféricas na atmosfera, juntamente com a observação simultânea da temperatura e do perfil do vento do fundo atmosférico usando os instrumentos de satélite LIDAR ou TIMED / SABER e radar de meteoros, respectivamente. O vento de fundo e temperatura do pororoca é muito importante para explicar a natureza e a causa do duto.

Dewan e Picard (1998) sugeriram que a presença de um duto que poderia ser devido a um grande cisalhamento do vento (doppler) ou inversão de temperatura (duto térmico) e às vezes a combinação do cisalhamento do vento e da temperatura (ducto duplo) poderia ser necessário para a geração de dutos. O duto desempenha um papel importante na formação da pororoca, uma vez que serve como a região de forte estabilidade que suporta as ondas internas. Vários autores observaram alguns cenários de dutos e obtiveram resultados semelhantes nas frentes

mesosféricas (por exemplo, Laughman et al., 2009; Fachine et al., 2005; Li et al., 2013; Medeiros et al., 2018).

As pororocas foram observadas independentemente do perfil de vento e temperatura do pororoca, tornando a fonte do pororoca mais difícil de analisar (Taylor et al. 1995; Medeiros et al., 2001, 2005., Fachine et al., 2005, Smith et al., 2005). No entanto, as observações mais recentes incluem a medição simultânea do vento e da temperatura (Laughman et al., 2009; Yue et al., 2010; Li et al., 2013; Medeiros et al., 2016, 2018).

O fenômeno de pororoca mesosférico está gradualmente se tornando bem compreendido devido às pesquisas crescentes e relatos de sua observação. Ele também desempenha um papel importante na compreensão da região mesosférica, uma vez que revela algumas das dinâmicas da região. A partir de relatos anteriores de observações de pororoca mesosférico, é muito importante ter dados simultâneos de vento e temperatura às medidas de aeroluminescência, pois uma análise adequada do fenômeno do pororoca.

Capítulo 3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

3.1 Instrumentação

3.1.1 Imagiador All-Sky (ASI)

O Imagiador All-Sky (ASI) é um instrumento usado para capturar o estado atmosférico tirando fotos da atmosfera. Neste trabalho, foi usado para obter as emissões de aeroluminescência. O ASI instalado em Cachoeira Paulista (22.66°S, 45.01°W) Brasil, é fabricado pela Keo Scientific Limited, Canadá (Keoscientific, 2018). O ASI é composto principalmente por um sistema óptico e uma câmera CCD (Charge Coupled-Device). A intensidade das emissões de aeroluminescência pode ser vista a partir das imagens captadas, bem como a sua variação, eles são usados principalmente para essas observações durante o período da lua nova. O instrumento também é caracterizado por seu campo de visão, sensibilidade, alta resolução espacial, baixa planicidade, pequena distorção, alta taxa de aquisição de imagens.

3.1.2 Componentes do ASI

O ASI é composto principalmente pelas seguintes partes: **Câmera CCD, Lente Olho de Peixe, Lente Telecêntrica, Filtro e Lente Objetiva**. O sistema possui uma lente olho de peixe que obtém uma imagem completa de todo o céu, a partir daí, a luz passa através de uma Lente telecêntrica ótica em sequência baseada em uma roda de filtros. O sistema alterna os filtros automaticamente por meio de um comando de um computador conectado ao equipamento. A imagem permitida pelos filtros finalmente passa por algumas lentes que reconstruem a imagem no CCD. A figura 3.1 mostra uma ilustração óptica do ASI.

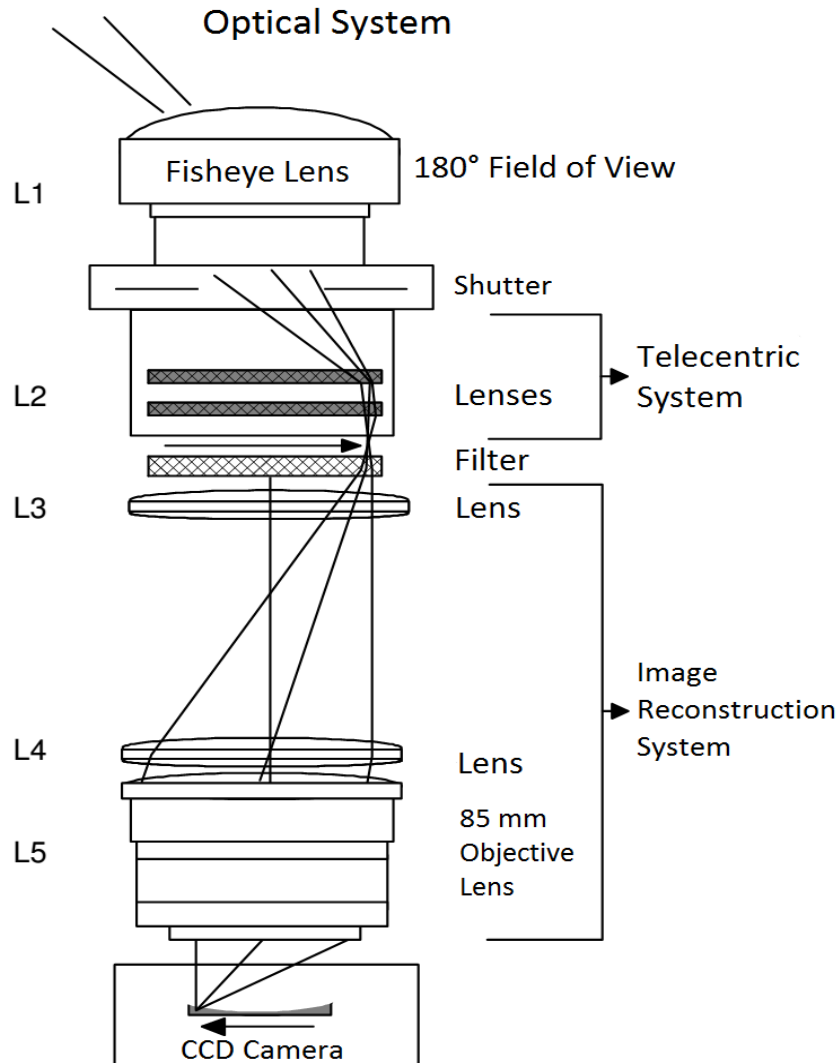


Figura 3. 1 Sistema óptico do All-Sky Imager. Fonte: Wrasse (2004).

3.1.3 princípio da Operação

A luz incidente capturada pelo sistema óptico através da lente olho de peixe (lente L1 - Figura 3.1) produz uma imagem, chamada de imagem primária, que é igual ao tamanho do filtro de interferência. O conjunto de lentes telecentricas (lente L2 - Figura 3.1) faz com que os raios de luz provenientes do plano principal da lente olho de peixe sejam paralelos ao eixo do sistema

óptico. Para tornar isso possível, a distância focal dessas lentes (L2) deve ser igual à sua distância em relação ao plano principal da lente olho de peixe (L1).

O caminho óptico é então interrompido por filtros de interferência . A tabela abaixo mostra as principais características do filtro de interferência, o comprimento de onda das espécies fotoquímicas e a localização espacial das emissões das camadas correspondentes.

Photochemistry Species (Filter)	Wavelength (nm)	Bandwidth Filter (nm)	Average Height Of Peak Emission Layer(Km)
OI	557.7	2.67	<096
OI	630.0	02.4	<250
BACKGROUND	578.0	10.0	<095
O₂(O-1)	865.5	12.0	<094
OH	715 - 930	215	<087

Tabela 3.1 Características dos filtros e altura média das camadas de aeroluminescência.

O componente da luz filtrada passa então por outro sistema de lentes (L3, L4 e L5 - Figura 3.1) onde o tamanho da imagem primária é reduzido ao tamanho do detector CCD sem qualquer perda de luz. Como o tamanho do detector CCD utilizado é $24.6 \times 24.6 \mu\text{m}$, a imagem deve ser reduzida por um fator de 3 sobre essa área. Assim, a distância entre a imagem primária formada no filtro de interferência e a lente do plano principal (L4) deve ser três vezes a distância focal da lente L5. A lente L3 também é uma lente telecêntrica. Esta lente conecta a pupila de entrada da lente à lente objetiva L5, e sua distância focal é igual à distância efetiva entre a lente L3 e esta pupila. A imagem primária formada na posição do filtro é focada através da lente L4 na lente L5. Portanto, a luz incidente na lente olho de peixe é projetado em toda a área do detector CCD, para que haja uma melhor utilização de todo o sistema óptico [Wrasse et al, (2004)]

3.1.4 O Detector CCD (Charge Coupled Device)

Um detector CCD é um sensor de imagem de estado sólido disposto na forma de uma matriz retangular de linhas e colunas regularmente espaçadas. O número de linhas e colunas define o

tamanho do sensor CCD, que pode variar entre alguns milímetros e dezenas de milímetros. A figura 3.2 ilustra a estrutura de um sensor CCD. O detector CCD não utilizou um imageador com 1024×1024 pixels e cada pixel tem $20 \times 20 \mu\text{m}$. A resolução de uma cópia é definida pela separação e pelo tamanho do pixel.

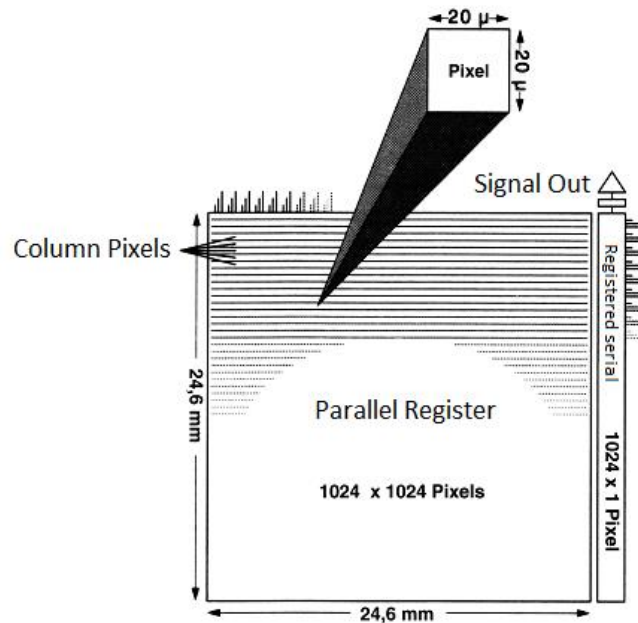


Figura 3. 2 Estrutura de uma Charge Coupled Device-sensor (CCD).

A função básica de um detector CCD é converter fótons de luz em elétrons incidentes, que são então armazenados no detector a ser lido, produzindo dados que podem ser apresentados como imagens.

Um detector CCD executa quatro funções para gerar uma imagem básica, que são:

- 1) Gerando e armazenando cargas elétricas
- 2) Transferência de cargas elétricas para leitura
- 3) Converter sinal analógico para sinal digital e
- 4) Armazenando dados digitais em forma de matriz.

A primeira tarefa desta operação está relacionada ao efeito fotoelétrico, isto é, quando fótons com foco específico de energia em determinados materiais, elétrons livres são liberados (ejetados) e a carga elétrica produzida por esses fótons é proporcional à luz incidente. No segundo estágio do processo, os fotoelétrons são coletados por um dado elemento capacitivo de

uma representação de unidade que compõe a imagem chamada pixel. Então, a transferência de cargas elétricas para os registros verticais é realizada. No final de cada coluna há um registro horizontal de pixels que coletam pacotes de carga de uma linha em um determinado intervalo de tempo e, em seguida, os levam em série para um amplificador. O processo a seguir é a conversão do sinal analógico para digital, onde a tensão associada a cada pixel pode ser amplificada e armazenada digitalmente codificada, reconstruída e exibida em um computador pessoal como uma imagem.

A figura 3.3 mostra o diagrama de blocos de uma câmera CCD. O próprio sensor CCD está localizado na parte superior da câmera, disposto em um sistema de resfriamento que controla a temperatura do dispositivo CCD, e visa reduzir o ruído térmico do detector. Esse resfriamento é realizado por um sistema termoelétrico, que permite a troca de calor entre o CCD e a base do sistema de refrigeração, garantindo temperaturas abaixo de -30. O obturador localizado acima do sensor CCD é usado para determinar o ruído térmico da câmera.

Os controladores do relógio e o conversor analógico/digital (A/D) mantinham a interface do dispositivo CCD com o PC. Os acionadores de relógio convertem o sinal lógico do microcontrolador em voltagem, e o gerador sequencial promove a seqüência requerida pelo detector CCD para controlar a transferência de carga e a leitura do sinal de saída. O conversor A/D digitaliza os sinais do detector CCD para serem armazenados em um computador pessoal, enquanto o sistema de interface controla a comunicação entre a câmera CCD e o microcomputador.

As principais propriedades de uma câmera CCD são: alta eficiência quântica (~70% no visível); baixo ruído térmico (0,1 ~ 1 elétrons / pixel / s); baixo ruído de leitura (~10 elétrons/pixel); e alta linearidade (0.05%) do detector. Tudo isso alcança excelentes medidas quantitativas das emissões airglow, alta sensibilidade e boa resolução espacial. Os tempos de integração utilizados foram 15 segundos para a emissão de OH, 90 segundos para a emissão de OI (557.7 nm) e O₂ atmosférico. Assim, a taxa de amostragem utilizada para as imagens de OH e OI (557.7 nm) é de 3.5 minutos, enquanto a taxa de amostragem para o O₂ atmosférico é de cerca de 15 minutos. Wrasse et al, (2004)

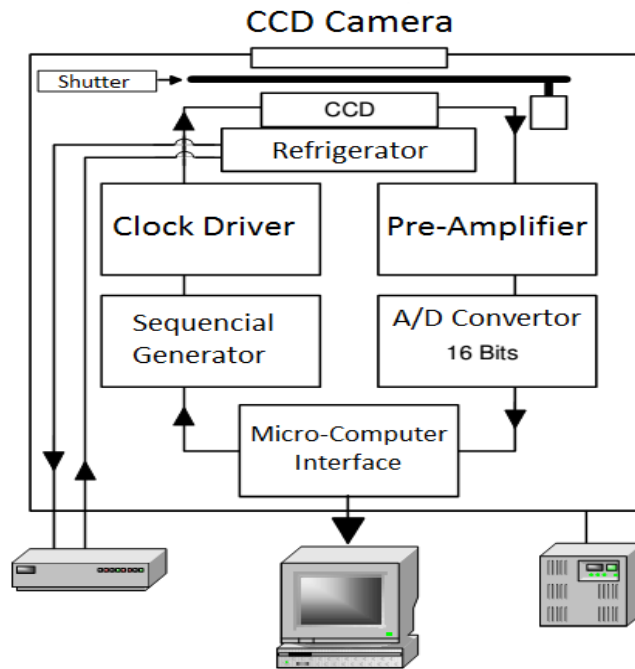


Figura 3. 3 Um diagrama de blocos do imageador de todo o céu usado pelo grupo de pesquisa de Luminescência no INPE. Fonte: Wrasse (2004).

3.1.5 Radar de laser - Lidar

O radar de laser atmosférico é um instrumento de sensoriamento remoto que é usado para medir as características e propriedades da atmosfera. O instrumento tem sido usado extensivamente para estudar gases atmosféricos, aerossóis, nuvens, vento e temperatura. O radar de laser transmite pulsos de luz e mede seu backscatter em função do tempo. O pulso de luz transmitido pelo Lidar é retroespalhado por moléculas e aerossóis na atmosfera, que depende da frequência da luz. No caso do radar de microondas convencional, ele determina o alcance e o rumo de seu alvo, lançando um pulso curto de radiação eletromagnética. O Lidar atmosférico, neste caso, funciona de forma semelhante ao radar, exceto que, sua fonte de pulso transmitido é um laser que é sempre destinado a alvos distribuídos, levando a um sinal recebido diferente do pulso transmitido. Uma imagem do Lidar é mostrada na Figura 3.4. A radiação óptica é usada no instrumento Lidar em vez da radiofrequência (RF) ou microondas usadas em radares ópticos convencionais. A radiação óptica usada aqui é principalmente devido ao fato de que a luz interage com a atmosfera melhor do que comprimentos de onda maiores. A atmosfera é quase

completamente transparente para a maioria das radiações de RF ou microondas, ao passo que dispersa a luz através de vários processos. Existem diferentes tipos de espalhamento usados no Lidar, fornecendo vários meios de medir os parâmetros atmosféricos.



Figura 3. 4 Uma imagem da temperatura Na LIDAR. Fonte: Fernandes (2009)

3.1.6 Tipos de dispersão e aplicação

- Rayleigh: o espalhamento elástico das partículas é muito menor que o comprimento de onda. A área de secção transversal de dispersão para a molécula de ar média é de $3.927E-32 \text{ m}^2$ a 589 nm. Mede a distribuição vertical de metais de meteoro (Na, Fe, K, Ca) de 80 km a 100 km, medindo-se o deslocamento Doppler e o alargamento da ressonância para determinar o vento e a temperatura da região.

- Ressonante: o espalhamento de partículas tem uma transição igual ao comprimento de onda. A área de secção transversal de dispersão de Na é aproximadamente $7.48 \text{ E-}17 \text{ m}^2$ a 589 nm . Ele mede o perfil de densidade atmosférica até a superfície da Terra até 100 km .
- Raman: os átomos e moléculas são inelásticos causando uma mudança no comprimento de onda da luz dispersa. A área da secção transversal de difusão é de aproximadamente $1\text{E-}7 \text{ m}^2$ Rayleigh. Mede o perfil vertical de constituintes menores na atmosfera. Ele pode ser usado em vez do espalhamento Rayleigh para eliminar a contaminação por aerossóis presentes na troposfera e na estratosfera inferior.
- Mie: a dispersão por partículas (esféricas) com dimensões iguais ou maiores que o comprimento de onda. Mede aerossóis na troposfera e na estratosfera Clemesha et al (2010).

3.1.7 Componentes de um radar de laser

Um sistema Lidar consiste basicamente de um **laser pulsado**, um **telescópio receptor** que ajuda a concentrar a luz retroespalhada em um **fotodetector**, geralmente um tubo fotomultiplicador (PMTs). Uma **parada de campo** por um limite de campo de visão pelo telescópio, para coincidir com a divergência do feixe de laser transmitido, e um limite de filtro é a largura de banda para reduzir o ruído devido a luzes irrelevantes. Também pode haver um obturador de ação rápida para proteger os PMTs do forte espalhamento da atmosfera inferior. Clemesha et al (2010).

3.1.8 Princípio de funcionamento

No caso de um Lidars projetado para trabalhar no MLT, o sinal retornado é tão fraco que devemos contar os fótons em vez de medir uma intensidade de luz contínua. Isso é feito com a ajuda de escalar multicanal, e é mais conveniente trabalhar com a energia do pulso de laser expressa como o número total de fótons em cada pulso transmitido. Neste ponto vale a pena olhar para um layout simplificado de um Lidar real. Este é o Lidar do INPE utilizado, localizado em São José dos Campos (23°S , 46°W) mostrado na Figura 3.5. Este é um sistema um tanto incomum, no sentido em que aponta horizontalmente para um grande espelho plano que é usado para direcionar todo o feixe de Lidar para a atmosfera. O receptor inclui um número de tubos

fotomultiplicadores, filtros e um obturador rotativo sincronizado com o pulso de laser Clemesha et al (2010).

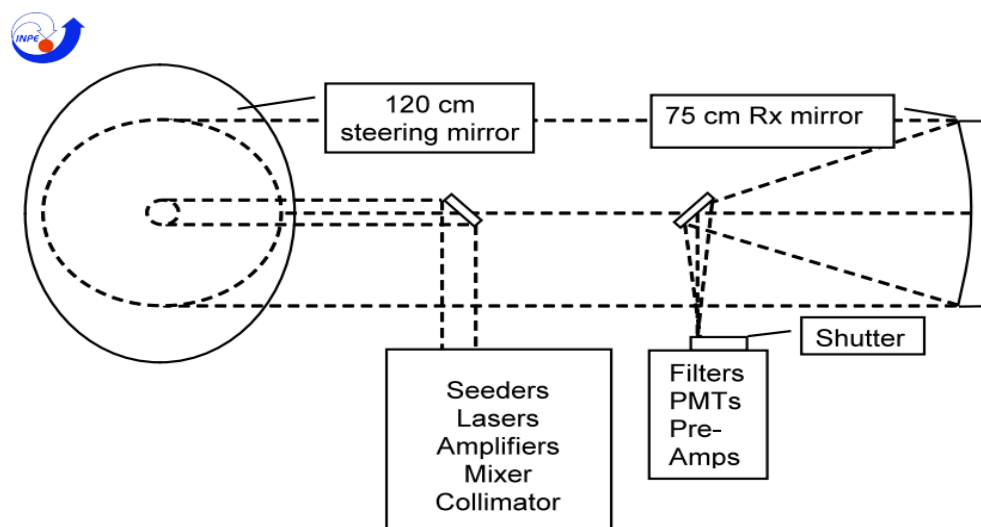


Figura 3. 5 Layout óptico de Lidar no INPE. Fonte: Clemesha (2010)

Ao usar um Lidar para investigar a região da mesosfera e baixa termosfera, o maior problema é sempre obter sinal adequado para medir. Os dois parâmetros controláveis no Lidar são a energia do pulso do laser e a área do espelho receptor. Além de um certo ponto, aumentar a energia do laser torna-se muito cara, de modo que a maioria das pessoas frequentemente obtém espelhos muito grandes, o mais barato possível, para compensá-lo.

O grupo Slough, foi o primeiro a medir o alargamento Doppler da linha Na D2 e, portanto, a temperatura da região 80 - 100 km. Esta técnica foi posteriormente desenvolvida em uma ferramenta poderosa para medir a temperatura e os ventos nesta região. A maneira mais fácil de medir a temperatura é medir a relação entre o espalhamento e o pico da linha D2a até o comprimento de onda de cruzamento. Essa relação é uma função sensível da temperatura. A velocidade radial média dos átomos de sódio também foi medida em relação ao Lidar e, assim, ao inclinar o feixe, a velocidade horizontal do vento (assumindo que os ventos verticais são desprezíveis).

Em resumo, a maioria dos radares de laser utilizados para observação atmosférica pode medir a temperatura até cerca de 100 km, determinar ventos e temperaturas entre 80 e 100 km,

permitindo estudar oscilações de maré e ondas de gravidade, mede as distribuições verticais da maioria dos metais de meteoros, medem as propriedades noctilucetas da nuvem e investigam as propriedades das trilhas de meteoros [Clemesha et al (2010)].

3.1.9 Radar Meteórico

O instrumento de radar meteórico é usado principalmente para estudar o vento. Ele faz isso usando o rastreador meteórico para determinar a velocidade do vento meridional e zonal. O instrumento é um transceptor composto por uma antena transmissora, cinco antenas receptoras e módulos de transmissão, recepção, aquisição e processamento de dados, como mostra a Figura 3.6. O instrumento de radar de meteoros usado foi co-localizado com o ASI e estava em operação continuamente por 24 horas por dia, medindo os ecos meteóricos, que variam entre 1000 e 5000 ecos por dia.

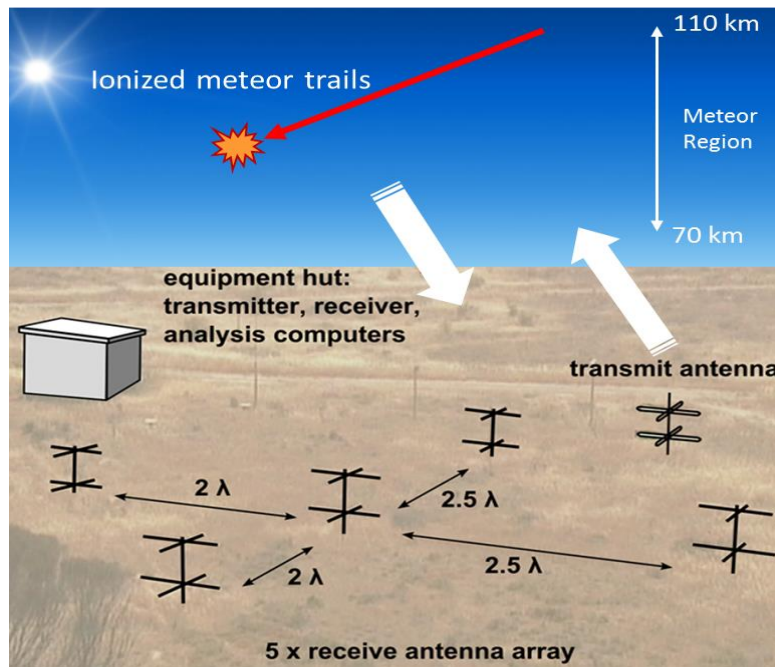


Figura 3. 6 Um diagrama esquemático mostrando o layout do radar de meteoros (Crédito: Espaço de Adelaide e Grupo de Física Atmosférica)

3.1.10 Princípio de Operação

Quando o meteoróide entra na atmosfera a partir do ambiente interplanetário, eles passam por um processo de ablação quando encontram a atmosfera neutra produzindo rastros de meteoros. As trilhas meteóricas se movem principalmente devido à influência dos ventos neutros. O sinal enviado pelo radar meteórico sofre um desvio de Doppler à medida que é refletido pela trilha meteórica causada pelo movimento dos elétrons. Então a frequência de desvio de Doppler recebida do eco dá informações sobre a velocidade do vento.

3.2 Metodologia

3.2.1 Introdução

Nesta seção será apresentado o procedimento de observação da aeroluminescência atmosférica, coleta de dados de vento e temperatura e o método de análise. A região da mesosfera e baixa termosfera foi observada sobre Cachoeira Paulista com o auxílio do imageador All-Sky, o radar meteórico foi usado para estimar o vento horizontal e o radar de laser instalado em São José dos Campos (23°S, 46°W) foi utilizado para estimar o perfil de temperatura da região. As camadas de emissão consideradas neste estudo foram: linha verde de oxigênio atômico (OI 557.7nm), oxigênio molecular (O₂ [0-1]) e hidroxila (OH) localizados em seus respectivos picos de altitude de 96 km, 94 km e 87 km. A emissão de Na não foi considerada porque as imagens não eram suficientemente claras. As informações dos três instrumentos foram utilizadas simultaneamente na análise da condição de fundo atmosférico das grandes frentes de onda. Em um período de dois anos (2007 - 2008), um total de seis grandes frentes de ondas foram observadas usando o ASI, nas seguintes noites: (1) 14-15 de setembro de 2007, (2) 5 de outubro de 2007, (3) 10 de outubro de 2007, (4) 5 de março de 2008, (5) 31 de março de 2008 e (6) 3 de setembro de 2008.

3.2.2 Observação e Pré-processamento de imagens

As observações foram realizadas durante o período da lua nova (sem luminosidade lunar) e noite de céu claro (sem cobertura de nuvens). O fotoperíodo (o intervalo de tempo entre o nascimento e o ocaso do Sol em um determinado local e data) foi determinado pela Equação 3.1

$$N = \frac{2\text{horas}}{15} [\arccos(-\tan\phi\tan\delta)] \quad 3.1$$

onde ϕ representa a latitude e δ é a declinação do Sol.

O ASI utilizado para observar as frentes de onda foi calibrado, isto é, a deformação causada pela lente do olho de peixe foi alinhada apropriadamente para encaixar nos pontos de coordenadas verdadeiros. Um trabalho detalhado sobre a descrição da calibração da imagem de pré-processamento foi feito por Garcia et al. (1997), Medeiros (2001) e Wrasse (2004). O pré-processamento da imagem de aeroluminescência é resumido abaixo nas etapas a seguir:

1. Alinhamento da imagem para se ajustar ao topo da imagem com o norte geográfico e o centro com o zênite
2. Conversão para o sistema de coordenadas geográficas
3. Remoção de estrelas para uma visão mais clara
4. Filtrando as imagens para remover contaminações espectrais indesejadas
5. Ajuste de contraste.

A Figura 3.5 mostra algumas das imagens processadas da emissão de OH coletadas na noite de 5 de outubro de 2007 (Evento 2) em Cachoeira Paulista. A Figura 3.4 (a) mostra uma área quadrada da imagem CCD com o círculo brilhante no meio representando a intensidade de emissão OH do airglow. Uma frente de onda com trens de onda bloqueados para ela pode ser vista (caixa quadrada), a seta aponta para uma mancha escura que é resultado de um impacto de sujeira na cúpula, finalmente a partir desta imagem pode ser visto que a imagem foi bem alinhado com a coordenada geográfica apropriada, isso foi feito com o auxílio da carta celeste que analisou a posição real das estrelas. Medeiros (2001) fez um algoritmo completo para essa transformação de coordenadas, o algoritmo foi utilizado por Wrasse e Rodrigues (2008) no desenvolvimento de um software que realiza toda a calibração das imagens airglow. Figura 3.4 (b) aqui, as estrelas foram removidas devido ao seu efeito luminoso que poderia contaminar o espectro de ondas em altas frequências (Maekawa, 2000; Wrasse, 2007). A imagem também foi

linearizada com projeção de 512×512 km. A Figura 3.4 (c) mostra uma imagem filtrada onde a trajetória retangular representa a região das imagens usadas na análise da onda. Filtros digitais são aplicados a imagens para afirmar fenômenos em uma determinada escala Paulino (2012). Por exemplo, neste caso, as imagens são filtradas por um filtro tipo passa-alto, com uma frequência de corte de 5 km Wrasse (2007).

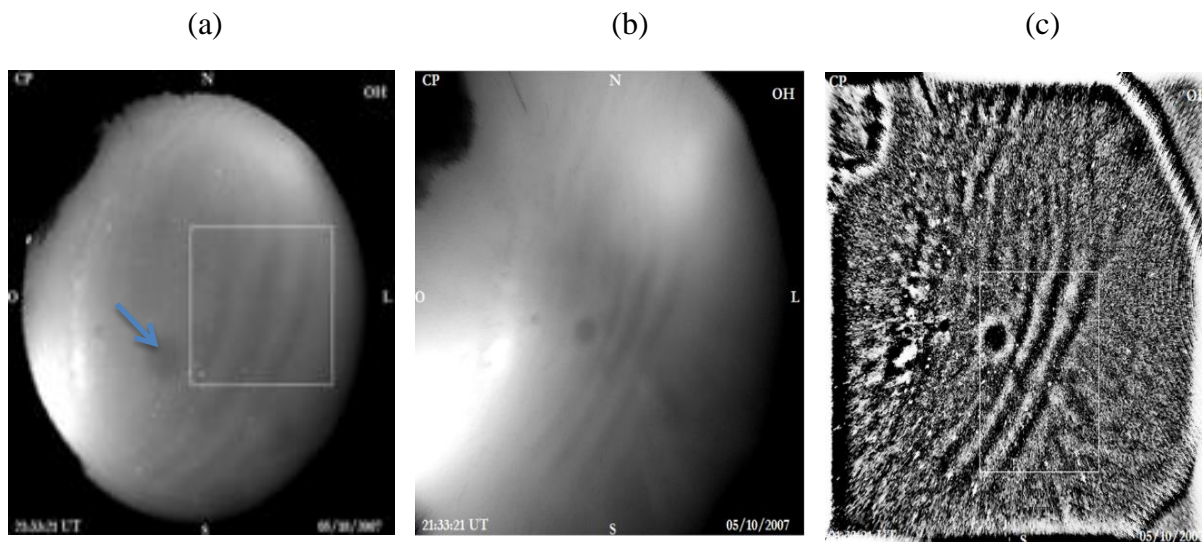


Figura 3. 7 Uma ilustração da observação dos processos de imagem airglow da emissão OH coletados na noite de 5 de outubro de 2007 em Cachoeira Paulista. (a) Uma imagem da emissão com coordenadas alinhadas (b) Uma imagem sem estrelas (c) Mostra uma imagem filtrada

3.2.3 Análise de Espectros

A análise espectral da onda foi executada usando a linguagem de programação Interactive Data Language (IDL). A Figura 3.8 mostra um exemplo de uma das análises espectrais feitas para um dos eventos (Evento 2). A imagem de interface de análise de espectro abaixo, usando uma projeção de imagem linearizada em 512×512 km, fornece muita informação sobre as ondas (o círculo vermelho) do evento dianteiro. O número destacado de imagens no lado esquerdo da Figura 3.8 representa o conjunto de imagens submetidas à análise espectral para produzir uma imagem linearizada. A região de interesse da imagem linearizada é então selecionada com uma caixa como mostrado na Figura 3.7 (c), essa região é onde a análise espectral será aplicada para determinar as características das ondas de propagação. Finalmente, a Transformada Discreta de

Fourier (TDF) é então aplicada aos dados selecionados para obter seu espectro de potência. O espectro de potência bidimensional é definido pelo módulo quadrático, $|F(k,l)|^2$, que é expresso em termos da Transformada de Fourier discreta bidimensional (2D-TDF), expressa por:

$$F(k,l) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} \left(e^{-i\frac{2\pi xk}{M}} \right) \left(e^{-i\frac{2\pi yl}{N}} \right) f(x,y) \quad 3.2$$

Onde, $F(k,l)$ é a transformada de Fourier da função $f(x,y)$, k,l são os números de onda meridional e zonal, $M \times N$ é a dimensão da imagem analisada.

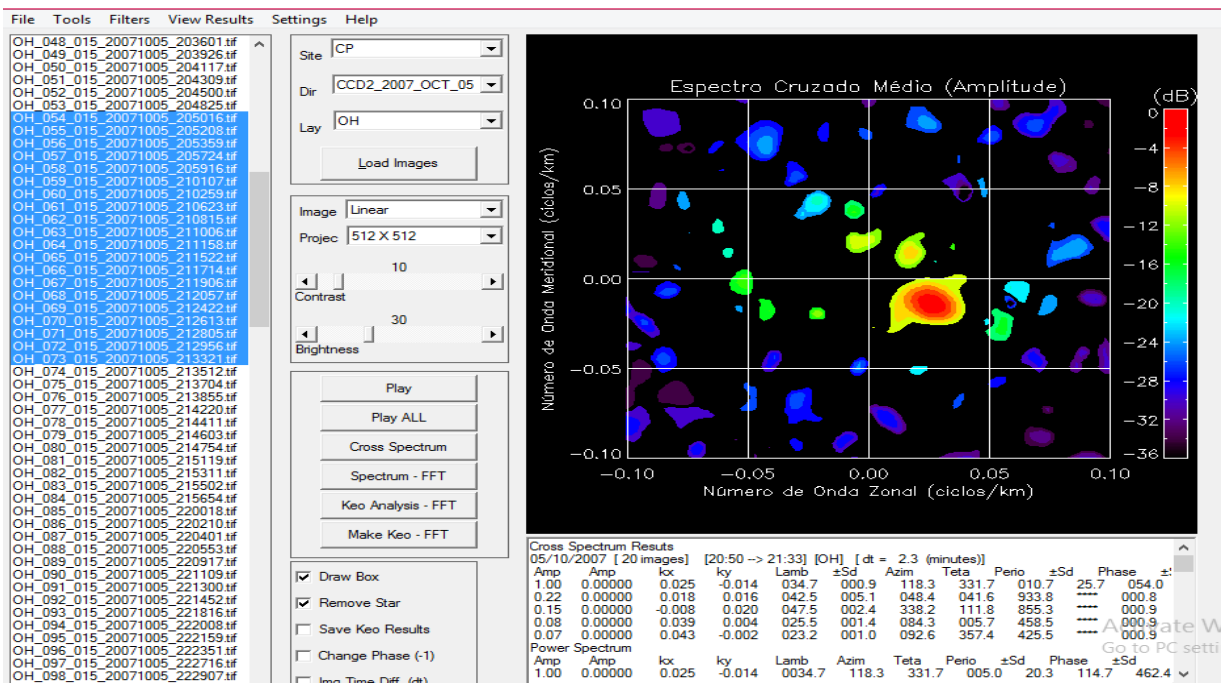


Figura 3. 8 Mostra um espectro de energia 2D. (Evento 2)

A Tabela 3-2 mostra algumas informações principais obtidas a partir da análise do espectro, usando o Evento (2) como exemplo obtemos informações como: a data de observação (Data) número de imagens selecionadas para análise (*No. do IMGs*), time da passagem dianteira do pororoca através do campo de visão (FOV) do ASI (Intervalo de tempo), emissão airglow (Emissão), número de onda horizontal (kx), número de onda vertical (ky), comprimento de onda

horizontal (λ_h), desvio padrão ($\pm sd$), ângulo azimutal zenital (Φ), período de onda (τ), velocidade da fase da onda (c).

Data	No. do IMGs	Intervalo de tempo	Emissão	k_x	k_y	$\lambda_h(km)$	$\pm sd$	Φ (°)	τ (min)	$C(m/s)$
05/10/2007	20	20:50 – 21:33	OH	0.025	-0.014	34.7	0.9	118.3	10.7	54

Tabela 3. 2 Espectro de emissão média da informação em OH informações

3.2.4 Dados de temperatura e vento

Os dados de temperatura para os Eventos observados foram obtidos pelo radar de laser. Este radar forneceu dados de temperatura das 18:00 hrs às 5 hs antes do amanhecer, mediu o perfil de temperatura de 80 km a 100 km. A medição de temperatura Na Lidar teve uma resolução de alta altitude de menos de 0.5 km de intervalo e o intervalo de tempo utilizado para calcular a temperatura foi de 2.5 minutos. Um perfil de temperatura vertical foi feito para os Eventos com base nos dados de temperatura, como mostrado na seção de resultados.

Os dados de vento foram obtidos pelo radar meteorológico. O intervalo de tempo utilizado para o cálculo do vento foi de uma hora e a região meteorológica foi dividida em sete camadas de três quilômetros de intervalo, centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96 e 99 km de altitude. Os dados do vento foram linearmente interpolados para o mesmo intervalo de altitude que os dados de temperatura para obter um resultado mais detalhado.

3.2.5 Análise da condição de estabilidade na região mesosférica

A estabilidade da condição mesosférica foi avaliada para determinar a região de estabilidade que poderia ter levado à criação do ducto. A estabilidade foi avaliada através dos valores do quadrado da frequência de Brünt-Väisälä (N^2) e da temperatura potencial (θ). Para a avaliação das condições de estabilidade da região mesosférica, foram considerados alguns parâmetros atmosféricos, a partir da combinação da lei dos gases ideais ($P = \rho RT$) e da equação do equilíbrio hidrostático ($d\bar{p}/dz = -g\bar{p}$) obtemos:

$$\bar{p}(z) = p_0 \exp\left(-\int_0^z \frac{g}{RT} dz'\right) \quad 3.3$$

Onde T , p , R , g e ρ , representam a temperatura, pressão, constante de gás ($R= 8314.5/X_{MW}$ m²/s²/K), aceleração devido à gravidade e densidade, respectivamente. A barra no símbolo representa o valor médio do campo atmosférico, z representa a altitude e p_0 representam a pressão estática. X_{MW} é o peso molecular médio. É expresso na Equação (3.4).

$$X_{MW} = \frac{1}{2}(X_{MW0} - X_{MW1}) \left[1 - \tanh\left(\frac{s - a}{\Delta_a}\right)\right] + X_{MW1} \quad 3.4$$

A Tabela 3-3 mostra os valores numéricos para algumas das constantes que foram calculadas para obter o melhor ajuste para os dados fornecidos pelo modelo ou Modelo de Circulação Geral de Eletrodinâmica Terosfera-Ionosfera-Mesosfera "(VADAS, 2007). Densidade, pressão e a molecular de massa foram calculados assumindo o valores da densidade 1.21 kg/m³.

A relação de Poisson entre pressão e temperatura levou à introdução de uma nova variável de estado que permanece a mesma durante um processo adiabático. A temperatura potencial (θ) o que é muito importante na determinação da estabilidade da atmosfera foi definido de acordo com Salby (1996), como a temperatura que um sistema assume quando é comprimido ou expandido adiabaticamente para um nível de referência (nível do mar), cuja pressão $p_0 = 1013,25$ mb. É expresso abaixo na Equação 3.5

$$\theta = \bar{T} \left(\frac{p_0}{p(z)}\right)^{\frac{R}{C_p}} \quad 3.5$$

Onde $\gamma = C_p/C_v$ and $C_p = \gamma R / (\gamma - 1)$. Aqui, C_p e C_v são os calores específicos médios a pressão e volume constantes, respectivamente. Os valores de γ também foram modelados por Vadas (2007) e são calculados usando a expressão abaixo

$$\gamma = \frac{1}{2}(\gamma_0 - \gamma_1) \left[1 - \tanh\left(\frac{s-b}{\Delta_b}\right) \right] + \gamma_1 \quad 3.6$$

As constantes γ_1 , γ_0 , b e Δ_b também pode ser encontrada na Tabela 3-3.

a	14.90
b	15.10
Δ_a	4.20
Δ_b	4.00
γ_0	1.40
γ_1	1.67
X_{MW0}	28.90
X_{MW1}	16.00
s	$\ln\left[\frac{1}{\rho}\right]$

Tabela 3. 3 (fonte: Vadas (2007); Paulino et al. (2012))

Depois de obter a temperatura potencial, agora é possível calcular o quadrado da frequência de Brünt-Väisälä (N^2). A estabilidade atmosférica que é caracterizada pela frequência de Brünt-Väisälä também pode ser escrita em termos de temperatura potencial (Nappo, 2002), como mostrado na equação abaixo.

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad 3.7$$

A frequência de Brunt-Väisälä é uma medida da estabilidade atmosférica porque define como a atmosfera responde aos deslocamentos verticais das massas de ar. Da Equação (3.7) pode ser visto que quando $N^2 > 0$ a temperatura da atmosfera aumenta com a altitude, neste caso a atmosfera é estável, mas quando $N^2 < 0$ a temperatura aumenta indefinidamente e o movimento do ar é dito ser instável (SANTOS, 2007). O perfil de N^2 foi feito durante o tempo de observação da frente de onda. Como mostrado na seção de resultados.

3.2.6 Vento na direção da onda (\bar{u})

O vento na direção da onda (\bar{u}) foi calculado usando os dados do vento zonal, componente do vento meridional da onda observada da imagem. Uma ilustração do vento na direção da onda pode ser vista na Figura 3.9

Onde vetor (\vec{K}) e \vec{U} são a respectiva fase de onda e direção do vento, Φ é o ângulo azimutal, β é o ângulo entre a direção da fase de onda e a direção do vento. Um gráfico do perfil do vento na direção da onda (\bar{u}) meridional foi calculado usando as informações dos dados do vento do radar Meteor e o ângulo da fase azimutal da onda de propagação observada pelo ASI.

A direção de propagação do vento foi sempre diferente da direção de propagação de fase, que é uma condição para geração de diâmetro atmosférico.

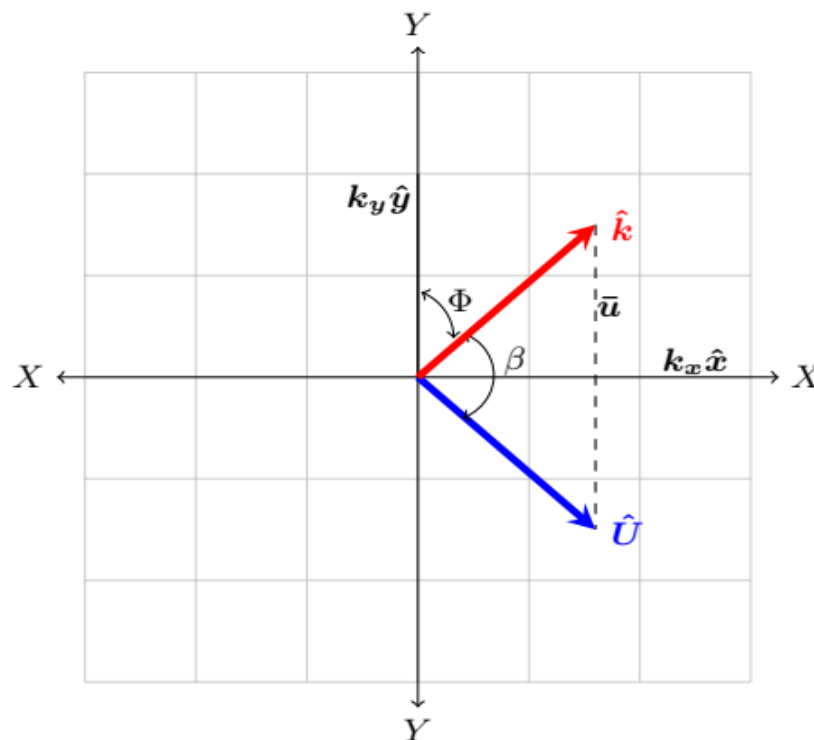


Figura 3. 9 Uma ilustração do vento na direção da onda (\bar{u})

3.2.7 Número de onda vertical (m^2)

Finalmente, para examinar a condição de propagação vertical da frente de onda observada, o efeito de vento e temperatura da região atmosférica foi utilizado no cálculo do número de onda vertical quadrado (m^2), usando a relação de dispersão de Taylor-Goldstein que ajuda a determinar a propagação de ondas na região atmosférica observada Nappo (2002)

$$m^2 = \left[\frac{N^2}{(\bar{u} - c)^2} - \frac{\bar{u}''}{\bar{u} - c} - k_h^2 \right] \quad 3.8$$

Onde $k_h = 2\pi/\lambda_h$, é o número de onda horizontal e (λ_h) é o comprimento de onda horizontal, c é a velocidade de fase da onda e $-\frac{\bar{u}''}{\bar{u}-c}$ representa o efeito do vento. Se $m^2 > 0$, a onda é dita estar propagando (pode propagar livremente verticalmente) por outro lado quando $m^2 < 0$ a onda é evanescente (incapaz de se propagar verticalmente ou refletida). Assim, um duto é formado sempre que há m^2 positivos região entre duas regiões de m^2 negativo.

Capítulo 4

RESULTS AND DISCUSSION

4.1 Introdução

Este capítulo apresenta os resultados e a discussão das frentes mesosféricas com dados observados pelo Imageador lidar e radar meteórico. As observações foram realizadas de 2007 a 2008. A Tabela 4-1 mostra as principais informações sobre os eventos observados que foram obtidas da análise espectral, tais como: Evento, emissão, a data de observação (data), tempo de passagem das frentes no campo de visão (FOV) do ASI (Intervalo de tempo), comprimento de onda horizontal (λ_h), período de onda (τ), velocidade de fase da onda (c), intensidade de emissão que pode ser uma frente escura (DF) ou frente brilhante (BF), ângulo azimutal zenital(Φ), desvio azimutal ($\pm sd$).

Evento	Emissão	Data	Intervalo de tempo	λ_h (km)	τ (min)	c (m/s)	intensidade de emissão	$\Phi(^{\circ})$	$\pm Sd$ (km)
1	OH	14/09/2007	(00:16 – 00:36)	32.7	14.8	36.7	BF	116.6	0.9
1	O ₂	--	--	--	--	--	DF	--	--
1	O ₅	--	--	--	--	--	DF	--	--
2	OH	05/10/2007	(20:50 – 21:33)	34.7	10.7	54.0	DF	118.3	0.9
2	O ₂	--	--	--	--	--	DF	--	--
2	O ₅	--	--	--	--	--	DF	--	--
3	OH	09/10/2007	(1:28 – 2:40)	38.2	133.6	4.8	DF	63.4	3.9
3	O ₂	--	--	--	--	--	--	--	--
3	O ₅	--	--	--	--	--	--	--	--
4	OH	05/03/2008	(22:06 – 22:46)	48.2	749.0	1.1	DF	228.8	6.5
4	O ₂	--	--	--	--	--	--	--	--
4	O ₅	--	--	--	--	--	--	--	--
5	OH	31/03/2008	(21:43 – 22:57)	33.5	38.0	14.7	DF	121.6	0.7
5	O ₂	--	--	--	--	--	DF	--	--
5	O ₅	--	--	--	--	--	DF	--	--
6	OH	03/09/2008	(23:16 – 23:30)	40.9	9.2	74.3	BF	28.6	4.5
6	O ₂	--	--	--	--	--	BF	--	--
6	O ₅	--	--	--	--	--	BF	--	--

Tabela 4. 1 Informações de eventos da análise espectral e da imagem ASI.

4.2 Evento 1 (14 – 15 de Setembro de 2007)

Na noite de 14 a 15 de setembro de 2007, em um horário local (LT = -3 horas) de 23:42 - 1:13 uma grande frente de onda foi observada em todo o campo de visão na emissão de ar OH usando o ASI. Uma frente clara se propagou de noroeste para sudeste (NW - SE) com velocidade de fase de 36.7 m/s, observada em um ângulo azimutal de 116°. Observou-se que a propagação da frente de onda desapareceu em 1:13 LT. A região atrás da frente de onda mostrou uma intensidade aumentada. As imagens das emissões de O₂ e OI airglow também foram observadas, mas diferentemente da emissão de OH, a frente de onda observada na emissão de O₂ e OI em um tempo próximo à observação de OH era escura, com uma região escura atrás da frente da onda. A Figura 4.1 mostra a frente de onda observada nas várias emissões e sua direção de propagação, ((a). OH, (b), O₂, (c), O5) e a Figura 4.2 mostra a imagem do espectro de potência média da frente de onda e seus respectivos parâmetros. Das imagens observadas do ASI inferimos que se tratava de um porroca mesosférica turbulenta.

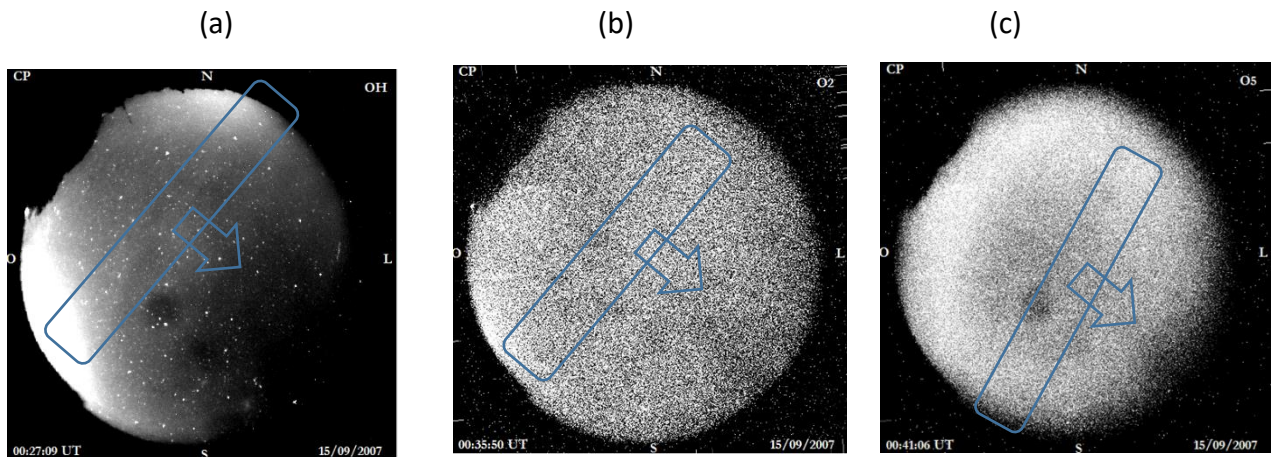


Figura 4. 1 Imagens das frentes de onda nas emissões de "airglow" (a) Frente brilhante na emissão de oh (b) Frente escura na emissão de O₂ (c) Frente escura na emissão de O5 e sua respectiva direção de propagação.

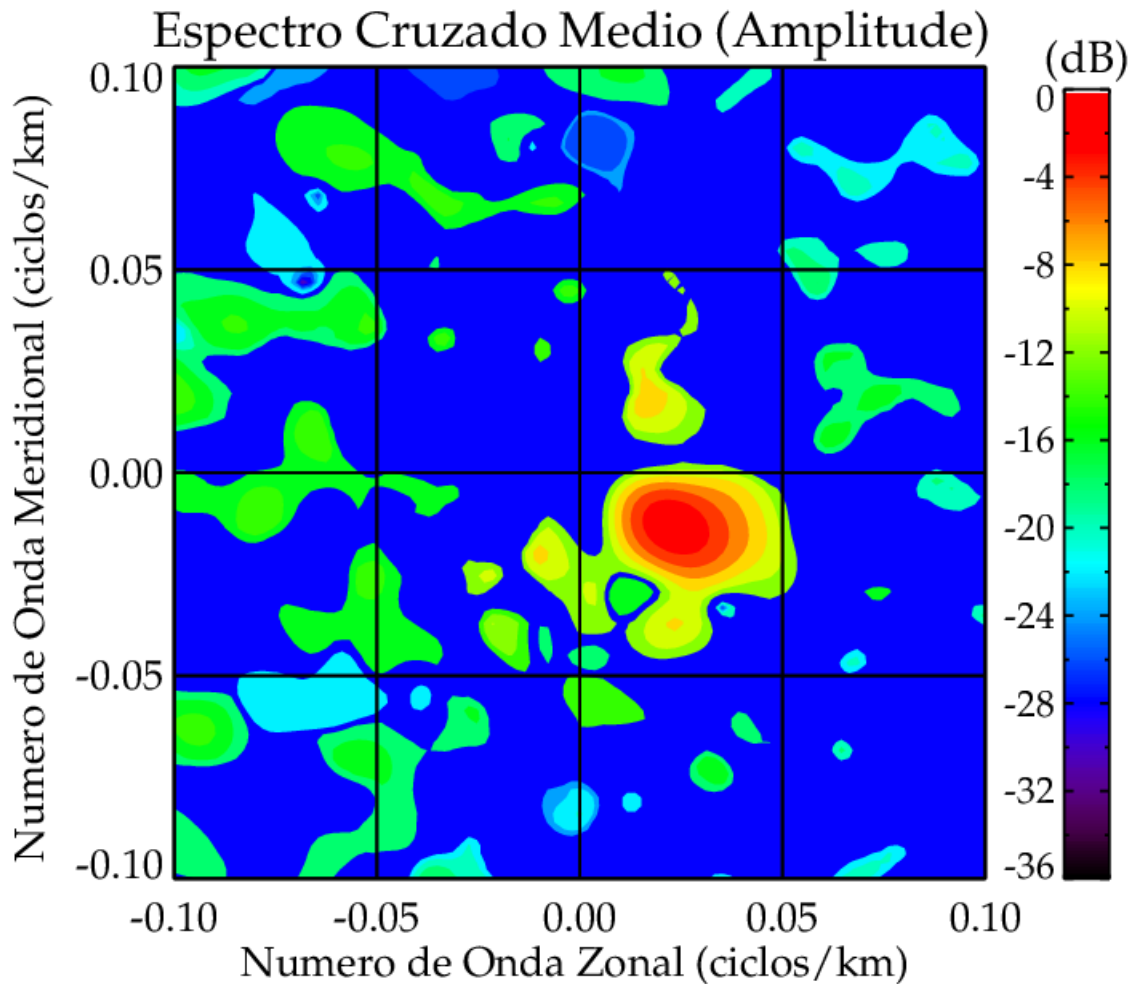


Figura 4. 2 Espectro de potência média da emissão OH para dez imagens selecionadas de 00:16 - 00: 36 LT, propagando-se para a direção SE.

Como mencionado anteriormente, uma pororoca interna ao fluido atmosférico é geralmente associado a um ducto. O ducto é geralmente criado pela combinação de efeitos térmicos e doppler, nos quais os efeitos térmicos ou doppler podem ser a causa primária do ducto. A Figura 4.3 mostra informações sobre o comportamento de fundo da frente de onda observada com parcelas de 80 - 100 km às 00:30 LT durante a observação do diâmetro através do FOV do ASI. (a) o perfil vertical da temperatura, duas inversões de temperatura foram observadas ao longo do perfil, uma centrada em ~ 87.5 km e o outro em ~ 97 km. (b) o perfil vertical da frequência de

empuxo, (c) o vento, o vento zonal (linha pontilhada vermelha), o vento meridional (linha pontilhada azul) e o vento na direção da onda (linha sólida preta) e as barras de erro da derivada padrão do vento, (d) o quadrado da onda vertical (m^2), o m^2 é composto dos efeitos do vento e da temperatura. Os valores de ambos os efeitos foram colocados juntos para determinar a região do duto. O limite superior e inferior do duto é criado por um m^2 negativo que limita valores positivos de m^2 . Do perfil do m^2 , uma região de dutos pode ser vista a 82 - 84 km, onde a propagação vertical da onda era impossível, um duto forte a 85 - 92 km (duto de 7 km) e um duto muito fraco a 95 - 99 km. (e) o efeito da temperatura, uma região do duto é vista em 82 - 84 km, uma possível região do duto forte em 85 - 92 km e outro duto possível em 95.5 - 98.5 km. (f) o efeito do vento, este perfil não mostrou duto óbvio. Uma investigação sobre a causa primária do duto entre o vento e a temperatura também foi realizada. Isto foi feito isolando o efeito da temperatura e o efeito do vento um após o outro, no primeiro caso quando o efeito do vento foi isolado como mostrado na Figura 4.3 (e), a região do duto foi observada. No segundo caso, quando o efeito da temperatura foi isolado, como mostrado na Figura 4.3 (f), nenhum duto foi visto. Desta análise, concluímos que a causa primária do duto foi o efeito da temperatura (duto térmico).

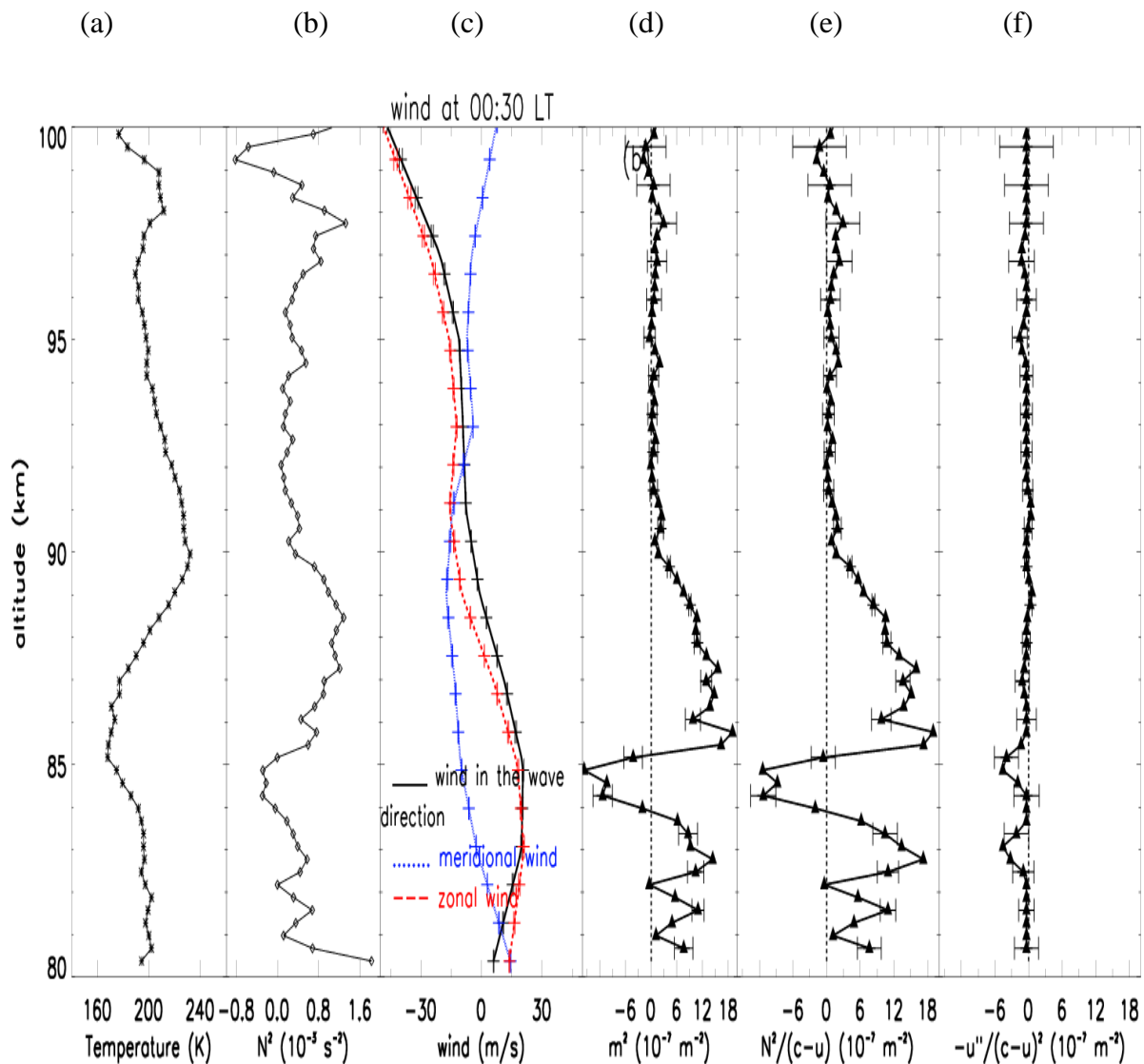


Figura 4.3 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical

Agora que observamos o duto, analisamos a posição dos dutos na atmosfera para saber se é o canal em que a frente de onda OH observada se propagou. Segundo Dewan e Picard (1998), a posição do duto na atmosfera determina a intensidade observada nas regiões de emissão de airglow, cuja posição do duto poderia estar acima, abaixo ou entre as emissões. O posicionamento do duto entre duas camadas de emissão resulta no que Dewan e Picard

denominaram de “efeito complementar”, eles postularam que quando um duto está entre duas ou mais camadas de emissão, a camada de emissão abaixo será empurrada para baixo de forma a se tornar mais densa mais quente e mais brilhante, enquanto as camadas de emissão acima são empurradas para cima, tornando-as menos densas e mais escuras. Essa teoria foi comprovada e verificada por outras observações de diâmetro mesosférico, tais como: (Medeiros et al., 2001; Smith et al., 2003; Medeiros et al., 2016, 2018).

Neste caso, a altitude de pico das emissões de OH com as quais estamos trabalhando é de 87 km, o O₂ e o OI têm suas respectivas altitudes de pico de 94 e 96 km. Agora de volta ao posicionamento do duto que usaremos para analisar a frente de onda observada, a partir do perfil do m^2 , um duto de 7 km (85 - 92 km) com um limite superior e inferior a 85 e 92 km, respectivamente, parece ser o mais provavelmente o duto da frente de onda se propagou. A partir da posição de altitude do duto na atmosfera podemos ver que a emissão de OH está dentro da região do duto, mas abaixo do plano médio do duto que está em 88.5 km, essa posição causará um empurrão para baixo na emissão OH o duto produzindo uma região brilhante. As emissões de O₂ e OI estavam ambas acima do duto, portanto, ambas as camadas de emissão experimentam um impulso ascendente que causa uma intensidade escura na região. Uma ilustração baseada em Dewan e Picard (1998) foi usada para explicar esse efeito de duto nas camadas de emissão, como mostrado na Figura 4.4. A partir da parcela m^2 pudemos observar um duto que suporta a propagação da frente de onda vista nas imagens ASI através das camadas de emissão, afirmando assim que a frente da onda observada é uma frente turbulenta. Este caso também suporta o efeito complementar proposto por Dewan e Picard (1998).

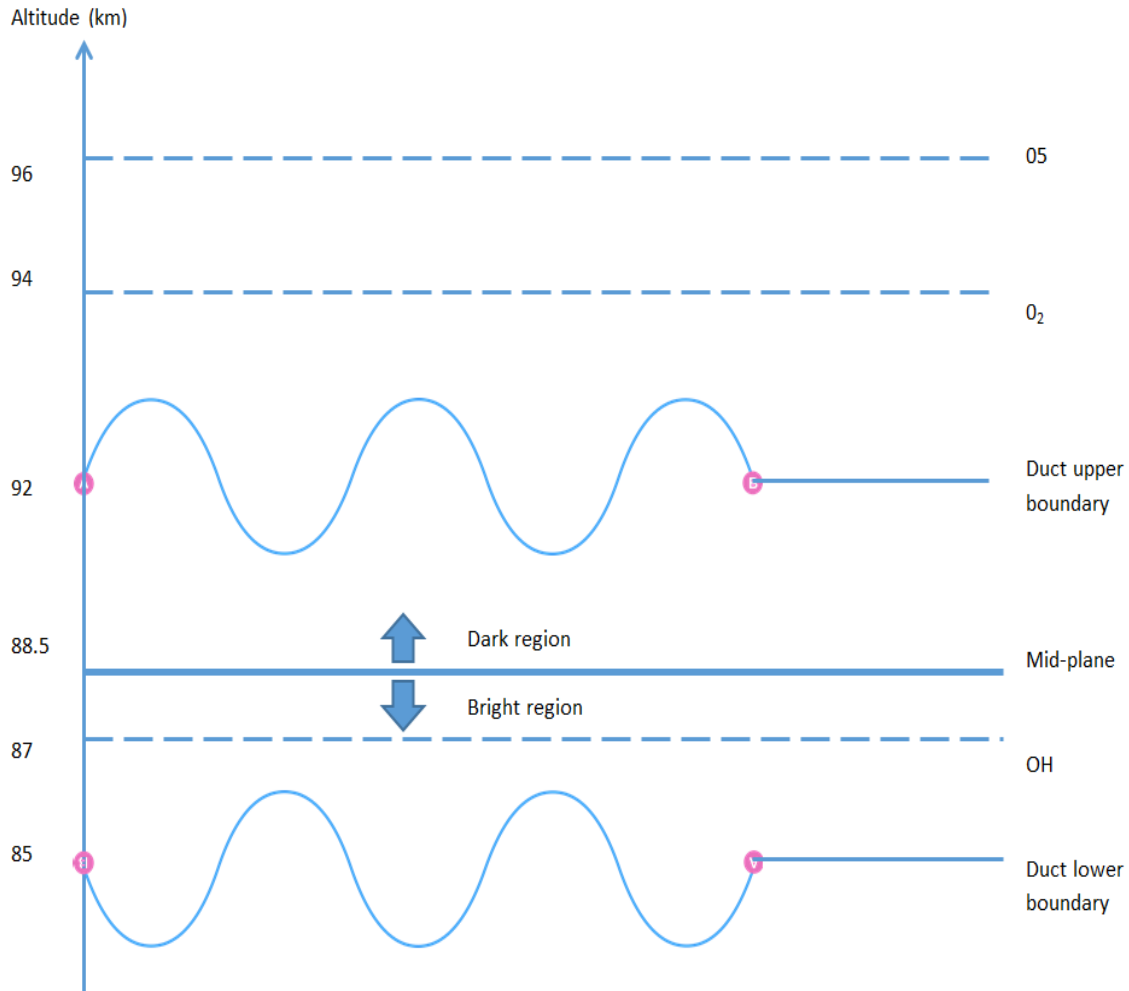


Figura 4. 4 Um diagrama esquemático do duto oscilante e seu respectivo efeito complementar nas regiões de emissão de vórtice de observação observadas em diferentes altitudes.

4.3 Evento 2 (5 de Outubro 2007)

Na noite de 5 de outubro de 2007, das 20:18 às 22:11 (hora local), uma grande frente de onda foi observada no campo de visão na emissão de OH usando o ASI, a frente de onda propagada de noroeste para sudeste (NW - SE) com uma velocidade de fase de 54 m/s, observado em um ângulo azimutal de 118.3°. Às 20:50 foi observado o desenvolvimento de uma crista de onda à direita, os trens de ondas continuaram a aumentar à medida que a frente de onda se propagava ao longo do FOV do ASI. A região atrás da frente de onda era mais escura, comparada com a região à frente do sistema frontal e uma frente escura foi observada na emissão de OH. Efeito semelhante foi observado nas imagens das emissões de O₂ e OI. A Figura 4.5 mostra a frente

observada nas várias emissões e sua direção de propagação, ((a). OH, (b), O₂, (c), O₅) e a Figura 4.6 mostra a imagem do espectro de potência média OH. A partir da imagem observada do ASI inferimos que se tratava de um pororoca mesosférico.

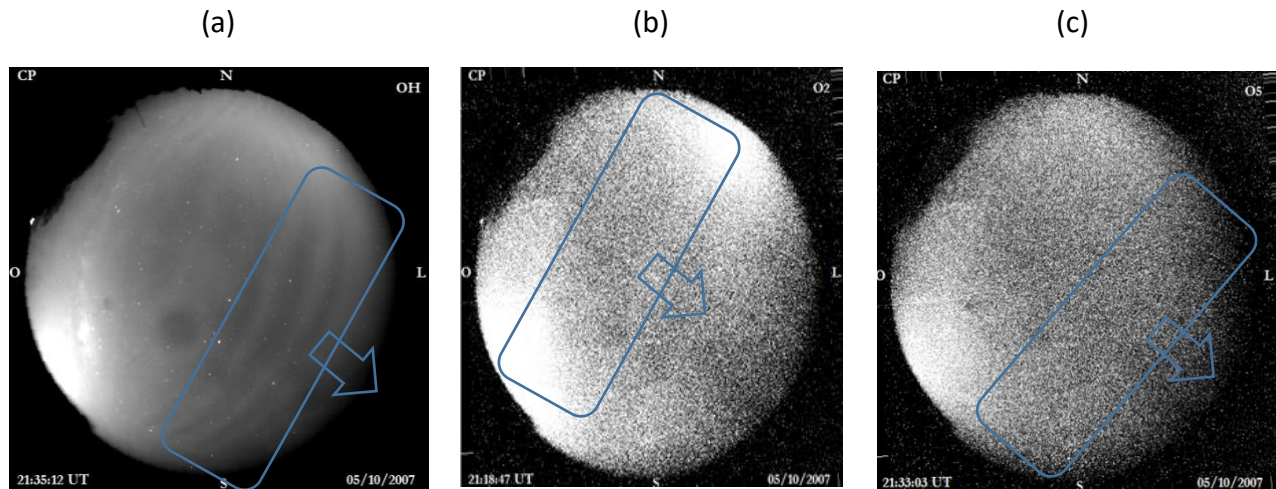


Figura 4. 5 Imagens das frentes de onda em emissões airglow (a) Frente escura em emissão OH (b) Frente escura em emissão de O₂ (c) Frente escura em emissão de O₅ e sua respectiva direção de propagação.

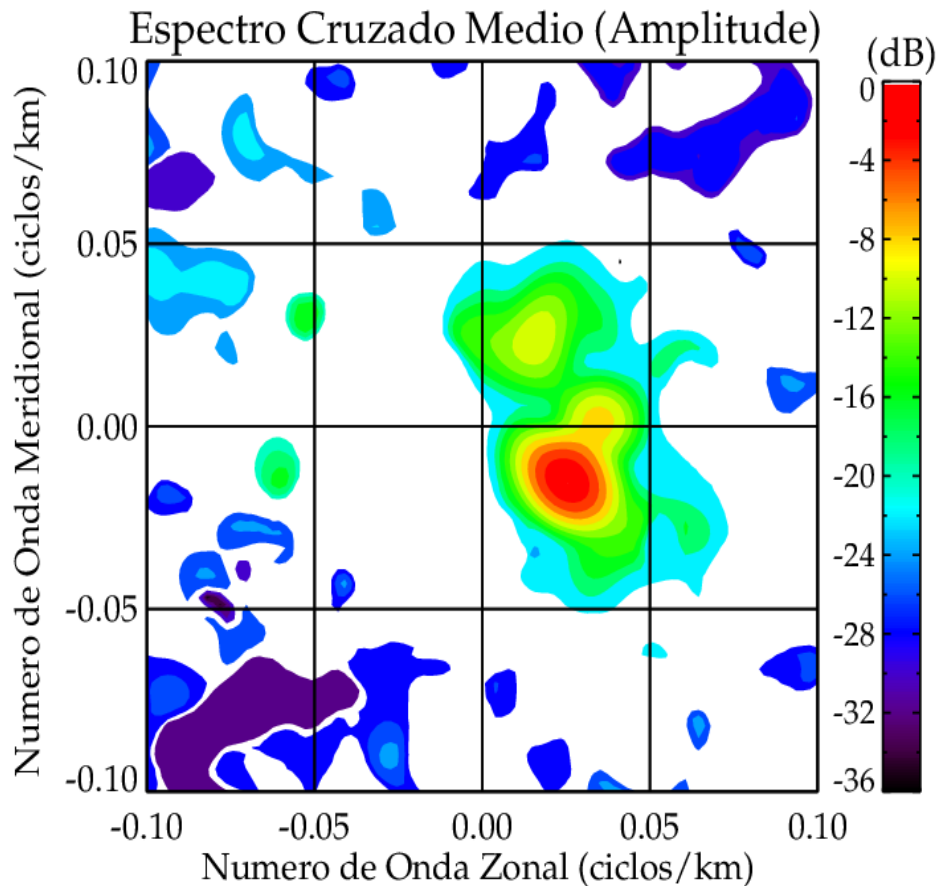


Figura 4. 6 Espectro de potência média da emissão OH para vinte imagens selecionadas de 20:50 - 21: 33 LT, propagando-se para a direção SE.

A Figura 4.7 mostra informações sobre o comportamento da atmosfera durante a passagem da frente pelo zênite entre 80 e 100 km de altitude às 21:30 LT. (a) o perfil vertical de temperatura, duas inversões de temperatura foram observadas ao longo do perfil, uma centrada em 81 km e outra em 98.5 km. (b) o perfil vertical da frequência de empuxo, (c) o vento, o vento zonal (linha pontilhada vermelha), o vento meridional (linha pontilhada azul) e o vento na direção da onda (linha sólida preta) e as barras de erro da derivada do vento, (d) o quadrado da onda vertical (m^2), uma região do duto pode ser vista em 80.5 - 83 km e dois outros dutos possíveis em 83 - 84.5 km e 92 - 94 km respectivamente, (e) o efeito da temperatura, uma região do duto pode ser visto em 80.5 - 84.5 km, (f) efeito do vento, dois pequenos dutos foram observados, um em 86.5 - 87.5 km e outro em 92 - 93.5 km. a partir do perfil de m^2 , a frente de onda tem maior

probabilidade de se propagar para o duto de 80.5 - 83 km que foi causado, principalmente, pelo efeito de temperatura (duto térmico) como mostrado na Figura 4.7 (e), o efeito dessa posição no Camadas de emissão serão um empurrão para cima, o que resultará em uma intensidade escura nas camadas de emissão de " aeroluminescência " acima do duto. Esta observação está de acordo com a imagem registrada pelo ASI, pois uma frente escura foi vista através das camadas de emissão e também pudemos finalmente concluir que se trata de uma pororoca mesosférico.

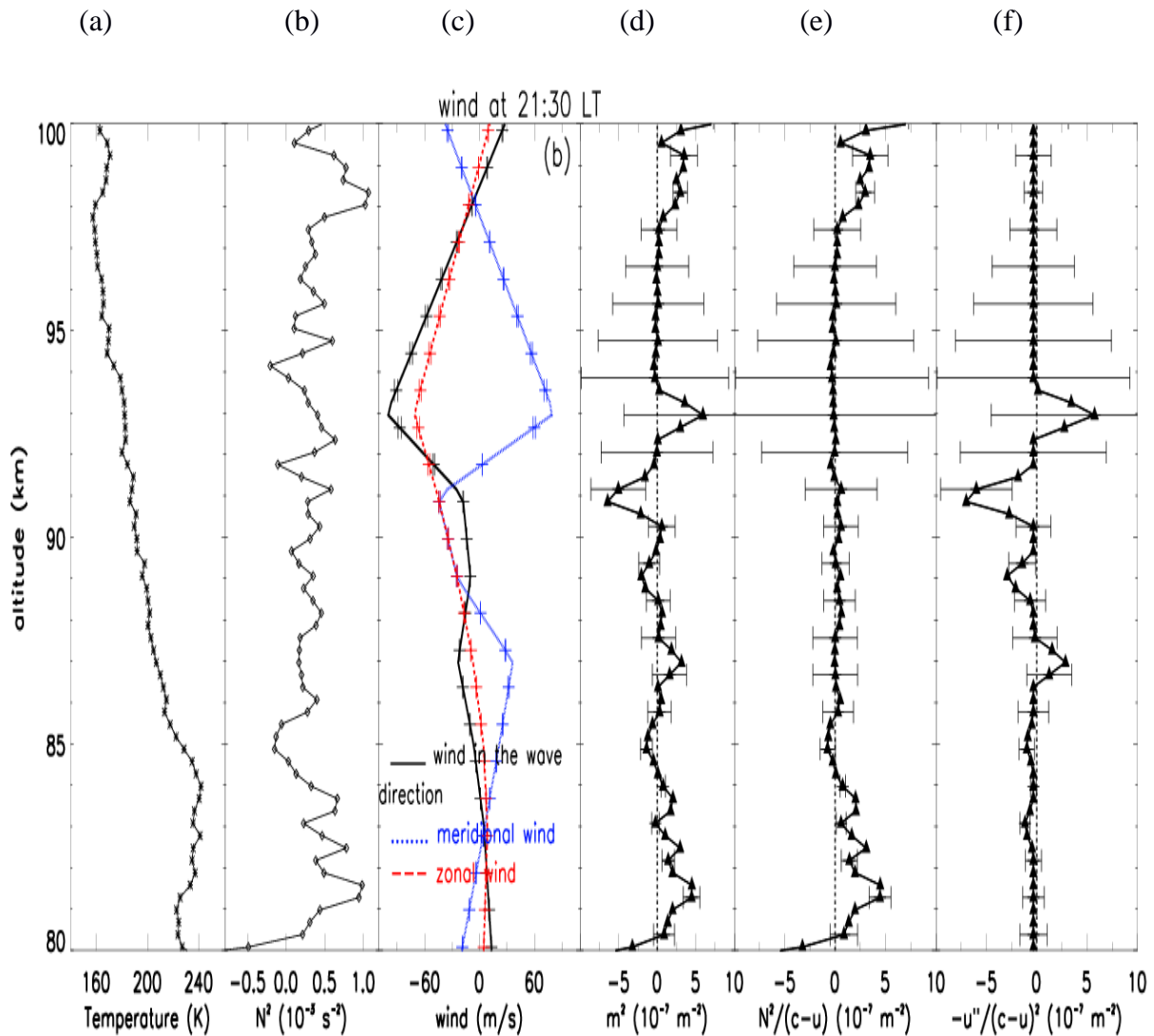


Figura 4. 7 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.

4.4 Evento 4 (5 de Março de 2008)

Na noite de 5 de março de 2008, que aconteceu de ser uma noite muito perturbada como muitas nuvens foram vistas no céu em um horário local de 22:06 a 22:46, grandes frentes de onda foram observadas em todo o campo de visão na emissão de emissão do OH,. As ondas propagaram-se do Nordeste para o Sudoeste (NE - SW) com velocidade de fase de 1,1 m / s, observadas em um ângulo azimutal de 228.8°, a visão da propagação da onda estava sendo obstruída por nuvens à medida que se propagava através do FOV do ASI. A região por trás da frente de onda era mais escura, comparada com a região à frente. A Figura 4.8 mostra a frente observada na emissão de OH e sua direção de propagação e a Figura 4.9 mostra a imagem do espectro de potência média da frente de onda na emissão de OH. As imagens para as emissões de O₂ e OI para este dia foram muito fracas e, portanto, nenhuma informação foi obtida a partir delas.

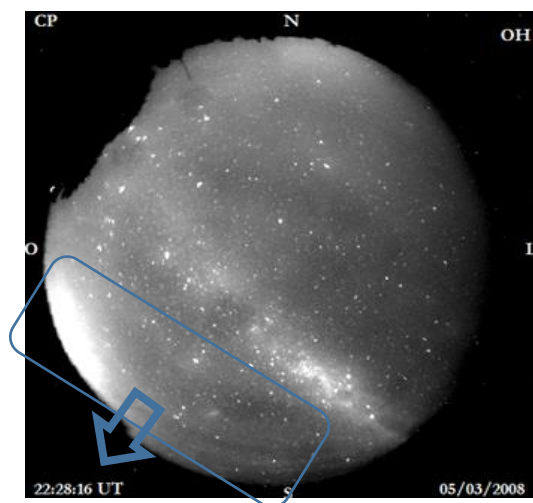


Figura 4. 8 Imagem de uma frente de onda escura observada na emissão de OH e sua direção de propagação.

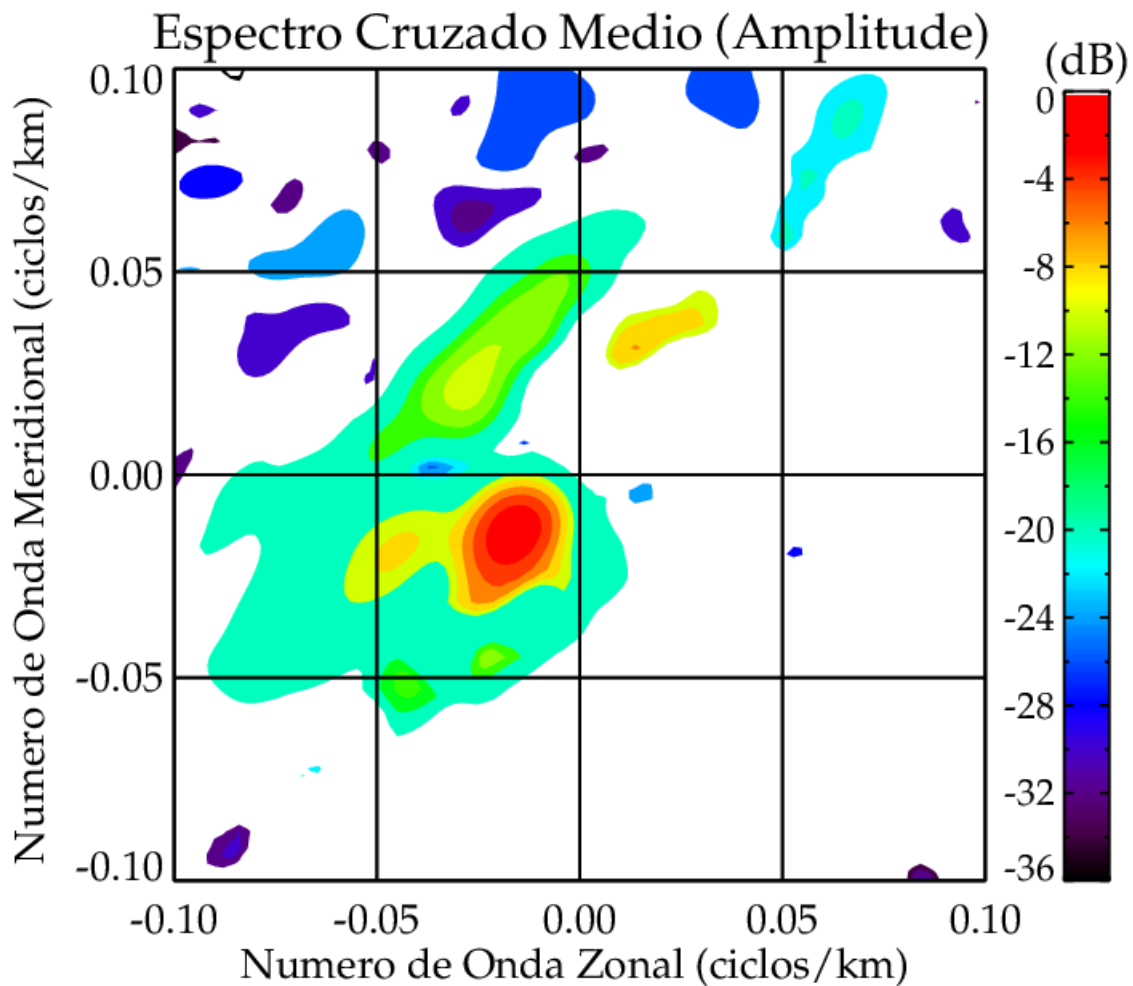


Figura 4. 9 Espectro de potência média da emissão OH para 16 imagens selecionadas de 22:06 - 22:46 LT, propagando-se para a direção SW.

A Figura 4.10 mostra informações sobre o comportamento da atmosfera de fundo da frente de onda observada com entre 80 e 100 km às 22:30 LT. (a) o perfil vertical de temperatura, duas inversões de temperatura foram observadas ao longo do perfil, uma centrada em 92 km e outra em 97 km. (b) o perfil vertical da frequência de empuxo, (c) o vento, o vento zonal (linha pontilhada vermelha), o vento meridional (linha pontilhada azul) e o vento na direção da onda (linha sólida preta) e as barras de erro representam o desvio padrão do do vento, (d) o quadrado da onda vertical (m^2), a partir deste gráfico, podemos ver que não há duto óbvio, o que significa

que este caso é o de um evento de avanço propagando livremente que se torna instável, gerando estruturas nas camadas de aeroluminescência. (e) O efeito da temperatura, também mostrou nenhuma região do duto, (f) efeito do vento, um possível duto estreito pode ser visto em 90 - 91 km, mas este duto é muito pequeno, portanto, insignificante. Finalmente, a partir da estrutura observada das frentes de onda, como mostrado pelo ASI, que parecia mais uma reviravolta e mistura das camadas de airglow, comparando esta imagem com a estrutura sem dutos do m^2 , pode-se inferir que este caso é uma parede evento.

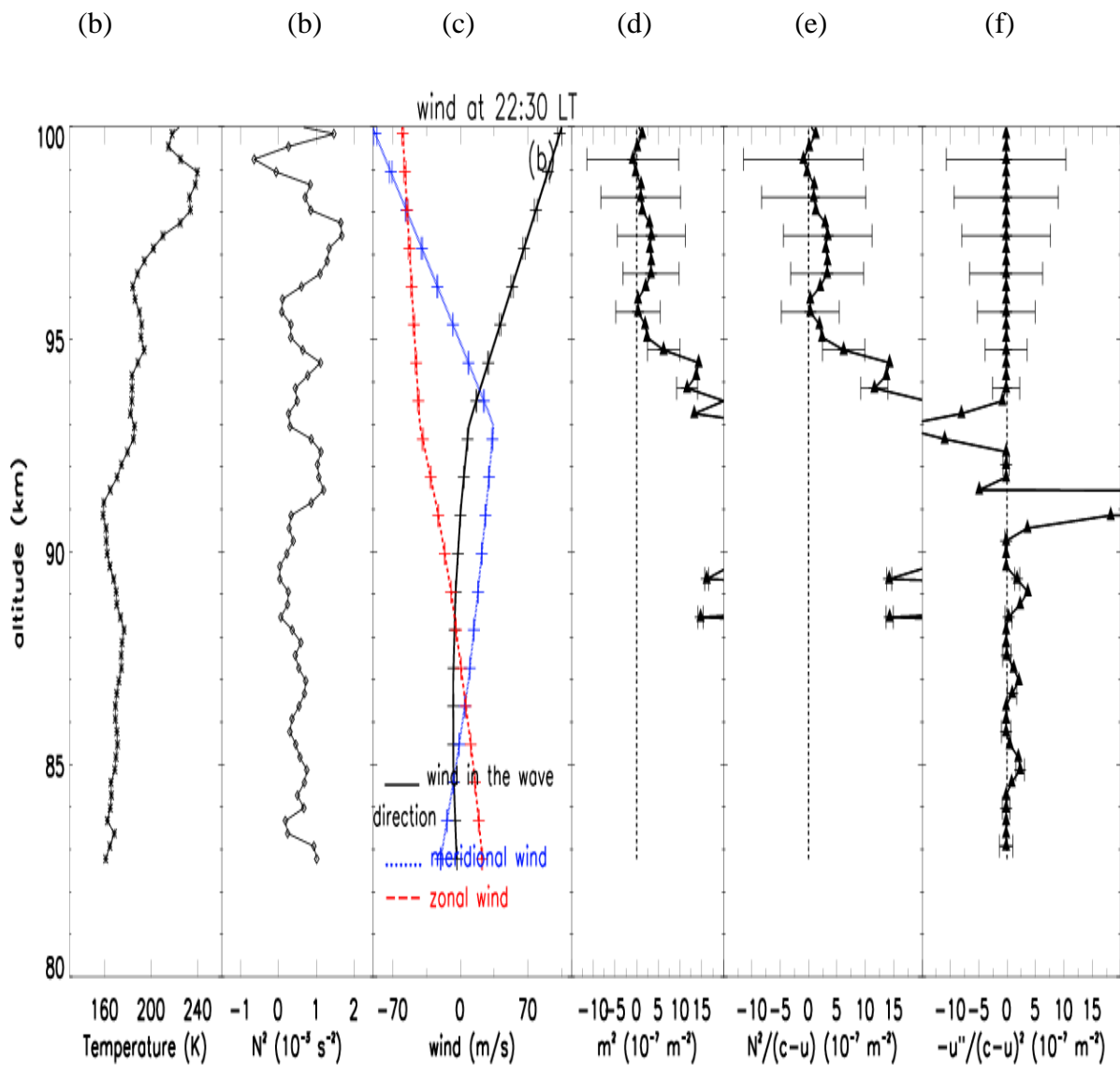


Figura 4. 10 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.

4.5 Evento 5 (31 de Março de 2008)

Na noite de 31 de março de 2008, das 21:43 às 22:57, uma grande frente de onda foi observada em todo o campo de visão na emissão de ar OH usando o ASI. A noite de observação foi perturbada quando muitas nuvens foram vistas. A frente de onda se propagou de noroeste a sudeste (NW - SE) com velocidade de fase de 14.7 m/s, observada em um ângulo azimutal de 121.6° . A região atrás da frente de onda era mais escura, comparada com a região à sua frente, a frente de onda observada era uma frente escura no OH. Efeito semelhante foi observado nas imagens das emissões de O_2 e OI. A Figura 4.11 mostra a frente observada nas várias emissões e sua direção de propagação, ((a). OH, (b), O_2 , (c), O5) e a Figura 4.12 mostra a imagem do espectro de potência média da frente de onda em a emissão OH. A partir da imagem observada do ASI inferimos que se tratava de uma pororoca mesosférica turbulenta.

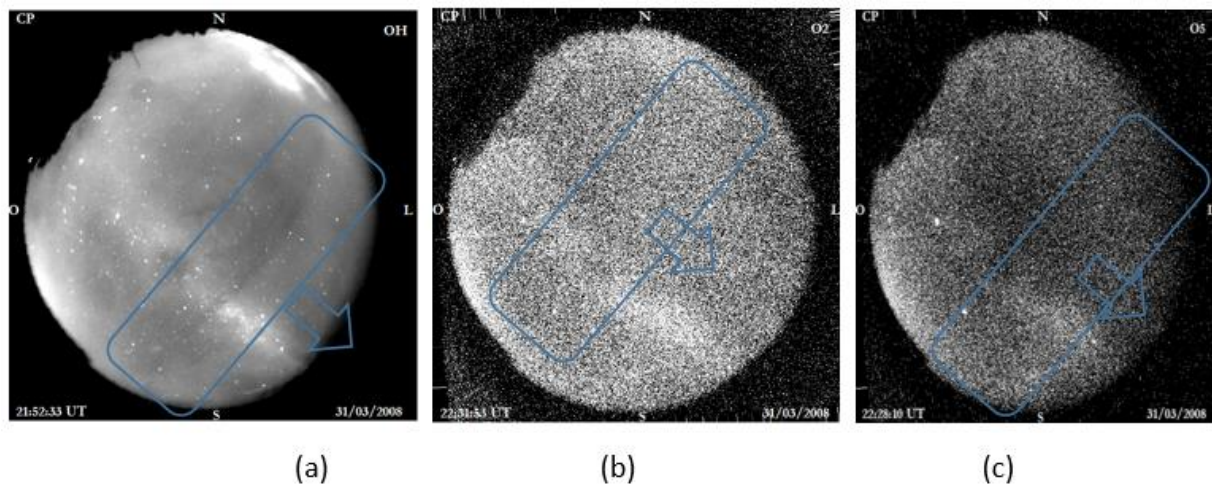


Figura 4. 11 Imagens das frentes de onda nas emissões de aeroluminescência (a) Frente brilhante em emissão OH (b) Frente escura em emissão de O_2 (c) Frente negra em emissão de O5 e respectiva direção de propagação.

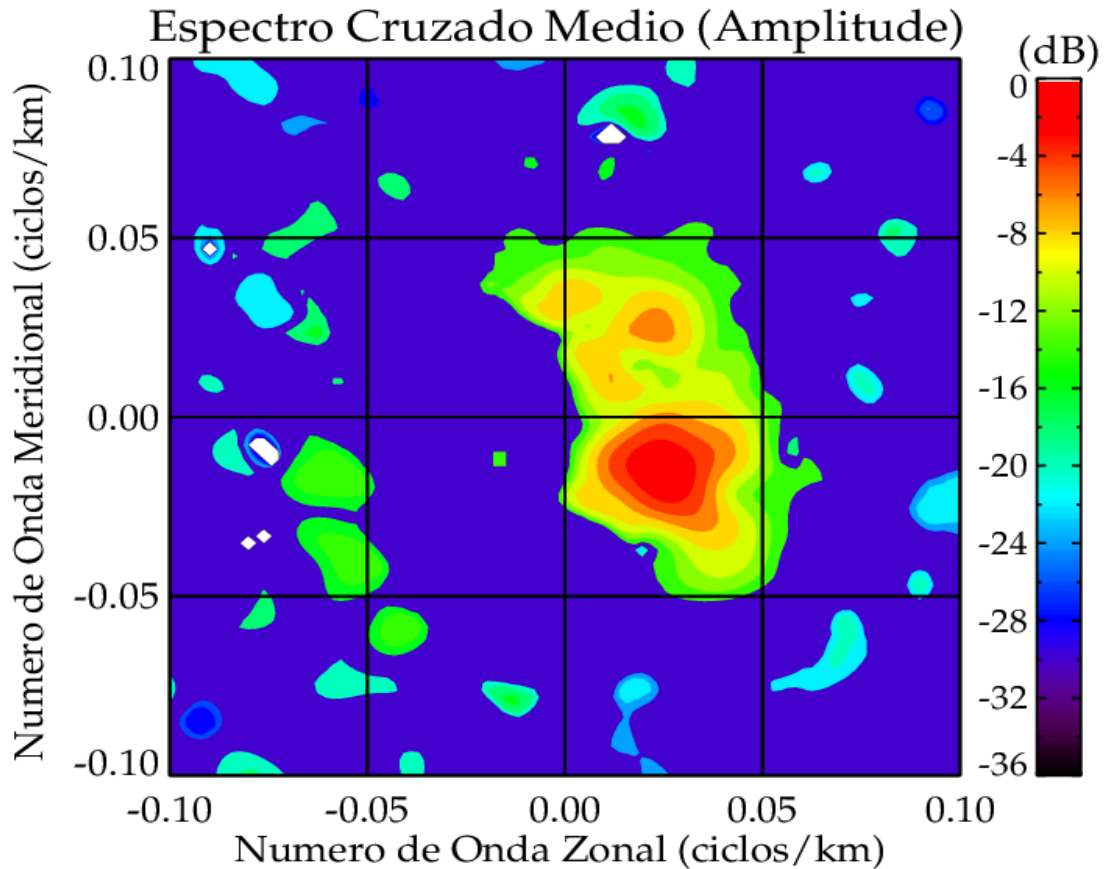


Figura 4. 12 Espectro de potência média da emissão OH para vinte imagens selecionadas de 21:43 - 22: 57 LT, propagando-se para a direção SE.

A Figura 4.13 mostra informações sobre o comportamento da atmosfera de fundo da frente de onda observada com parcelas de 80 a 100 km às 22:30 LT durante a observação da frente da onda através do FOV do ASI. (a) o perfil vertical de temperatura, duas inversões de temperatura foram observadas ao longo do perfil, uma centrada em 82.5 km e outra a 99 km. (b) o perfil vertical da frequência de empuxo, (c) o vento, o vento zonal (linha pontilhada vermelha), o vento meridional (linha pontilhada azul) e o vento na direção da onda (linha sólida preta) e as barras de erro da derivada padrão do vento, (d) o quadrado da onda vertical (m^2), um duto pode ser visto nesta parcela um em 82 - 84,5 km, (e) o efeito da temperatura, a região do duto aqui é em 82 - 84.5 km, (f) efeito do vento, este gráfico não mostrou região do duto. O duto observado neste

caso a partir do perfil de m^2 foi posicionado abaixo das camadas de emissão, portanto um empurrão para cima será experimentado pelas camadas de emissão resultando em uma intensidade escura nas camadas. O duto do perfil do m^2 é influenciado principalmente ou causado pelo efeito da temperatura, como mostrado no perfil do efeito da temperatura. A partir da parcela m^2 , pudemos observar que a influência da intensidade da posição do duto nas camadas de emissão é semelhante à observada pela ASI, portanto, afirmando que este caso é o de um pororoca turbulento.

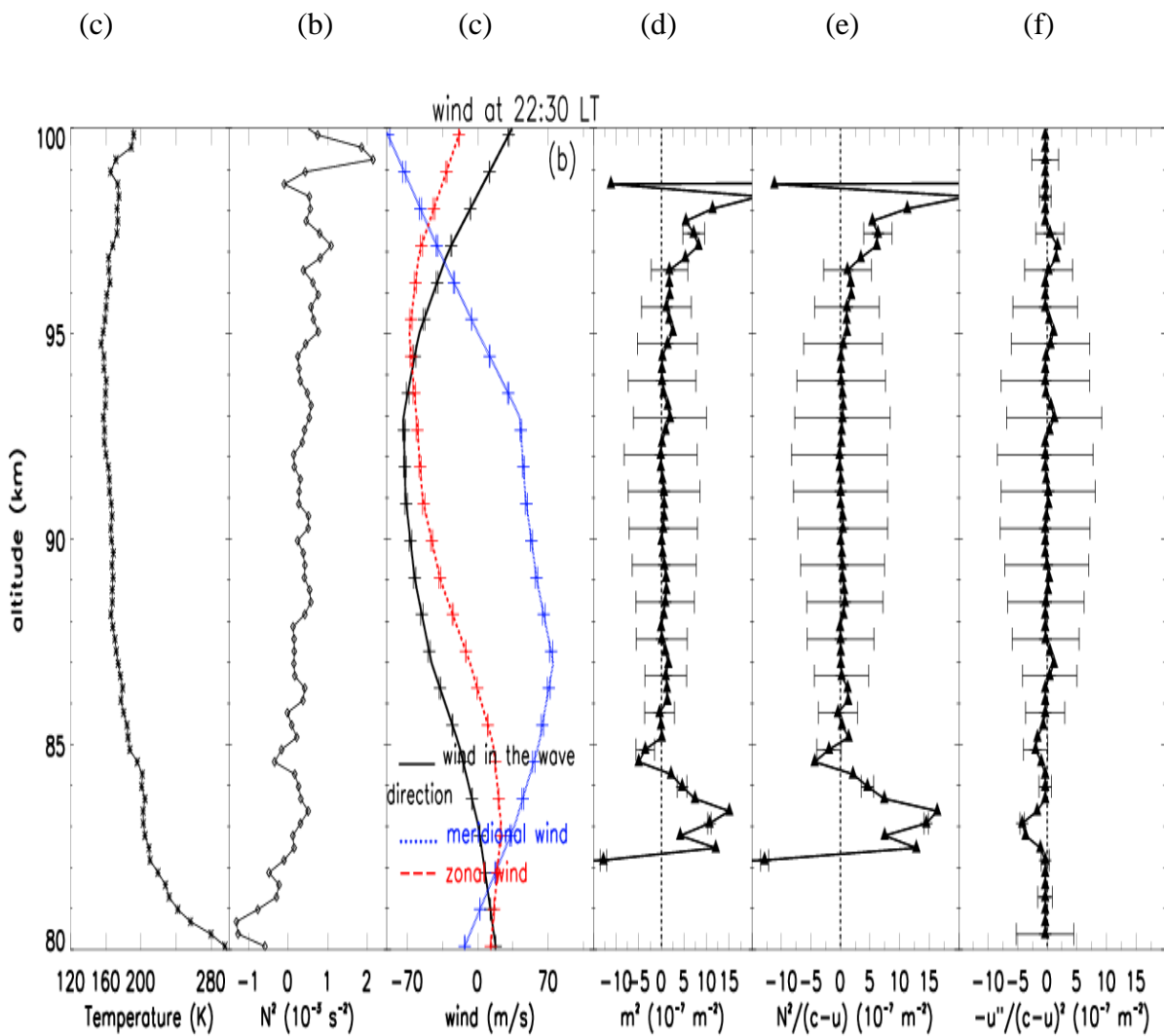


Figura 4. 13 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.

4.6 Evento 6 (3 de Setembro de 2008)

Na noite de 3 de setembro de 2008, das 22:21 a 23:39, uma grande frente de onda foi observada em todo o campo de visão na emissão de ar OH usando o ASI. A frente de onda se propagou do Sudoeste para o Nordeste (SW - NE) com uma velocidade de fase de 74.4 m / s, com um ângulo azimutal de 24.8°. Neste caso, uma frente brilhante com uma única onda bloqueada foi observada, esta frente estava sendo seguida por uma região escura. A região atrás da frente de onda era mais escura quando comparada a outras observações, onde uma frente brilhante era seguida por uma região brilhante ou uma região de intensidade aumentada. Efeito semelhante foi observado nas imagens das emissões de O₂ e OI. A Figura 4.14 mostra a frente observada nas várias emissões e sua direção de propagação, ((a). OH, (b), O₂, (c), O₅) e a Figura 4.15 mostra a imagem do espectro de potência média da frente de onda em a emissão OH. A partir da imagem observada do IAS, inferimos que este poderia ser uma pororoca mesosférica com um posicionamento de ducto diferente daquele postulado por Dewan e Picard (1998).

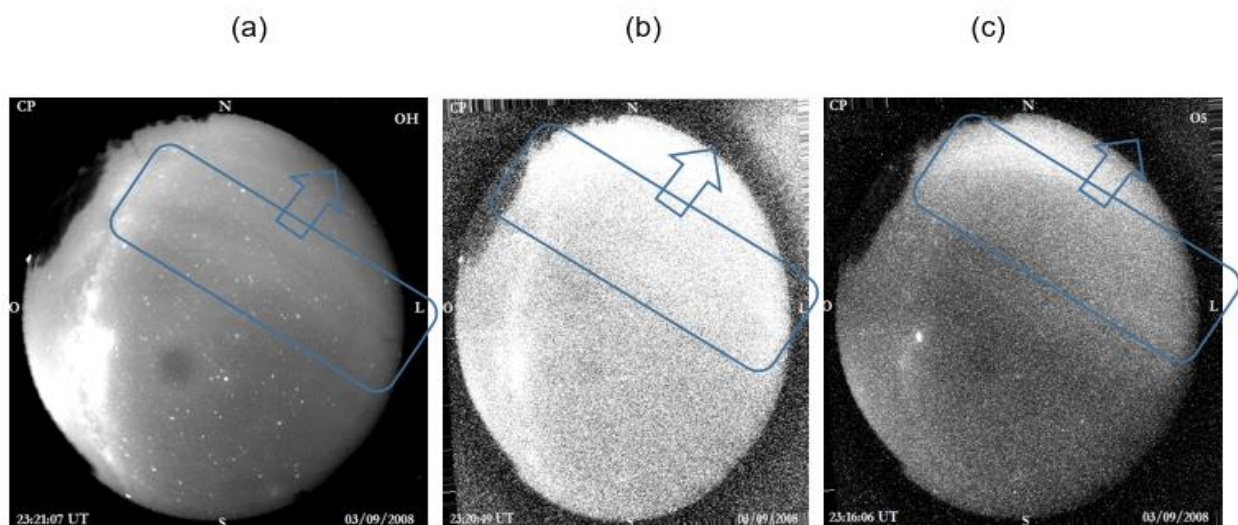


Figura 4. 14 Imagens das frentes de onda nas emissões de aeroluminescência (a) Frente brilhante em emissão OH (b) Frente escura em emissão de O₂ (c) Frente negra em emissão de O₅ e respectiva direção de propagação.

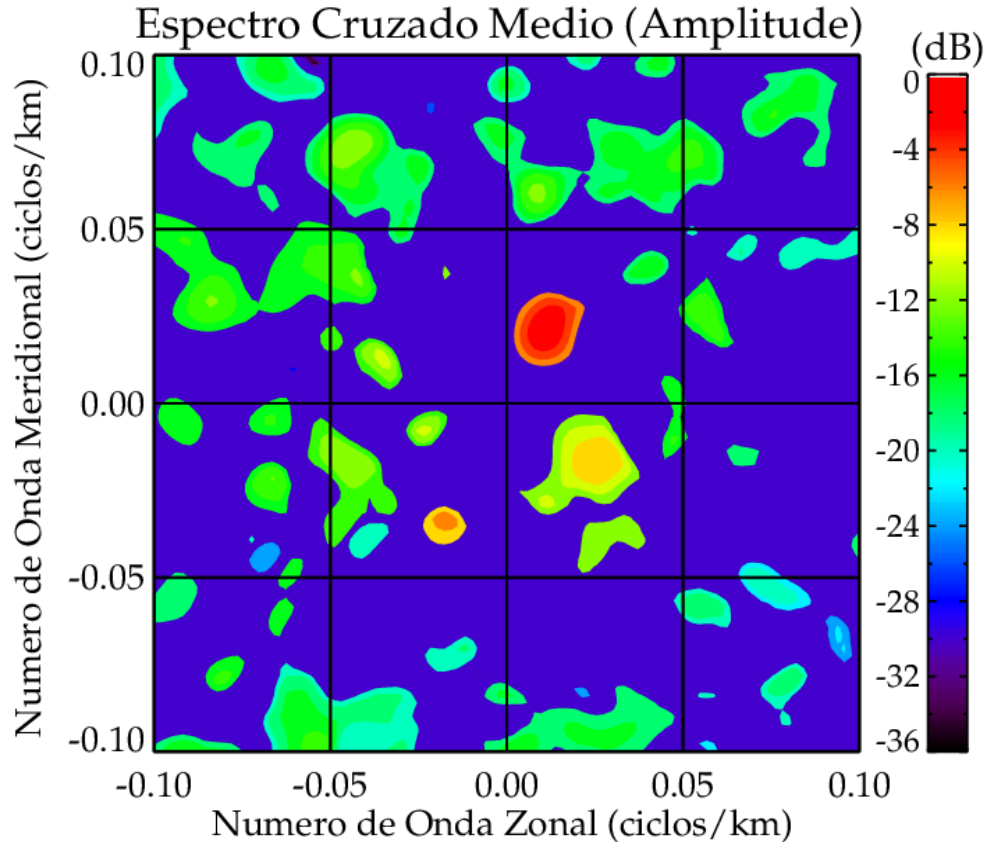


Figura 4. 15 Espectro de potência média da emissão OH para seis imagens selecionadas de 23:16 - 23:30 LT, propagando-se para a direção NE.

A Figura 4.16 mostra informações sobre o comportamento da atmosfera de fundo da frente de onda observada com parcelas de 80 - 100 km às 21:30 LT durante a observação da frente da onda através do FOV do ASI. (a) o perfil vertical de temperatura, este perfil foi preenchido com lotes de inversões de temperatura que foram centrados em 83 km, 90.5 km, 94 km e 98.5 km, (b) o perfil vertical da frequência de empuxo, (c) o vento, o vento zonal (linha pontilhada vermelha), vento meridional (linha pontilhada azul) e o vento na direção da onda (linha sólida preta) e as barras de erro eram da derivada padrão do vento, (d) o quadrado da vertical onda (m^2), dois ductos principais foram observados ao longo deste perfil um em 82 - 84.5 km e o outro foi uma grande região do duto com seu limite inferior a 85 km e seu limite superior a 96 km. (e) o efeito da temperatura, três dutos foram observados aqui em 82 - 84.5 km, 85 - 93 km e 93.5 - 96 km.

(f) efeito vento, três dutos estreitos também foram vistos ao longo deste perfil com duto de menos de 1 km cada, os dutos foram centrados em 89 km, 91 km e 93 km respectivamente. Dos ductos observados no perfil do m^2 podemos ver que se trata de dois dutos que podem afetar a intensidade de emissão das camadas de aeroluminência de diferentes maneiras, o que provavelmente levou ao tipo de frente e intensidade de emissão observada pelo ASI, portanto este evento pode ser classificado como um pororoca mesosférica. Finalmente, a partir da parcela 4.16 (e) e 4.16 (f), pudemos ver que ambos os efeitos foram responsáveis pela formação de dutos em que o efeito da temperatura foi novamente a principal causa do pororoca induzido observado.

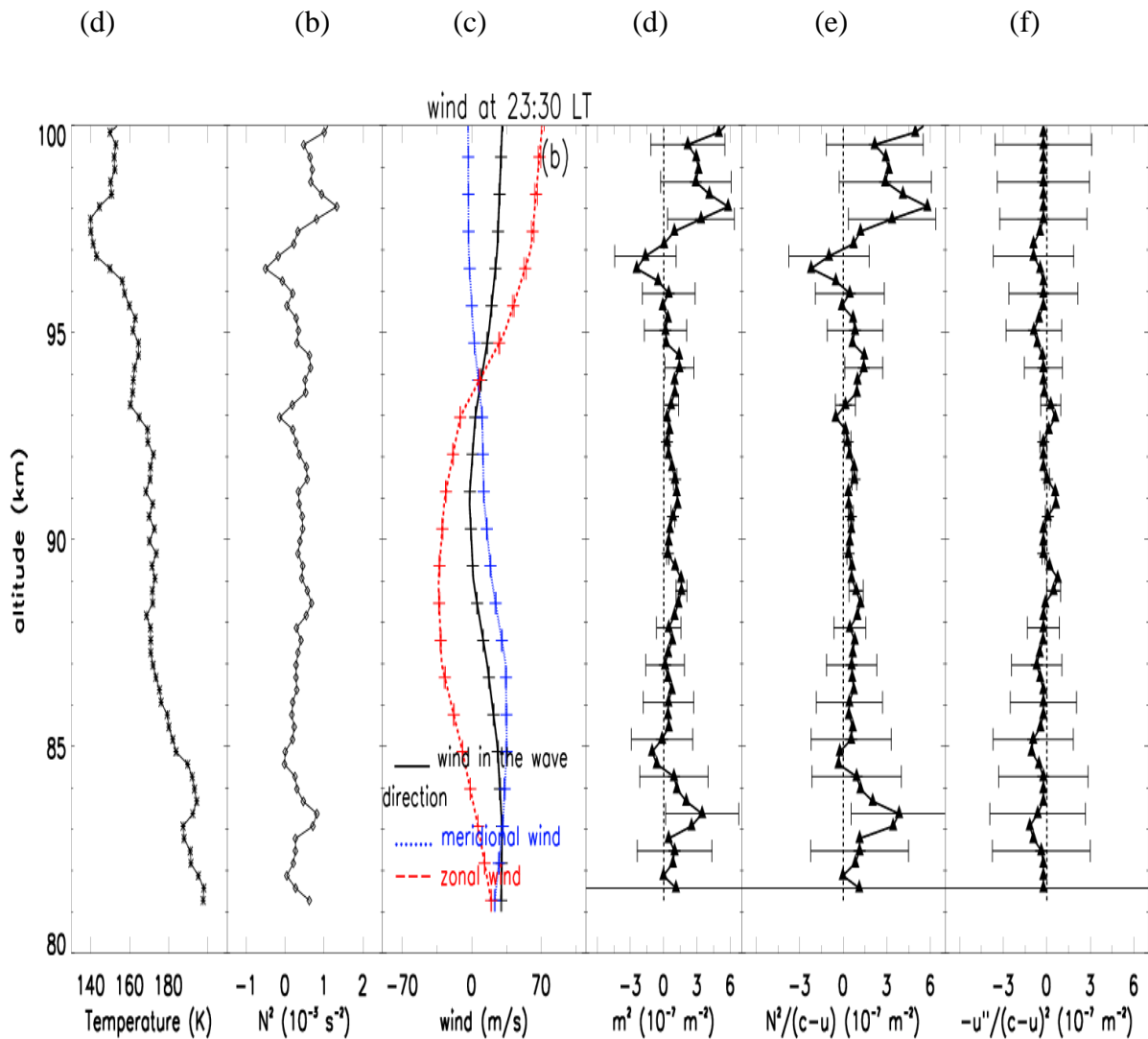


Figura 4. 16 (a) perfil vertical da temperatura (b) perfis verticais da frequência de empuxo (c) vento zonal, vento meridional e vento na direção da onda, barras de erro representam as incertezas na determinação da ventos (d) o quadrado do número de onda vertical.

5.1 Conclusão do presente trabalho

Uma observação simultânea NA MLT foi feita usando o ASI, radar Meteor e instrumento Lidar, os dois primeiros instrumentos foram instalados em Cachoeira Paulista (23°S, 45°O) enquanto o Lidar foi instalado em São José dos Campos (23°S, 46°W). Um total de seis eventos dianteiros mesosféricos foram observados com o ASI dentro de um período de 2 anos nas seguintes noites: (1) 14-15 de setembro de 2007, (2) 5 de outubro de 2007, (3) 10 de outubro de 2007, (4) 5 Março de 2008, (5) 31 de março de 2008 e (6) 3 de setembro de 2008. Essas frentes observadas foram analisados com base na teoria de pororocas mesosféricas, fazendo-se uso de medidas de temperatura e ventos da atmosfera de fundo, mas infelizmente os dados para O evento (3) estava indisponível, truncando a análise de observação para cinco. O evento (1) mostrou uma região de ducto de 85 - 92 km, causando uma frente clara na camada de emissão de OH e uma frente escura nas camadas de emissão de O₂ e O5. O evento (2) tinha um ducto abaixo das camadas de emissão, portanto, uma região de emissão escura será observada em todas as camadas de emissão. O evento (4) também não tinha região do ducto e, portanto, foi classificado como um evento de avanço mesosférico. As imagens para as camadas de emissão de O₂ e O5 foram muito fracas, portanto, nenhuma informação foi obtida a partir delas. Uma comparação das imagens pelo ASI e a falta de uma região do ducto sugerem que este caso seja um evento de parede. O evento (5) também teve seu ducto abaixo de 87 km, criando regiões de emissão escuras através das camadas de emissão de airglow. Finalmente, evento (6), a estrutura da imagem observada nesta região foi bastante diferente das imagens usuais, observou-se que uma frente clara foi seguida por uma região escura e os perfis de análise do ducto mostraram dois dutos que poderiam afetar a intensidade de emissão. O padrão de complementariedade permitiu classificar o evento como uma pororoca mesosférica O efeito de posicionamento do ducto na intensidade das camadas de emissão aeroluminescência segundo Dewan e Picard (1998) foi concordante com a intensidade observada a partir da imagem ASI exceto para os Eventos 4 e 6. As frentes observadas foram classificadas em um total de quatro pororocas, um avança e uma onda se propagando livremente. As principais conclusões do presente estudo estão resumidas abaixo:

1. Esta é a primeira observação simultânea de uma frente mesosférica no Brasil usando o imager All-sky, o radar Meteor e o instrumento LIDAR.
2. Este trabalho também afirma o fato de que um ducto é causado pelo vento e pelo efeito da temperatura de que qualquer um deles pode ser a causa primária do ducto. A partir deste trabalho, podemos ver que os ductos foram causados tanto pelo efeito da temperatura (inversão de temperatura) quanto pelo efeito do vento (doppler), dos quais qualquer um poderia ser o principal contribuinte para a formação do ducto.
3. A presença de uma atmosfera perturbada também pode dificultar a observação de um pororoca, como foi o caso do Evento (4) e (5)
4. Este trabalho foi de acordo com Dewan e Picard (1998) efeito de posicionamento do ducto sobre a intensidade das camadas de emissão airglow exceto para o Evento 6
5. Os ventos observados em todos os eventos sopraram em uma direção diferente da direção de propagação da onda que é apropriada na criação das frentes
6. Também foi observado que a maioria das frentes neste trabalho estavam se propagando da direção NW para a SE e a causa primária dos ductos foi o efeito da temperatura (ducto térmico).

Bibliografia

BATISTA, P. P., CLEMESHA, B. R., SIMONICH, D. M., TAYLOR, M. J., TAKAHASHI, H., GOBBI, D., BATISTA, I. S., BURITI, R. A., AND MEDEIROS, A. F. (2002). Simultaneous lidar observation of a sporadic sodium layer, a “wall” event in the OH and OI5577 airglow images and the meteor winds, **J. Atmos. Solar-Terr. Phys.**, 64, 1327–1335.

BROWN, L. B., GERRARD, A. J., MERIWETHER, J. W., AND MAKELA, J. J. (2004). All-sky imaging observations of mesospheric fronts in OI 557.7 nm and broadband OH airglow emissions: Analysis of frontal structure, atmospheric background conditions, and potential sourcing mechanisms, **J. Geophys. Res.-Atmos.**, 109, d19104, <https://doi.org/10.1029/2003JD004223>.

CARMEN J. NAPPO. **An Introduction to Atmospheric Gravity Waves**. (2002).

CARVALHO, A., PAULINO, I., MEDEIROS, A., LIMA, L., BURITI, R., PAULINO, A., WRASSE, C., AND TAKAHASHI, H. (2017). Case study of convective instability observed in airglow images over the Northeast of Brazil, **J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.**, 154, 33–42, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.12.003>.

CLEMESHA, B.R. (1995). Sporadic neutral metal layers in the mesosphere and lower thermosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics** 57, 725–736.

CRAPPER, G. (1984). **Introduction to water waves**. Chichester: Ellis Horwood.

DEWAN, E. M. AND PICARD, R. H. (1998). Mesospheric bores, **J. Geophys. Res.**, 103, 6295–63060.

DEWAN, E. M. AND PICARD, R. H. (2001). On the origin of mesospheric bores, **J. Geophys. Res.**, 106, 2921–2928.

FABER, T. E. (1995). **Fluid Dynamics for Physicists**, Cambridge Univ. Press, New York.

FECHINE, J., MEDEIROS, A. F., BURITI, R. A., TAKAHASHI, H., AND GOBBI, D. (2005). Mesospheric bore events in the equatorial middle atmosphere, **J. Atmos. Solar-Terr. Phys.**, 67, 1774–1778.

FECHINE, J. (2007). Study of Mesospheric Fronts in the Equatorial Region. National Institute of Space Research.

FECHINE, J., WRASSE, C. M., TAKAHASHI, H., MEDEIROS, A. F., BATISTA, P. P., CLEMESHA, B. R., LIMA, L. M., FRITTS, D., LAUGHMAN, B., TAYLOR, M. J., PAUTET, P. D., MLYNCZAK, M. G., AND RUSSELL, J. M. (2009). First observation of an undular mesospheric bore in a Doppler duct, **Ann. Geophys.**, 27, 1399–1406, <https://doi.org/10.5194/angeo-27-1399-2009>.

FERNANDES, F. T. (2009). Medidas simultâneas de temperatura na mesosfera superior através de radar de laser e luminescência atmosférica em baixas latitudes no setor brasileiro. 2009. 152 p. IBI: <8JMKD3MGP8W/35F3LBB>. (INPE-16583-TDI/1572). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/35F3LBB>>.

GARCIA, F. J.; TAYLOR, M. J.; KELLEY, M. C. (1997). Two-dimensional spectral analysis of mesospheric airglow image data. **Appl. Opt.**, OSA, v. 36, n. 29, p. 7374{7385, Oct 1997.

HINES, C. O. (1974). **The Upper Atmosphere in Motion**. Washington, DC: Am. Geophys. Union.

JOHNSON, R. S. (1997). **A Modern Introduction to the Mathematical Theory of Water Waves**, Cambridge Univ. Press, New York.

KEO SCIENTIFIC (2018). Space science <http://www.keoscientific.com/>

LAUGHMAN, B., FRITTS, D.C., WERNE, J. (2009). Numerical simulation of bore generation and morphology in the thermal and Doppler ducts. **Ann. Geophys.** 27, 511–523

LI, Q., XU, J., YUE, J., LIU, X., YUAN, W., NING, B., GUAN, S. AND YOUNGER, J. (2013). Investigation of a mesospheric bore event over northern China. **Annales Geophysicae**, 31(3), pp.409-418.

LIGHTHILL, J., **Waves in Fluids**, Cambridge Univ. Press, New York, (1979).

MEDEIROS, A. F., TAYLOR, M. J., TAKAHASHI, H., BATISTA, P. P., AND GOBBI, D. (2001). A unusual airglow wave event observed at Cachoeira Paulista 23° S, **Adv. Space Res.**, 27, 1749–1754.

MAHAPATRA, P., DOVIAK, R. AND ZRNIC, D. (1991). Multisensor Observation of an Atmospheric Undular Bore. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 72(10), pp.1468-1480.

MEDEIROS, A. F., TAYLOR, M. J., TAKAHASHI, H., BATISTA, P. P., AND GOBBI, D. (2003). An Investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: propagation direction and wind filtering, **J. Geophys. Res.**, 108(D14), 4411, doi:10.1029/2002JD002593.

MEDEIROS, A. F., FECHINE, J., BURITI, R. A., TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., AND GOBBI, D. (2005). Response of OH, O₂, and OI5577 airglow emissions to the mesospheric bore in the equatorial region of Brazil, **Adv. Space Res.**, 35, 1971–1975.

MEDEIROS, A. F., PAULINO, I., TAYLOR, M. J., FECHINE, J., TAKAHASHI, H., BURITI, R. A., LIMA, L. M., AND WRASSE, C. M. (2016) Twin mesospheric bores observed over Brazilian equatorial region, **Ann. Geophys.**, 34, 91–96, <https://doi.org/10.5194/angeo-34-91-2016>.

MEDEIROS, A., PAULINO, I., WRASSE, C., FECHINE, J., TAKAHASHI, H., BAGESTON, J., PAULINO, A. AND BURITI, R. (2018). Case study of mesospheric front dissipation observed over the northeast of Brazil. *Annales Geophysicae*, 36(2), pp.311-319. Nappo, C. (2002). An introduction to atmospheric gravity waves. **San Diego: Academic Press**.

NARAYANAN, V. L., GURUBARAN, S., AND EMPERUMAL, K. (2009). A case study of a mesospheric bore event observed with an all-sky airglow imager at Tirunelveli (8.7° N), **J. Geophys. Res.-Atmos.**, 114, d08114, <https://doi.org/10.1029/2008JD010602>.

NARAYANAN, V. L., GURUBARAN, S., AND EMPERUMAL, K. (2012). Nightglow imaging of different types of events, including a mesospheric bore observed on the night of February 15, 2007 from Tirunelveli (8.7° N), **J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.**, 78, 70–83, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2011.07.006>.

NYASSOR, P., BURITI, R., PAULINO, I., MEDEIROS, A., TAKAHASHI, H., WRASSE, C. AND GOBBI, D. (2018). Determination of gravity wave parameters in the airglow combining photometer and imager data. *Annales Geophysicae*, 36(3), pp.705-715.

PAULINO, I. (2012). Study of the propagation of gravity waves in the thermosphere-ionosphere National Institute of Space Research.

SALBY, M. AND SALBY, M. (2012). **Physics of the atmosphere and climate**. Cambridge: Cambridge University Press.

SANTOS, F. A. V. d. (2007). **Investigação do fluxo de momento das ondas de gravidade na alta atmosfera através da aeroluminescência**.

SHE, C. Y., LI, T., WILLIAMS, B. P., YUAN, T., AND PICARD, R. H. (2004). Concurrent OH imager and sodium temperature/wind lidar observation of a mesopause region undular bore event over Fort Collins/Platteville, Colorado, **J. Geophys. Res.-Atmos.**, 109, d22107, <https://doi.org/10.1029/2004JD004742>.

SEYLER, C.E., (2005). Internal waves and undular bores in mesospheric inversion layers. **J. Geophys. Res.** 110, D09S05, doi:10.1029/2004JD004685.

RUSSEL III (2006). A multi-instrument measurement of a mesospheric front-like structure at the equator, **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, 84A, 305–316.

SHIOKAWA, K., SUZUKI, S., OTSUKA, Y., OGAWA, T., NAKAMURA, T., MLYNCZAK, M.G., RUSSELL III, M.J. (2006). A multi-instrument measurement of a mesospheric front-like structure at the Equator. **J. Meteor. Soc. Jpn.** 84, 305–316

SMITH, R.K., (1998) Traveling waves and bores in the lower atmosphere: The "Morning Glory" and related phenomena, **Earth Sci. Rev.**, 25, 267-290.

SMITH, S., FRIEDMAN, M. J., RAIZADA, S., TEPLEY, C., BAUMGARDNER, J., AND MENDILLO, M. (2005). Evidence of mesospheric bore formation from a breaking gravity wave event: simultaneous imaging and lidar measurements, **J. Atmos. Solar-Terr. Phys.**, 67, 345–356.

SMITH, S. M., J. SCHEER, E. R. REISIN, J. BAUMGARDNER, AND M. MENDILLO (2006). Characterization of exceptionally strong mesospheric wave events using all-sky and zenith airglow observations, **J. Geophys. Res.**, 111, A09309, doi:10.1029/2005JA011197.

SMITH, S. M., M. J. TAYLOR, G. R. SWENSON, C.-Y. SHE, W. HOCKING, J. BAUMGARDNER, AND M. MENDILLO (2003). A multidagnostic investigation of the mesospheric bore phenomenon, **J. Geophys. Res.**, 108(A2), 1083, doi:10.1029/2002JA009500.

STOKER, J. J. (1948). **The formation of breakers and bores**, Commun. Pure Appl. Math., 1, 1.

STOKER, J. J. (1957). **Water Waves**, Wiley Interscience., New York.

TRICKER, R.A.R. (1965) Bores, Breakers, Waves, and Wakes, **Elsevier, New York**.

TAYLOR, M.J., D.N. TURNBULL, AND R.P. LOWE, (1995). Spectrometric and imaging measurements of a spectacular gravity wave event observed during the ALOHA-93 campaign, **Geophys. Res.Lett.**, 22, 2848-2852.

URSELL, F. (1953). The long-wave paradox in the theory of gravity waves, Proc. **Cambridge Philos.Soc.**, 49, 685-694.

VADAS, S. (2007). Horizontal and vertical propagation and dissipation of gravity waves in the thermosphere from lower atmospheric and thermospheric sources. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, 112(A6), p.n/a-n/a.

WRASSE, C. M. (2004). Studies on the generation and propagation of gravity waves atmospheres. 253 p. (INPE-12249-TDI / 978). Thesis (Doctorate in Geophysics Space) | National Institute for Space Research, Sao Jose dos Campos, 2004-03-19 2004.

WRASSE, C. M., TAKAHASHI, H., AND GOBBI, D. (2004). Comparison of the oh (8-3) and (6-2) band rotational temperature of the mesospheric airglow emissions. **Revista Brasileira de Geofísica**, 22(3):223–231.

WRASSE, C. M.; RODRIGUES, I. Programa de Calibrac~ao de Images All-Sky. 2008.

YUE, J., SHE, C.-Y., NAKAMURA, T., HARRELL, S., AND YUAN, T. (2010). Mesospheric bore formation from large-scale gravity wave perturbations observed by collocated all-sky {OH}

imager and sodium lidar, **J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.**, 72, 7–18,
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.10.002>.